

7 DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DEL CARBONO ORGÁNICO TOTAL EN EL SEDIMENTO SUPERFICIAL DE LA PLANICIE ABISAL DEL GOLFO DE MÉXICO

F.J. García-Villalobos y E. Escobar-Briones

INTRODUCCIÓN

La materia orgánica en los sedimentos marinos juega un papel importante, proporciona un reservorio en el ciclo global del carbono y se vincula con la diagénesis temprana contribuyendo en la química del océano. La materia orgánica en los sedimentos abisales es de origen predominantemente marino (Chester 2000), generada por la fijación fotosintética del carbono inorgánico a partir del CO₂ atmosférico por las plantas superiores en la tierra y el fitoplancton en el ambiente marino. Esta producción primaria del fitoplancton (PP) es suficientemente grande para sostener consumidores, protistas y descomponedores, y se ha estimado en el orden de 40 a 50 GtC año⁻¹ (Langhurst *et al.* 1995). Sólo una pequeña cantidad del carbono orgánico (CO) (1.5% de la PP en mar abierto y >17% en el talud) se deposita en el sedimento superficial y está disponible para el bentos, donde la mayor parte es oxidado (Setter *et al.* 2004). Existe información que sugiere que se secuestra entre el 0.5% al 3% de la producción primaria (PP) sobre la plataforma y el talud continentales y 0.014% en el mar abierto (Wollast 1998). Los márgenes continentales representan sólo una pequeña porción del 20% de la superficie mundial del océano; sin embargo, el 80% de la materia orgánica acumulada globalmente es depositada en estos sitios, constituyendo el depósito principal de carbono en el océano (Naijar *et al.* 1992, Seiter *et al.* 2004).

El flujo de CO disminuye rápidamente conforme aumenta la profundidad en la columna de agua ya que éste es remineralizado (Suess 1980). En la escala de las grandes cuencas oceánicas, la acumulación de la materia orgánica, en términos de carbono orgánico total (COT), básicamente refleja los patrones de distribución de la PP. Regionalmente existe una variabilidad a pequeña escala en los procesos sedimentológicos y biogeoquímicos que no sigue esta sencilla relación y así se ha demostrado en estudios diversos (Seiter *et al.* 2004).

El análisis elemental permite determinar el carbono total y orgánico en el sedimento. El carbono total se determina a partir de una muestra de sedimento, mientras que para la determinación del CO es necesario tener las muestras de sedimento libres de carbonato (Stein 1991).

Los sedimentos de mar profundo provienen del depósito de partículas en aguas oceánicas con profundidad mayor a los 500 m. Factores como la reactividad entre componentes y partículas disueltas en la columna de agua, la presencia de una producción distintiva de biomasa o las fuentes lejanas de tierras continentales, hacen de éste un ambiente único en el planeta. Este ambiente sedimentario que cubre más del 50% de la superficie de la Tierra, tiene características diferentes de las que se encuentran en los ambientes continentales o transicionales. Los componentes de los sedimentos del mar profundo se han dividido en cuatro tipos por su origen. Dos de las características distintivas de los sedimentos del mar profundo son (1) el tamaño de partícula y (2) la tasa de sedimentación de sus componentes (Chester 2000). Se denomina sedimentos o lodos pelágicos biogénicos a los sedimentos que contienen > 30% de remanentes de esqueletos biogénicos y corresponden a lodos calcáreos. Tal es el caso del GdM, cuyos sedimentos contienen > 30% de esqueletos carbonatados y son clasificados basándose en los organismos presentes en lodos de foraminíferos, cocolitos y pterópodos. Las fracciones terrígenas de los sedimentos del mar profundo son principalmente del tamaño de las arcillas (diámetro < 2 μm) que usualmente componen entre 60% y 70% del material no biogénico. Gran parte del CO que alcanza la superficie del sedimento se destruye por oxidación al inicio de la secuencia diagenética. El presente estudio tuvo como objetivo caracterizar la composición elemental del carbono en el sedimento superficial abisal del GdM.

ANTECEDENTES

Los estudios existentes sobre la distribución del CO en sedimentos del mar profundo muestran concentraciones que van de 5% en sedimentos hemipelágicos

depositados cerca de los márgenes continentales a <1% en arcillas pelágicas (Chester 2000). Las primeras compilaciones de COT en sedimentos superficiales se realizaron en las décadas de los sesenta y setenta y fueron resumidas por Seiter *et al.* (2004). El patrón reconocido ubica valores de COT >0.5% a lo largo de los márgenes continentales y <0.5% en las grandes cuencas. El 80% de las localidades se localiza en la plataforma y talud continental, en contraste las grandes cuencas oceánicas se encuentran pobremente documentadas. Las costas ubicadas al oeste de los continentes poseen una media de COT mayor que el promedio global, debido a la productividad >200 gC m⁻² año⁻¹. Los valores de casi 50% de la PP depositada en la plataforma continental decrecen gradualmente hasta cerca de 1% en aguas pelágicas entre 5000 y 6000 m de profundidad (Suess 1980).

EL ÁREA DE ESTUDIO

El Golfo de México (GdM) es una cuenca marginal semicerrada del Océano Atlántico occidental con un área de 1.5×10^6 km², que se sitúa en la zona subtropical entre 18–30°N y 82–92°W. Se comunica con el Océano Atlántico y el Mar Caribe por el estrecho de Florida y por el Canal de Yucatán, respectivamente (Balsam y Beeson 2003, Monreal y Salas 1997). La estructura del GdM muestra siete provincias geológicas descritas por Antoine (1972) en la que el área de estudio se ubica en la planicie abisal Sigsbee que cubre 24% del GdM y cuya profundidad máxima (3900 m) se localiza en el sector central occidental de la cuenca. En la planicie el sedimento es fino, originado del material carbonatado procedente de la columna de agua (Balsam y Payne 2003). En el fondo, desde el talud continental existen infiltraciones de hidrocarburos con hidratos de metano (Arvidson y Morse 2004, MacDonald *et al.* 2004).

El intercambio entre las masas de aire frío y seco que provienen del continente y las masas de aire propias del golfo de origen marítimo y tropical, provoca una fuerte frontogénesis (“Nortes”) entre los meses de octubre a abril. Durante el verano esta región es afectada por tormentas tropicales, de las cuales 60% tiene intensidades de huracán (Monreal y Salas 1997). Estos son mecanismos que promueven la mezcla y producción primaria junto con los grandes giros (Río Mississippi) y otras estructuras de mesoescala (Lohrenz *et al.* 1999). Entre estas estructuras se encuentran aquellos factores que controlan la cinética para la dispersión de nutrientes y plancton en el GdM que ocurren en diferentes escalas de espacio y tiempo. Los nutrientes, por ejemplo, son llevados a la zona eufótica a través de la surgencia asociada a la Corriente de

Lazo y a los giros asociados a la misma (un giro ciclónico o frío y uno anticiclónico o cálido) (Biggs y Müller-Karger 1994). Así, en la escala de tiempo, la variabilidad en la Corriente de Lazo está en el orden de meses pero no está coordinada con el ciclo anual de radiación solar, mientras que la descarga de los principales ríos tiene un máximo anual (Wiseman y Sturges 1999).

En escala local, la PP es controlada por otros factores, entre los que se incluyen a los fuertes y variables gradientes físicos y químicos, como ocurre al norte del GdM, como consecuencia de las descargas de los ríos más pequeños como el Atchafalaya, además del efecto de las mareas y la circulación regional (Lohrenz *et al.* 1994, 1999).

Por debajo de los 2000 m las aguas son frías con una temperatura media de 4°C. A excepción de una zona de mínimo oxígeno a 500 m, las aguas profundas del GdM se encuentran bien oxigenadas (5.00–5.75 ml l⁻¹; Caso *et al.* 2004, Escobar-Briones 2000). El contenido de materia orgánica se distribuye por efecto de la dilución de la materia orgánica por el material terrígeno proveniente de las zonas cercanas a la costa (Balsam y Payne 2003).

Este estudio se justifica en el marco de la exportación del carbono de origen fotoautotrófico pelágico y del transportado lateralmente al fondo, lo que permite la existencia de comunidades biológicas bénticas complejas en la planicie abisal ayudando a secuestrarlo. Partiendo de la premisa de que el GdM es una cuenca oceánica oligotrófica, la distribución de CO en los sedimentos sería homogénea.

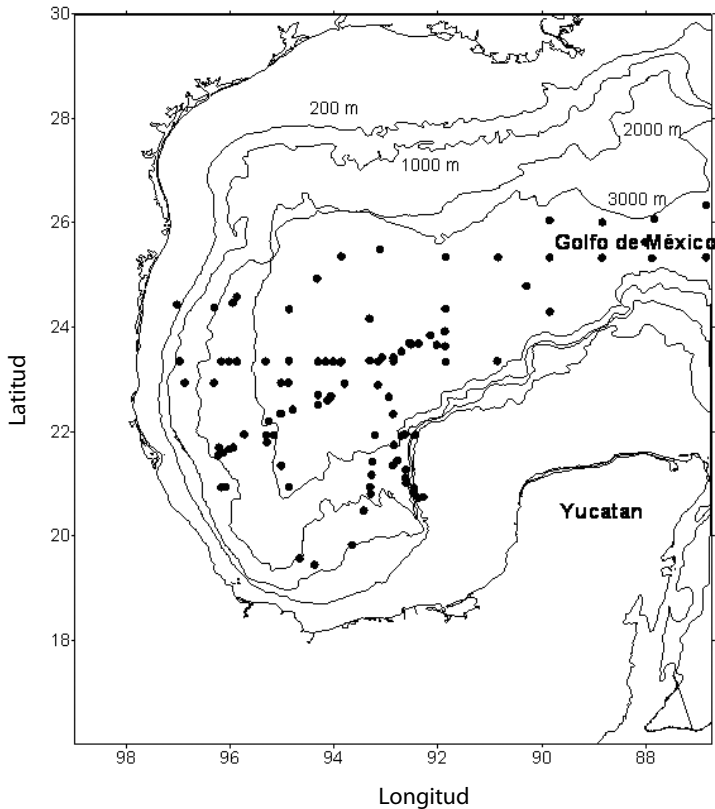
METODOLOGÍA

Las muestras de sedimento se recolectaron a bordo del B/O Justo Sierra en las diferentes campañas oceanográficas SIGSBEE (fig. 1) usando un nucleador múltiple con el que se tomaron los 5 cm superficiales de diversas réplicas para el análisis elemental. Los sedimentos se congelaron a bordo hasta su posterior análisis en el laboratorio. También se trabajaron valores procedentes de otras campañas en la región (fig. 1).

El sedimento se descongeló a temperatura ambiente, y se acidificó con una solución de ácido clorhídrico 0.2 N para eliminar la fracción inorgánica principalmente compuesta por carbonato de calcio. Se eliminó el exceso de ácido por medio de enjuagues con agua destilada dejando evaporar en un horno a temperatura de 60° C para finalmente moler y homogenizar la muestra.

Las muestras se analizaron en un Analizador Elemental FISSONS modelo EA1108. El método analítico se basa en la oxidación instantánea y cuantitativa

Figura 1. Área de estudio. Los marcadores muestran cada una de las 106 localidades de donde provienen las muestras de sedimento analizadas para COT elemental



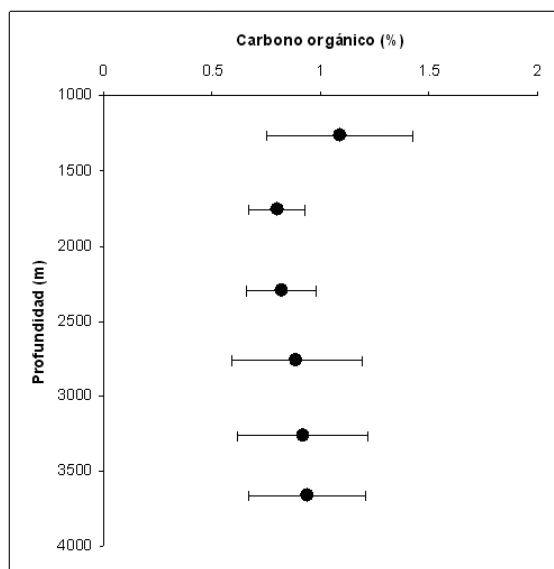
de la muestra, la cual convierte todas las sustancias orgánicas e inorgánicas en productos de combustión. Los gases que resultan de esta combustión pasan a través de un horno de reducción y son arrastrados a una columna cromatográfica por un gas acarreador (He) donde son separados y cuantificados por un detector de conductividad térmica (TCD), el cual da una señal proporcional a la concentración de los componentes individuales de la mezcla.

Las muestras fueron analizadas por duplicado, empleando cistina como compuesto calibrador. La metodología se evaluó para determinar su exactitud y precisión, permitiendo tener un coeficiente de variación menor a 3%. Los resultados reflejan el porcentaje del CO en los sedimentos secos y libres de carbonato.

RESULTADOS

Los valores medios de COT por estación variaron en un intervalo de 0.26 a 1.78%, con una media de 0.91 ± 0.27 para las 106 localidades muestreadas. Por estrato de profundidad (tabla 1) se reconocen las medias más elevadas entre 1025 m a 1500 m ($1.09 \pm 0.34\%$ COT, $n = 7$) los cuales disminuyen entre 1510 m a 2000 m ($0.80 \pm 0.30\%$ COT, $n = 10$); para incrementarse nuevamente hacia la profundidad con valores menos elevados en el fondo ($0.94 \pm 0.37\%$ COT $n = 43$, entre 3520 m a 3795 m) con respecto al estrato más somero (fig. 2).

Figura 2. Variación de los valores medios de COT en el sedimento superficial en las diferentes profundidades



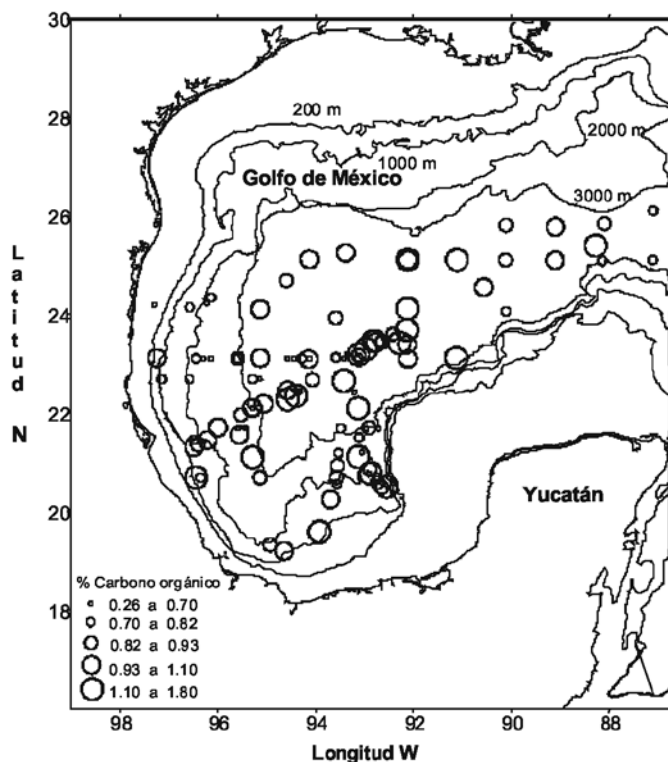
La distribución de COT en el sedimento superficial abisal del GdM muestra los valores más bajos asociados a la porción central de la cuenca y los más elevados asociados al Cañón de Campeche, los montes de Sigsbee y Campeche, frente al delta del Río Mississippi y en colindancia con los escarpes de Campeche y Sigsbee.

El número mayor de muestras ($n = 62$) a más de 3000 m varían entre 0.26 a 1.61% COT y presentan una distribución heterogénea en el plano geográfico (fig. 3).

Tabla 1. Promedio (\bar{x}), desviación estándar (de) e intervalo con valores máximo (máx) y mínimo (mín) de carbono orgánico para los estratos de 500 m de profundidad del mar profundo en el suroeste del Golfo de México. Muestras obtenidas en las campañas SIGSBEE (S), Promebio (PRO) y la campaña en colaboración con Texas A & M University (DGoMB).
n = número de estaciones ubicadas en cada estrato de profundidad

Estrato profundidad (m)	Estadístico	%C	n	Campañas
1025 a 1500	\bar{x}	1.09	7	PRO2, S1, S2, S3, S4
	de	0.34		
	máx	1.78		
	mín	0.71		
1510 a 2000	\bar{x}	0.80	10	PRO1, PRO2, S1, S2, S3, S5
	de	0.13		
	máx	1.08		
	mín	0.63		
2100 a 2500	\bar{x}	0.82	15	PRO1, PRO3, S1, S2, S3, S4, S5
	de	0.16		
	máx	1.03		
	mín	0.51		
2520 a 3000	\bar{x}	0.89	12	PRO1, PRO3, S1, S2, S3, S4, S5
	de	0.30		
	máx	1.60		
	mín	0.58		
3020 a 3500	\bar{x}	0.92	19	PRO1, DGoMB, S2, S3, S4, S5, S6, S8
	de	0.30		
	máx	1.61		
	mín	0.38		
3520 a 3795	\bar{x}	0.94	43	DGoMB, S1, S2, S3, S4, S5, S6, S7, S8
	de	0.27		
	máx	1.49		
	mín	0.26		

Figura 3. Distribución espacial de los valores medios de COT en las 106 estaciones de muestreo de sedimento superficial en el mar profundo del SW del Golfo de México



DISCUSIÓN

Los valores de COT obtenidos en el sedimento abisal de mar profundo del GdM se encuentran dentro del intervalo esperado con respecto a los registrados en la literatura para esta zona (tabla 2). Los valores caen en el límite bajo (0.26 a 1.78%) con respecto a sedimentos superficiales de otros márgenes continentales (Arthur *et al.* 1998, Hartnett *et al.* 1998, Hedges *et al.* 1999, Keil *et al.* 1994), pero son similares a los reconocidos en el norte del GdM. La distribución de COT en la zona es heterogénea encontrándose anomalías en estos valores a nivel local, tal como en zonas con actividad quimioautotrófica, donde el COT puede originarse de otra fuente distinta a la exportación desde la zona eufótica.

Tabla 2. Promedio y desviación estándar de los valores de COT para otras localidades en el océano mundial

Localidad	Carbono Orgánico	Total (COT, %)
Océano Pacífico	1000–2000 m	1.38 ± 0.76
	2000–3000 m	1.66 ± 0.64
	>3000 m	1.18 ± 0.78
Mar Mediterráneo	2000–3000 m	0.59 ± 0.05
Océano Atlántico	2000–3000 m	0.21 ± 0.09
	>3000 m	0.29 ± 0.09
Mar de China	1000–2000 m	0.66 ± 0.03
Mar Caribe	1000–2000 m	0.40 ± 0.31
	>2000 m	0.15 ± 0.12
Océano Índico	1000–2000 m	1.84 ± 0.81
	>2000 m	1.21 ± 0.60

Gran parte de la investigación existente se ha concentrado en los factores que controlan la preservación de la materia orgánica en los sedimentos marinos (Schultz y Zabel 2000). Dentro de los factores que se han reconocido que afectan la preservación del CO se encuentran el origen de la materia orgánica (Hedges *et al.* 1988), el flujo de la PP exportada (Calver y Petersen 1992), la profundidad de la columna de agua (Suess 1980), los niveles de oxigenación de la columna de agua (Canfield 1994, Hartnett *et al.* 1998), la tasa de sedimentación (Toth y Lerman 1977, Berner 1980, Aller y Mackin 1984), el tiempo de exposición a la masa oxigenada (Hartnett *et al.* 1998, Hedges *et al.* 1999, Keil *et al.* 2004), la geopolimerización (Berner 1980), la dinámica microbiana (Lee 1994), y la adsorción a superficies minerales (Mayer 1994a, b). Los mecanismos que determinan la conservación de COT no son claros (Canfield 1994, Hartnett *et al.* 1998, Hedges *et al.* 1999, Keil y Cowie 1999) ya que aparentemente son diversos factores los que la afectan en forma indirecta o en forma conjunta (Hartnett *et al.* 1998) o son de difícil interpretación en virtud del transporte lateral del sedimento superficial, en particular en la elevación continental (Kiel *et al.* 2004).

A pesar de que se ha descrito que la cantidad de materia orgánica exportada se relaciona inversamente con la profundidad (Suess 1980) nuestros datos no son contundentes en cuanto a un patrón de disminución exponencial entre los 1000 m y 4000 m de profundidad.

AGRADECIMIENTOS

El financiamiento de investigación que cubrió el costo del tiempo en el buque, trabajo de laboratorio, análisis y adquisición de materiales provino de los proyectos SEP-CONACyT 40158 y PAPIIT IN224503. Al Dr. Gilbert T. Rowe de la Texas A & M University, que en colaboración con la UNAM, realizó la campaña oceanográfica DGoMB-JSSD del MMS por el contrato 1435-01-99-CT-30991TAMU y permitió recolectar algunas de las muestras distribuidas en la planicie abisal. A las tripulaciones de los buques oceanográficos Justo Sierra de la UNAM y Gyre de la Universidad de Texas A & M por su ayuda en las maniobras de cubierta.

BIBLIOGRAFÍA

- Aller RC, Mackin JE. 1984. Preservation of organic matter in marine sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.* 70: 260–266.
- Antoine J. 1972. Structure of the Gulf of Mexico. En: Rezak R, Henry V (eds.), *Contributions on the Geological and geophysical Oceanography of the Gulf of Mexico*. Gulf Publishing Company, Houston. Pp. 1–34.
- Arvidson R, Morse J. 2004. The sulfur biogeochemistry of chemosynthetic cold seep communities, Gulf of Mexico, USA. *Mar. Chem.* 87: 97–119
- Arthur MA, Dean WE, Laarkamp K. 1998. Organic carbon accumulation and preservation in surface sediments on the Peru margin. *Chem. Geol.* 152: 273–286.
- Balsam W, Beeson JP. 2003. Sea-floor sediment distribution in the Gulf of Mexico. *Deep-Sea Res.* I 50: 1421–1444
- Berner RA. 1980. Early *Diagenesis: A Theoretical Approach*. Princeton University Press, Princeton, New Jersey, 241 pp.
- Biggs DC, Müller-Karger FE. 1994 Ship and satellite observations of chlorophyll stocks in interacting cyclone-anticyclone eddy pair in western Gulf of Mexico. *J. Geophys. Res.* 99: 7371–7384.
- Calvert SE, Petersen TF. 1992. Organic carbon accumulation and preservation in marine sediments: How important is anoxia? En: Whelan J, Farrington JW (eds.), *Organic Matter*, University Press, New York. Pp. 231–263.
- Canfield DE. 1994. Factors influencing organic carbon preservation in marine sediments. *Chem. Geol.* 114: 315–329.
- Caso M, Pisanty I, Ezcurra E. 2004. *Diagnóstico ambiental del Golfo de México*. Vol. 1, 626 pp.
- Chester R. 2000. *Marine Geochemistry*. Blackwell Science, Londres. Pp. 341–441.

- Escobar-Briones E. 2000. La biodiversidad del mar profundo en México. *Biodiversitas* 29: 2–6.
- Hartnett HE, Keil RG, Hedges JI, Devol AH. 1998. Influence of oxygen exposure time on organic carbon preservation in continental margin sediments. *Nature* 391: 572–574.
- Hedges JI, Clark WA, Cowie GL. 1988. Organic matter sources to the water column and surficial sediments of marine bay. *Limnol. Oceanogr.* 33: 1116–1136.
- Hedges JI, Hu FS, Devol AH, Hartnett HE, Tsamakis E, Keil RG. 1999. Sedimentary organic matter preservation: A test for selective degradation under oxic conditions. *Am. J. Sci.* 299: 529–555.
- Keil RG, Cowie GL. 1999. Organic matter preservation through the oxygen-deficient zone of the NE Arabian Sea as discerned by organic carbon:mineral surface area ratios. *Mar. Geol.* 161: 13–22.
- Keil RG, Dickens AF, Arnarson T, Nunn BL, Devol AH. 2004. What is the oxygen exposure time of laterally transported organic matter along the Washington margin? *Mar. Chem.* 92: 157–165.
- Keil RG, Tsamakis E, Fuh CB, Giddings JC, Hedges JI. 1994. Mineralogical and textural controls on the organic composition of coastal marine sediments: Hydrodynamic separation using SPLIT-T-fractionation. *Geochim. Cosmochim. Acta* 58: 879–893.
- Lee C. 1994. Controls on carbon preservation - New perspectives. *Chem. Geol.* 114: 285–288.
- Lohrenz SE, Fahnenstiel GL, Redalje DG. 1994. Spatial and temporal variations in photosynthesis parameters in relation to environmental conditions in coastal waters of the northern Gulf of Mexico. *Estuaries* 17: 779–795.
- Lohrenz SE, Wisenburger DA, Arnone RA, Chen X. 1999. What controls Primary Production in the Gulf of Mexico? In: Kump H, Steidinger K, Sherman K. *The Gulf of Mexico Large Marine Ecosystem*. Blackwell Science. Pp. 151–170.
- Longhurst A, Sathyendranath S, Platt T, Caverhill CM. 1995. An estimate of global primary production in the ocean from satellite radiometer data. *J. Plankton Res.* 17: 1245–1271.
- MacDonald IR, Bohrmann G, Escobar E, Abegg F, Blanchon P, Blinova V, Brückmann W, Drews M, Eisenhauer A, Han X, Heeschen K, Meier F, Mortera C, Naehr T, Orcutt B, Bernard B, Brooks J, De Farago M. 2004. Asphalt volcanism and chemosynthetic life in the Campeche Knolls, Gulf of Mexico. *Science* 304: 999–1002.
- Mayer LM. 1994a. Surface area control of organic carbon accumulation in continental shelf sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta* 58: 1271–1284.

- Mayer LM. 1994b. Relationships between mineral surfaces and organic carbon concentrations in soils and sediments. *Chem. Geol.* 114: 347–363.
- Monreal M, Salas D. 1997. *Circulación y estructura termohalina del Golfo de México. Contribuciones a la Oceanografía Física en México*. Monografía No. 3. Pp. 183–199.
- Najjar RG, Sarmiento JL, Toggweiler JR. 1992. Downward transport and fate of organic matter in the ocean: Simulations with a general circulation model. *Global Biogeochem. Cycles* 6: 45–76.
- Schulz HD, Zabel M. 2000. *Marine Geochemistry*. Springer, Berlin. Pp. 1–26.
- Seiter K, Hensen C, Schröter J, Zabel M. 2004. Organic carbon in surface sediments –defining regional provinces. *Deep-Sea Res. I* 51: 2001–2026
- Stein R. 1991. *Accumulation of organic carbon in marine sediments*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, Berlin. Pp. 1–7.
- Suess E. 1980. Particulate organic carbon flux in the oceans–surface productivity and oxygen utilization. *Nature* 288: 260–263.
- Toth DJ, Lerman A. 1977. Organic matter reactivity and sedimentation in the world ocean. *Am. J. Sci.* 277: 265–285.
- Wiseman WJ, Sturges W. 1999. Physical Oceanography of the Gulf of Mexico: Processes that Regulate its Biology. En: Kumpf H, Steidinger K, Sherman K (eds.), *The Gulf of Mexico Large Marine Ecosystem*. Blackwell Science. Pp. 77–91.
- Wollast R. 1998. Evaluation and comparison of the global carbon cycle in the coastal zone and in the open ocean. En: Brink KH, Robinson AR (eds.), *The Sea*. University of Brussels. Pp. 213–252.