

**I. TEXTOS MONOGRÁFICOS:
9. LAS COSTAS Y LOS MARES
DE MÉXICO**

CARACTERÍSTICAS FÍSICO-QUÍMICAS DE LOS MARES DE MÉXICO

Guadalupe de la Lanza Espino



**TEMAS SELECTOS DE
GEOGRAFÍA DE MÉXICO**

Guadalupe de la Lanza Espino cursó la licenciatura en Química en la Facultad del mismo nombre de la UNAM, más tarde obtuvo la maestría y el doctorado en Oceanografía Biológica Pesquera en el posgrado del Colegio de Ciencias y Humanidades (CCH), con la obtención de la Medalla al Mérito Universitario "Gabino Barreda". Ha impartido clases a nivel de licenciatura y posgrado en la Facultad de Ciencias, dirigiendo más de 50 tesis. Ha publicado cerca de 70 trabajos científicos y nueve libros. Ha trabajado como asesora de la SEMARNAP, de la Secretaría de Marina y de la FAO. Ha participado en proyectos apoyados por la Comisión Nacional del Agua (CNA), enfocados a la Red Primaria de Monitoreo para la Calidad del Agua y en aquéllos del Programa Universitario del Medio Ambiente (PUMA) de la UNAM, enfocados a la Físicoquímica y Calidad del Agua de la Zona Costera, entre otros proyectos y actividades. Actualmente pertenece al Sistema Nacional de Investigadores, nivel II y labora en el Instituto de Biología de la UNAM, donde es Investigadora Titular.

CARACTERÍSTICAS FÍSICO-QUÍMICAS DE LOS MARES DE MÉXICO

I.9.1

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Dr. Juan Ramón de la Fuente
Rector

Lic. Enrique del Val Blanco
Secretario General

Dr. Daniel Barrera Pérez
Secretario Administrativo

Dr. Jaime Martucelli Quintana
*Secretario de Servicios a la
Comunidad Universitaria*

Dra. Elvia Arcelia Quintana Adriano
Abogada General

Dr. José Narro Robles
Coordinador General de Reforma Universitaria

Dr. René Drucker Colín
Coordinador de la Investigación Científica

INSTITUTO DE GEOGRAFÍA

Dr. José Luis Palacio Prieto
Director

Dra. María Teresa Sánchez Salazar
Secretaria Académica

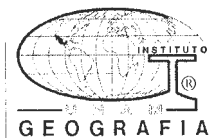
Dra. Atlántida Coll-Hurtado
Editor Académico

Lic. Mayela Lara Morales
Secretaria Administrativa

CARACTERÍSTICAS FÍSICO- QUÍMICAS DE LOS MARES DE MÉXICO

I.9.1

Guadalupe de la Lanza Espino



Diseño de portada: Laboratorio de Fotomecánica,
Instituto de Geografía, UNAM
Plaza y Valdés, S. A. de C. V.

Responsables de edición: Diana Otero Andrés
Martha Pavón

Revisor de estilo: Eva Saavedra Silva

Primera edición: octubre del 2001

CARACTERÍSTICAS FÍSICO-QUÍMICAS DE LOS MARES DE MÉXICO 1.9.1

© Guadalupe de la Lanza Espino

© Instituto de Geografía

© Plaza y Valdés, S. A. de C. V.

Derechos exclusivos de edición reservados para todos los países de habla española. Prohibida la reproducción total o parcial por cualquier medio sin autorización escrita de los editores.

Instituto de Geografía, UNAM
Ciudad Universitaria
Del. Coyoacán, C. P. 04510
México, D. F.
www.igeograf.unam.mx

Plaza y Valdés, S. A. de C. V.
Manuel María Contreras núm. 73
Col. San Rafael, C. P. 06470
México, D. F. Tel. 5097-2070

ISBN: UNAM (Obra General): 968-36-8090-9

ISBN: UNAM 968-36-9544-2

ISBN: 968-856-950-X

HECHO EN MÉXICO

Este libro se publicó con apoyo financiero de la Dirección General de Asuntos del Personal Académico (DGAPA) UNAM. Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIT), No. IN306500. Por este apoyo el Instituto de Geografía expresa su agradecimiento.

ÍNDICE

Presentación	9
Resumen	13
Introducción	15
I. Oceanografía física	17
Temperatura	17
<i>Distribución de la temperatura en los mares de México</i>	19
Salinidad	21
<i>Distribución de la salinidad en los mares de México</i>	27
Densidad	32
<i>Distribución de la densidad en los mares de México</i>	32
Circulación y corrientes	34
<i>Distribución de la circulación y las corrientes en los mares de México</i>	39
Mareas	43
<i>Marea lunar</i>	43
<i>Marea solar</i>	44
<i>Marea lunisolar</i>	46
<i>Predicción de la marea</i>	46
<i>Tipos de marea</i>	47
<i>Corrientes de marea</i>	47
<i>Distribución de las mareas en los mares de México</i>	48

II. Oceanografía química	51
Gases disueltos	52
Oxígeno	53
<i>Distribución del oxígeno disuelto en los</i> <i>mares de México</i>	55
Dióxido de carbono	61
<i>Distribución del dióxido de carbono en los mares</i> <i>de México</i>	64
Otros gases	65
Nitrógeno	65
Micronutrientes	66
Nitrógeno	67
<i>Distribución de nutrientes nitrogenados en</i> <i>los mares de México</i>	69
Fósforo	77
<i>Distribución del fósforo en los mares de México</i>	80
Silicio	86
<i>Distribución del silicio en los mares de México</i>	87
Materia orgánica	91
<i>Distribución de la materia orgánica en los</i> <i>mares mexicanos</i>	94
III. Clorofila “a” y producción primaria	99
<i>Distribución de la clorofila “a” en los mares</i> <i>de México</i>	100
IV. Clima	107
“El Niño”	114
V. Consideración final	123
Agradecimientos	125
Glosario	127
Bibliografía	137

PRESENTACIÓN

Recientemente, por iniciativa de las Naciones Unidas se declaró 1998 como “El Año Internacional del Océano”. Esta fue la culminación de un esfuerzo global por destacar su importancia y la necesidad urgente de asegurar los beneficios que el océano pueda brindar a la humanidad. Actualmente, el avance de la investigación oceanográfica nos ha revelado que los complejos fenómenos y procesos oceánicos están íntimamente correlacionados y que, por tanto, su estudio demanda de una perspectiva de investigación que visualice al océano como una unidad y no como las divisiones discretas, normalmente adoptadas en los estudios más tradicionales. Esta nueva concepción de estudio nos obliga a considerar en Oceanografía, como objeto de estudio, a el *Océano* y no a los *Océanos*.

En México existe una gran urgencia por explotar e intentar dar el uso adecuado al océano, advirtiendo desde luego nuestro conocimiento parcial sobre los mecanismos que regulan los fenómenos físico-químicos, biológicos y atmosféricos responsables de la circulación oceánica y la riqueza de sus recursos vivos. De no atenderse oportunamente esta necesidad de investigación se puede ocasionar el deterioro progresivo del océano, con la consecuente declinación de la disponibilidad y calidad de las distintas formas de vida marina.

Hoy en día se tiene una nueva conciencia sobre este importante tema y nuestra sociedad parece reconocer el desafío que representa el estudio, el uso sustentable y la protección de los mares mexica-

nos. Esta nueva conciencia se ha visto plasmada en la ratificación por parte del gobierno de México, de los acuerdos de la ONU de 1982 (UNCLOS), del Derecho del Mar, a través del cual se estableció la Zona Económicamente Exclusiva (EEZ por sus siglas en inglés) de 200 millas náuticas para los países ribereños, así como los acuerdos contenidos en la Agenda 21 signada en 1992 (UNCLOS) sobre desarrollo sustentable. Ambos acuerdos garantizan a nuestro país la soberanía y jurisdicción sobre sus aguas oceánicas, pero a la vez le confiere responsabilidad y compromiso de estudiar, proteger y manejar en forma sustentable sus recursos.

La comunidad oceanográfica mexicana, consciente de este enorme compromiso, ha realizado un encomiable esfuerzo por cerrar la brecha en conocimiento científico y tecnológico del océano que nos separa de los países industrializados. Sin duda que la edición de obras escritas en español sobre el océano que rodea a nuestro país, constituye un paso crucial en esa dirección, mediante la difusión del conocimiento oceanográfico hasta ahora adquirido en nuestro país.

La iniciativa del Instituto de Geografía de editar una colección de *Temas Selectos de Geografía de México*, destinada en este caso a las Características físico-químicas de los mares de México, resulta un esfuerzo admirable dada la complejidad del propio tema. Sin embargo, este reto es ampliamente resuelto por la autora, Dra. Guadalupe de la Lanza Espino, quien gracias a su talento y demostrada capacidad de integración ofrece al lector, tanto especializado como público en general, una excelente visión introductoria sobre las condiciones físico-químicas de los mares mexicanos. La autora de este libro adopta un esquema regional (Golfo de México, Golfo de California, Costa occidental de Baja California y Pacífico mexicano), empleando un lenguaje llano y accesible que despierta en el lector la inquietud de comprender complejos fenómenos climáticos de escala global como "El Niño", así como ciclos fundamentales de elementos químicos, como el carbono, nitrógeno, oxígeno y fósforo, esenciales en el sustento de la vida marina.

La obra que aquí se presenta está profusamente ilustrada mediante una selecta serie de gráficos y esquemas, adaptados a partir

de textos y publicaciones especializadas que facilitan grandemente la interpretación de fenómenos y procesos oceánicos propios de latitudes tropicales. Asimismo, resulta atractivo en esta obra la compilación tanto de referencias especializadas, como de *literatura gris* incorporadas por la autora en los cuatro grandes capítulos sobre Física, Química, Producción primaria y Clima de los mares mexicanos. Todos estos atributos, sumados a la atractiva edición de esta obra, pronto la convertirán en una obligada fuente de consulta para estudiantes de nivel medio superior y público en general, así como una valiosa referencia para la comunidad oceanográfica nacional.

Luis A. Soto
Instituto de Ciencias del Mar y Limnología
Universidad Nacional Autónoma de México.

RESUMEN

El conocimiento de los mares y océanos, desde los puntos de vista físico, químico, climático y biológico, permite comprender ciertos fenómenos que tienen ingerencia sobre los recursos, y su variación en el espacio y en el tiempo. México, ubicado en una latitud tropical en poco más de 90% del territorio y con cuatro vertientes de diferentes características oceánicas, presenta un marco ambiental biótico y abiótico fértil, no sólo para el conocimiento mismo, sino también para la generación de nuevas investigaciones y para el manejo de ciertos recursos, por ejemplo, los de la zona costera.

En esta obra se abordan con un enfoque teórico, y ejemplificando en mares mexicanos de las cuatro vertientes (Golfo de México, Golfo de California, costa occidental de Baja California y Pacífico mexicano), los puntos de vista arriba citados; es decir, ciertos aspectos físicos (como luz, temperatura, salinidad, corrientes y mareas, entre otros); químicos (como sales inorgánicas del nitrógeno, fósforo y silicio, llamadas nutrientes; materia orgánica, entre otros); biológicos (como la clorofila "a") y climáticos (incluyendo el fenómeno de "El Niño"). Dichos aspectos se abordan en un nivel y lenguaje apropiados que permiten al lector, sea estudiante o público en general con ciertos conocimientos, comprender los elementos más importantes de la oceanografía nacional. Además, se utiliza una gran diversidad de fuentes bibliográficas que el lector puede consultar en detalle individualmente.

INTRODUCCIÓN

El océano es una gran máquina térmica que absorbe el calor procedente de la radiación solar en cantidades considerables sin manifestar cambios ostensibles; pero esa gran reserva de calor permite que se genere una amplia variedad de fenómenos físicos y químicos que sostienen la vasta diversidad de formas de vida, desde la microscópica hasta organismos complejos pluricelulares, cúspides de la cadena trófica.

Dicho calor absorbido por los océanos y mares marginales o semicerrados presenta gradientes espaciales y temporales que inducen a movimientos horizontales y verticales de diferente magnitud, que dependen en buena medida de la latitud y características regionales y que, asociados a la salinidad, dan como consecuencia una dinámica de circulación particular con características distintivas termohalinas, individualizando masas de agua que se denominan según el lugar donde se originan.

El océano, en general, es una capa delgada sobre la superficie terrestre cuyo espesor es muy pequeño comparado con el radio de la Tierra; es decir, alcanza una profundidad promedio de cuatro kilómetros contra 6 371 km, lo que equivale a seis milésimas (0.006) de dicho espesor. Sin embargo, es a través de esa pequeña capa donde se realiza el principal efecto termodinámico del planeta, que consiste en almacenar y redistribuir la energía de la radiación solar (calor), energía que posteriormente es regresada al espacio exterior (Emilsson, 1968).

Por otra parte, dada la íntima interacción entre océano y atmósfera, existe un equilibrio gaseoso entre ambos medios, especialmente en aquellos gases como el oxígeno y el bióxido de carbono, que en el caso del primero, aunado a la temperatura y la salinidad, imprimen mayor idoneidad a las grandes masas de agua oceánicas. Esta situación está bien representada en las vertientes mexicanas, donde a través de perfiles verticales y distribuciones horizontales se definen diferentes procedencias de agua.

Es de todos conocido que el océano mundial cubre un 71% de la superficie terrestre (361.2 millones de km²) y que se distribuye en grandes cuencas como la del Pacífico, el Atlántico, el Índico, el Ártico y el Antártico; existen, dentro de éstas, mares abiertos con denominaciones locales y cerrados o semicerrados con características físico-químicas y biológicas particulares que destacan desde el punto de vista oceanográfico.

México cuenta con dos mares semicerrados, el Golfo de México y el Golfo de California que representan el 0.5% del océano mundial (1 768 000 y 181 000 km², respectivamente), así como con dos mares abiertos colindantes con el Pacífico: el correspondiente a la costa occidental de la península de Baja California (1 740 km de línea de costa) y el Pacífico tropical mexicano que se extiende de Cabo Corrientes al río Suchiate (2 234 km de línea de costa). Está, además, el Caribe mexicano, fundamentalmente representado por el litoral de Quintana Roo (735 km de línea de costa), que forma parte del Mar Caribe, el cual está confinado por países como Venezuela, Colombia, Panamá, Honduras, Belice y Cuba, así como por aquellos que constituyen el Arco Antillano.

I. OCEANOGRAFÍA FÍSICA

Temperatura

La fuente calorífica del planeta procede de la radiación solar, que está constituida por la de onda corta de 0.39μ a 2.5μ y la de onda larga de 5 a 20μ . La cantidad de energía que recibe el exterior de la Tierra es de 0.14 W/cm^2 o 2 ly/min , denominada *constante de radiación solar*. Esta cantidad de energía, al atravesar la atmósfera, experimenta una absorción selectiva en sus distintas longitudes de onda por los diferentes gases que constituyen el aire (Figura 1), con una entrada máxima de energía (entre 0.5 y 0.8μ) y una salida máxima (entre 9 y 12μ) que corresponden a la luz visible y al calor, respectivamente. En el período de un año existe un balance entre la cantidad de energía radiacional que entra del exterior y la que emite la Tierra en forma de calor (Emilsson, 1968).

A dicha absorción selectiva de la radiación solar por la atmósfera con tendencia al equilibrio se le llama *efecto de invernadero*, denominación que se le ha dado por su semejanza con lo que efectúa una casa hecha de vidrio, en donde los cristales dejan pasar y salir cierta longitud de onda, condición termodinámica que le permite a los organismos habitar la Tierra.

La cantidad de radiación recibida por el planeta depende principalmente de la latitud, época del año, humedad y nubosidad de la atmósfera; una vez absorbida y transformada en forma de calor (on-

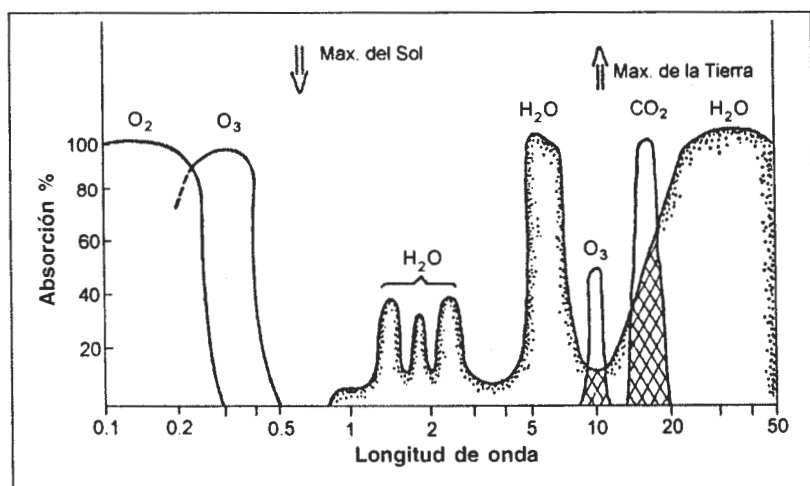


Figura 1. Perfil espectral de la radiación solar que recibe la atmósfera terrestre y su absorción selectiva por vapor de agua y gases atmosféricos (tomado de Emilsson, 1968).

das larga y corta) por el agua de los océanos, es almacenada y redistribuida a través de las corrientes. Sin embargo, este calor resultante (medido como temperatura), no sólo tiene una distribución horizontal distinta en el océano mundial, sino también vertical, que se presenta en forma de un gradiente, consecuencia de la disminución de calor conforme aumenta la profundidad. Con base en esta distribución, se ubican en los océanos y mares tres capas bien delimitadas: *a*) la superficial, de profundidad variable (de la interfase atmósfera-agua hasta 200 m de profundidad), con una temperatura más o menos constante y caliente habitable para la mayoría de los organismos, donde se sucede la transferencia térmica entre el aire y el agua; *b*) la capa intermedia, que se encuentra por debajo de la superficial, cuyo grosor es regionalmente diferente, con un gradiente fuerte de disminución de la temperatura o termoclina (más o menos un grado por cada 10 m de profundidad); esta capa divide y aísla a la superficial caliente de la profunda fría, y *c*) capa fría cercana a 4°C que va del nivel inferior de la termoclina hasta el fondo del océano, es la de mayor grosor.

De acuerdo con las características temporales de la termoclina, ésta puede ser temporal o estacional y permanente. La primera se rompe por cambios de temperatura y mezcla del agua profunda con la superficial, lo que permite al fitoplancton disponer de materiales nutritivos que quedaron atrapados en esta capa, condición que se presenta en latitudes templadas. La segunda no se rompe y es estable, porque no se presentan cambios significativos de temperatura en la superficie que posibiliten se genere la mezcla convectiva; consecuentemente, son mares de menor productividad (cuando sus materiales nutritivos provienen de aquéllos atrapados en la termoclina).

Distribución de la temperatura en los mares de México

México se ubica dentro de la latitud tropical que propicia las altas temperaturas del aire que se reflejan en el agua, sobre todo en ciertas áreas de los golfos de California y de México, con características locales resultantes del meso y microclima, en los que intervienen los vientos (dirección e intensidad), la precipitación y evaporación; además de la configuración geomorfológica de estos dos golfos y su dinámica de circulación.

Golfo de México. En el sentido horizontal (capa superficial de 0 a 150 o 200 m de profundidad), la temperatura en el Golfo de México destaca por el siguiente patrón espacial y temporal: durante los meses de diciembre, enero y febrero la temperatura es más baja debido a los frentes polares y vientos fríos o “nortes”, que se reflejan en el agua a través de un gradiente que resulta de la influencia de las aguas de la Corriente del Caribe, que son cálidas y penetran por el Canal de Yucatán (mínima intromisión y desarrollo de la corriente de El Lazo) y van perdiendo calor en su viaje hacia el norte del golfo, además de las descargas de los ríos con temperaturas menores. En esta época la temperatura puede oscilar entre 19 y 27° C (Nowlin y McLellan, 1967) o de 15 a 23° C (Secretaría de Marina, 1985; Figura 2). En los meses que corresponden al verano (parte de mayo, junio, julio y agosto), el calentamiento del golfo es mayor debido al máximo de insolación que se registra y porque la Corriente de El Lazo se introduce más, alcanzando los 27° N (Figura 3).

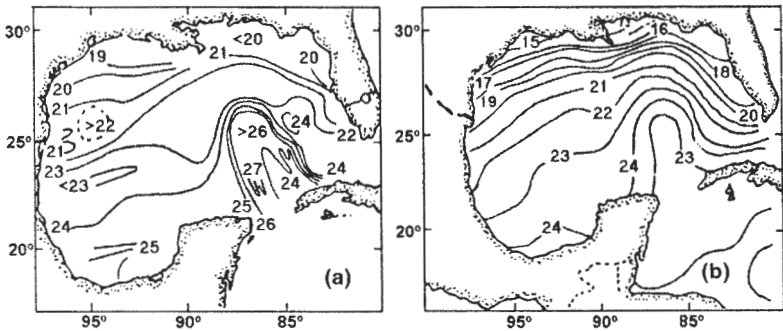


Figura 2. Patrón de temperatura superficial del Golfo de México durante el invierno: (a) registros isotermales (tomado de Nowlin y McLellan, 1967); (b) datos de imagen de satélite (tomado de Secretaría de Marina, 1985).

El perfil vertical de la distribución térmica es variable, según las características locales de la circulación y de las corrientes, así como de la época.

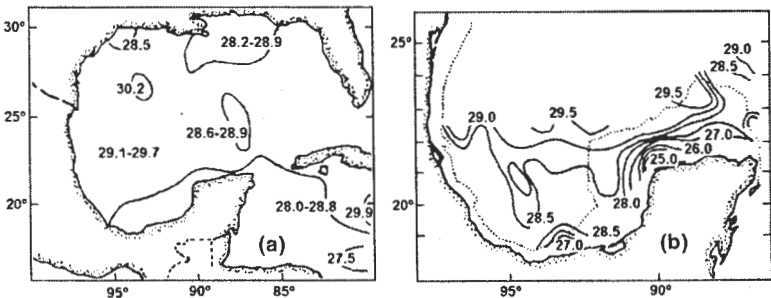


Figura 3. Temperatura superficial del Golfo de México durante el verano: (a) datos de imagen de satélite (Secretaría de Marina, 1985); (b) isotermales de la zona sur del Golfo de México (tomado de Vázquez de la Cerda, 1979).

La Corriente de El Lazo determina en buena medida la profundidad de la termoclina. Con base en una recopilación de datos de temperaturas de aproximadamente 100 años (592 500 observaciones) y

registros hechos entre 1942 y 1968 (51 510), Robinson (1973) construyó un Atlas, del que se tomaron los promedios mensuales más importantes referentes al Canal de Yucatán. La termoclina es más profunda en enero; hacia Cuba alcanza hasta 120 m y en México 90 m, con tendencia a ser más superficial en agosto. Corresponde a toda la plataforma mexicana la termoclina más somera (15 m de profundidad), más profunda al centro del golfo (30 m).

Golfo de California. Presenta también una termoclina temporal; en la parte norte se registra a menos de 50 m durante verano y cerca de los 100 m en invierno (Lavin *et al.*, 1997); en verano, la termoclina en el Canal de Ballenas y Cuenca de Tiburón está bien desarrollada; durante invierno, al norte de la isla Ángel de la Guarda, la columna de agua es isotermal, debido a la fuerte mezcla que se genera en esta época.

Costa occidental de la península de Baja California. A la altura de Ensenada la termoclina es de dos tipos: *a*) la estacional en julio y octubre detectada arriba de la permanente, es decir, a los 50 m en mar abierto con ascensión hacia la costa por efectos de surgencia; ésta desaparece en el resto del año, y *b*) la permanente, que se localiza a los 100 m con el mismo comportamiento de ascender cerca de la costa (Gómez, 1984). Esta misma distribución se presenta, al parecer, en toda la costa occidental de la península, pues al sur de Bahía Almejas, Reid (1960) registró el citado comportamiento (Figura 4).

Pacífico mexicano. La termoclina permanece más o menos constante, oscilando entre 40 y 20 m (e incluso 10 m) de norte a sur, respectivamente (Wyrki, 1965).

Salinidad

Existen diversas hipótesis sobre el origen del agua de mar, la mayoría relacionadas con el origen de la atmósfera, todas ellas especulativas, puesto que la escala de tiempo explicativa va más allá de 5 000 millones de años. Según Turekian (1974), cualquier pregunta que se haga sobre el origen del agua en los océanos puede también hacerse respecto al ion cloruro en el agua de mar, al anhídrido carbónico y al

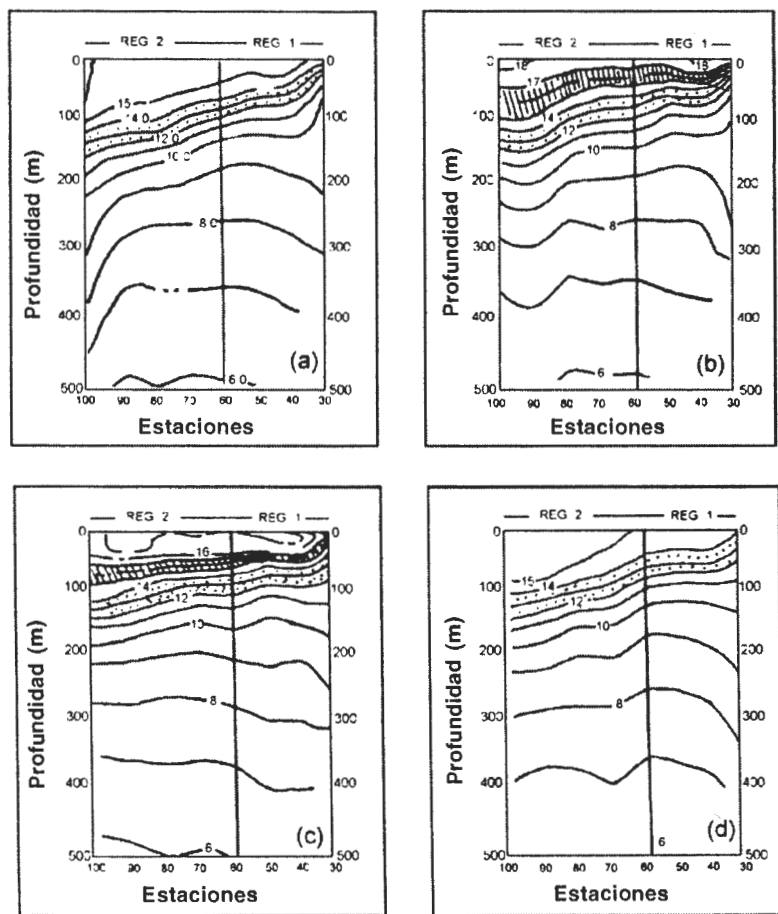


Figura 4. Perfil vertical térmico en un transecto frente a Ensenada, Baja California (a) abril; (b) julio; (c) octubre; (d) febrero. La región sombreada corresponde a la termoclina estacional y la punteada a la termoclina permanente (tomado de Gómez, 1984).

nitrógeno en el aire, compuestos que se originaron de un modo que no tiene nada que ver con la meteorización de las rocas ígneas. Este autor propone el siguiente origen: para empezar, el Sol y otros pla-

netas de nuestro sistema tienen la misma composición mineralógica que sirve para explicar dicho origen.

En una nebulosa primitiva, los elementos que formaron fases volátiles (o gaseosas) se irían despojando de gran cantidad de partículas sólidas durante el proceso de formación planetaria. Esto dio como resultado que el vapor de agua, el ácido sulfhídrico, el anhídrido carbónico, el metano y el amoníaco no quedaran incluidos en la Tierra, acumulándose sólo los compuestos no volátiles del cloro, del carbono, del hidrógeno y del nitrógeno durante la formación de este planeta. Las formas que hubieran permitido la acumulación de compuestos volátiles serían el agua en las arcillas y en otros minerales silicatados hidratados, el nitrógeno y el amonio incluidos en el enrejado de minerales con potasio, y el cloro en forma de minerales raros. Todos estos minerales han sido encontrados en meteoritos denominados *condritos carbonatados*, considerados adecuados para constituir la Tierra.

Los volátiles en exceso constituidos por agua, CO_2 y N_2 , más que condensarse de la nebulosa primitiva durante la formación del planeta, se derivaron de su interior por desgasificación, después de que se hubo formado la Tierra, posiblemente a través de dos vías: *a*) de un metamorfismo térmico radical en donde se expulsaron los componentes volátiles que ahora componen la hidrosfera, atmósfera y biosfera, o *b*) por medio de una desgasificación continua, lo cual significaría que los volátiles en exceso estarían aumentando lentamente como resultado del vulcanismo. Pero, por la razón antes señalada, no existe un registro fidedigno en el fechamiento de rocas antiguas que tengan la edad de la Tierra, es decir, 3 200 millones de años contra 4 500 millones de años, respectivamente; tampoco hay pruebas de que los volátiles hayan derivado del interior de la Tierra, vías vulcanismo, fumarolas y fuentes termales.

Según Turekian, por aspectos experimentales, es más fácil explicar que los volátiles fueron resultado de la inclusión en sedimentos, agua freática o agua de mar.

Según McIntyre (1978), quizá hace 4 000 millones de años un gran cataclismo, que diferenció al océano y a la atmósfera, permitió

liberar el volumen actual de los océanos y, cabe señalar, que éste aún no ha terminado en ciertos puntos volcánicos, y por tanto, la mayor parte de las emanaciones de volcanes y de los puntos calientes emittieron simplemente agua subterránea reciclada. Sin embargo, puede ser que sólo del 0.5 al 1.0% de agua liberada como juvenil, hubiera sido suficiente para haber llenado todos los océanos en 4 000 millones de años.

Como cuestionan McCormick y Thiruvathukal (1976), ¿cómo y en qué forma se adicionaron los materiales inorgánicos a los océanos?; probablemente, en un inicio fue a partir del interior de la Tierra a través de actividad volcánica y manantiales calientes, así como de la intemperización (procesos físicos, químicos y biológicos que desintegran y descomponen a la roca ígnea). Por ejemplo, la mayoría del sodio puede relacionarse con estos procesos de intemperización y el cloro con la actividad volcánica y los manantiales calientes.

Dentro de la intemperización, el proceso biológico induce a la formación de ácido carbónico que reacciona con los minerales rocosos para solubilizar al sodio, potasio, magnesio y bicarbonato de calcio. Si existen minerales sulfurosos, son oxidados para dar ácido sulfúrico que se libera en aguas subterráneas y arroyos, y parte del carbonato es reemplazado por los sulfatos (Drake *et al.*, 1978). Estos procesos se han llevado a cabo en la corteza terrestre y el agua de los ríos ha transportado por miles de años los materiales al mar. Se estima que cada año los ríos llevan cuatro billones de toneladas de sales disueltas al océano y casi todo el cloruro de sodio es reciclado entre la sal marina junto con aquella que cae en la Tierra a través de la lluvia; hoy esta cantidad de sal es sólo una milésima parte de la cantidad total contenida en el océano, por lo que es razonable pensar que el agua de mar se saliniza conforme se hace más viejo el océano (Gross, 1977).

Las cordilleras dorsales centro-océánicas aportan materiales provenientes del manto terrestre constituido, entre otras, de rocas, de basalto, con agua juvenil o nueva, es decir, aquella que nunca ha existido en los océanos, ríos, lagos, lagunas o atmósfera. Esta agua contiene muchos elementos que componen al agua de mar, como

cloro, bromo, yodo, carbono y nitrógeno, entre otros, que no pueden ser explicados a través del aporte de los ríos. Además, según Weihaupt (1984) esta agua tiene una clorinidad parecida a la del agua de mar, por lo que se ha sugerido que el agua volcánica pudo haber sido la fuente principal de este tipo de volátiles, y los ríos la del sodio, calcio, potasio, magnesio, entre otros.

Sin embargo, McIntyre (1978) señala que existen pruebas de que la salinidad del océano no ha cambiado mucho desde que se formó y que, en todo caso, la salinidad ha sido casi constante durante los últimos 200 millones de años (5% del tiempo geológico). Estudios sobre la composición de los sedimentos antiguos sugieren que la proporción de sodio y potasio ha aumentado de 1:1 a 28:1 y el magnesio-calcio de 1:1 a 3:1, a consecuencia de que el calcio ha sido utilizado por los organismos para formar conchas, pero que la cantidad total de cada ion ha variado mucho menos que las cantidades relativas.

El ciclo geoquímico de la totalidad de sal que mantiene a los iones marinos en un estrecho equilibrio incluye un intercambio durante décadas, siglos y milenios entre la atmósfera, el océano, los ríos, las rocas de la corteza, los sedimentos oceánicos y el manto.

Las sales disueltas en el agua de mar se encuentran en un alto grado de disociación y Dittmar, desde 1884, propuso la siguiente composición (Panzarini, 1970).

Cloruro de sodio	Na Cl	27.213 (g/l, o/oo o ups)
Cloruro de magnesio	MgCl ₂	3.807
Sulfato de magnesio	Mg SO ₄	1.658
Sulfato de calcio	CaSO ₄	1.260
Sulfato de potasio	K ₂ SO ₄	0.863
Carbonato de calcio	CaCO ₃	0.123
Bromuro de magnesio	MgBr ₂	0.076
		35.00

Por la concentración con que se encuentran estos iones se les denominan *constituyentes principales* y por su menor reactividad química y escasa asimilación biológica se les conoce como *conservativos*.

Las proporciones en que se encuentran los constituyentes principales son virtualmente constantes, independientemente de la concentración absoluta de sales, de modo que uno de ellos (cloro, el más abundante) puede ser tomado como referencia para indicar la cantidad en que se encuentran los otros; de hecho, esta situación sirvió para la cuantificación de la salinidad a través de la determinación de la "clorinidad" (contenido de cloruros, incluyendo los bromuros y yoduros en gramos por litro). Existe otra denominación que permite un mejor manejo y comparación de la información que es "clorosidad", entendida como la clorinidad a 20° C de temperatura. Cabe señalar que dicha proporcionalidad no se guarda en aguas dulces y predominan otros iones diferentes.

La cuantificación de la salinidad se ha realizado en diversas formas y se tiende a incrementar su precisión. Ésta se inició mediante la evaporación, pasó a la titulación, tomando como base la proporcionalidad constante y, actualmente, se realiza a través de la conductividad eléctrica, aprovechando la alta disociación de los iones y la propiedad de orientarse en un campo eléctrico, con una precisión de 0.001 o/oo. Las unidades experimentaron también cambios de g/l a o/oo y actualmente ups.

La salinidad en los diferentes océanos varía en un intervalo de 36 a 27 ups, resultado especialmente del clima en cada latitud; es decir, en el hemisferio norte la salinidad es menor (alrededor de 34 ups) en comparación con la del hemisferio sur (alrededor de 35 ups); los océanos del norte reciben más escurrimientos fluviales procedentes de los continentes que los del sur. Los mares cercanos al Polo Norte alcanzan hasta 33 ups y ocasionalmente menos, en particular durante el verano, cuando se derrite el hielo. En el Antártico los aportes continentales son menores y, en consecuencia, aumenta la salinidad, a pesar de que la nieve tiende a reducirla. En latitudes tropicales la salinidad es alta, debido a los vientos que incrementan la evaporación, a la elevada insolación y a una precipitación comparativamente baja (Weihaupt, 1984).

Existen casos de salinidad extrema en los mares aislados; por ejemplo, en el Mar Báltico sólo se registran 10 ups y en el Golfo de

Botnia 5 ups, ambos opuestos al Mar de los Sargazos, donde se alcanzan 38 ups; en los golfos de México y California 37 ups, en el Golfo Pérsico 40 y en el Mar Rojo, 225 ups.

Distribución de la salinidad en los mares de México

Golfo de México. Las áreas oceánicas de las cuatro vertientes existentes en México presentan una salinidad superficial típica, distinta tanto espacial como temporalmente. En el Golfo de México los contenidos más bajos se registran en el norte, donde alcanzan hasta 32.16 ups en invierno, y en el banco de Campeche, donde varían de 36.4 a 36.6 ups, son los más altos de todo el golfo, más aún que los del Caribe. En el perfil vertical destaca un máximo de hasta 36.6 y 37.0 ups que identifica a la masa de agua Subtropical Subsuperficial comprendida entre los 50 y 250 m de profundidad, penetra al Golfo de México a través del Canal de Yucatán. Debajo de esta última disminuye la salinidad, asociada también a masas como el Agua Central del Atlántico noroccidental con 35.0 y 36.7 ups entre los 250 y 750 m; Agua Intermedia del Antártico, donde oscila de 33.8 a 34.8 ups entre los 750 y 950 m; y el Agua Profunda del Atlántico Norte, cuya salinidad va de 34.8 a 35.0 ups entre los 950 m y el fondo (Gallegos y Czitrom, 1997). Estas masas de agua y sus características salinas fueron registradas por Nowlin (1971) en una localidad central del Golfo de México.

Golfo de California. La distribución de la salinidad a 10 m de profundidad, que, según Roden (1964), elimina efectos diurnos, se caracteriza en el norte por presentar un intervalo entre 35 y 35.8 ups, es decir, de 1 a 2 ups más alta que aquellas en la misma latitud, pero fuera del golfo. Salinidades mayores a 36 ups son sólo locales, se encuentran en áreas someras y semicerradas de la costa este, como en bahías Concepción, Aldair y San Jorge.

Al sur del golfo, entre Cabo San Lucas y Cabo Corrientes, la salinidad oscila entre 34.6 y 35 ups (Roden, 1964). Roden Groves (1959) consideran que, debido al exceso de la evaporación sobre la precipitación y el escurrimiento, existe un flujo neto de sal de norte a sur que alcanza $3\text{g/cm}^2/\text{año}$.

Antes de la construcción de la Presa Hoover (1935), las salinidades eran menores en esta sección del golfo, por la descarga del río Colorado. En la actualidad, al disminuir el aporte fluvial (prácticamente reducido) la marea se introduce, se evapora y se forman costras de sal, que en la siguiente marea se redisuelven y regresan al mar en el reflujó, incrementándose en el delta, cerca de la isla Motague, y que alcanzan hasta poco más de 40 ups durante invierno y verano (Álvarez y Galindo, 1974; Case y Cody, 1983).

En el perfil vertical, la salinidad disminuye escasamente en todo el golfo, manifestando la presencia de diferentes masas de agua, como lo señalan Lavin *et al.* (1997; Figuras 5 y 6).

Costa occidental de la península de Baja California. La distribución de la salinidad, tanto horizontal como verticalmente, es resultado de las masas de agua y su circulación. En la costa occidental de la península de Baja California, Gómez y Vélez (1982) refieren dos ambientes: una *Zona de transición*, que se extiende de Punta Eugenia hacia el norte con salinidades de 33.40 a 33.56 ups y, de este sitio hacia el sur, la *Zona de dominio ecuatorial*, de 33.90 a 34.54 ups. La distribución de la salinidad representada en el perfil vertical señala, en áreas con influencia de surgencias, ascensos de las masas de agua cerca de la costa, con salinidades más altas procedentes de aguas de mayores profundidades; por ejemplo, frente a Ensenada, una distribución vertical típica de salinidad es el aumento de ésta en la superficie procedente de agua de 500 m de profundidad de 33.55 a 34.20 ups respectivamente, experimentando un ascenso la última isolínea de 500 a 200 m de profundidad cerca de la costa; dicho comportamiento tiene una marcada variante estacional (Gómez, 1984).

La Corriente de California se caracteriza por una salinidad entre 33.4 y 34.6 ups y la Contracorriente (bordeando la costa) de 34.0 a 34.8 ups.

Pacífico mexicano. Es el de mayor diversidad, ya que presenta mayor superficie, climas distintos y masas de agua de diverso origen. En localidades costeras de esta vertiente distribuidas en forma representativa se tienen las siguientes salinidades: Manzanillo de 32 a 35.3 ups, Acapulco de 32.4 a 34.7 ups y Salina Cruz de 33 a 34.9 ups. A gran escala, la masa de Agua Tropical Superficial de 34.0 ups,

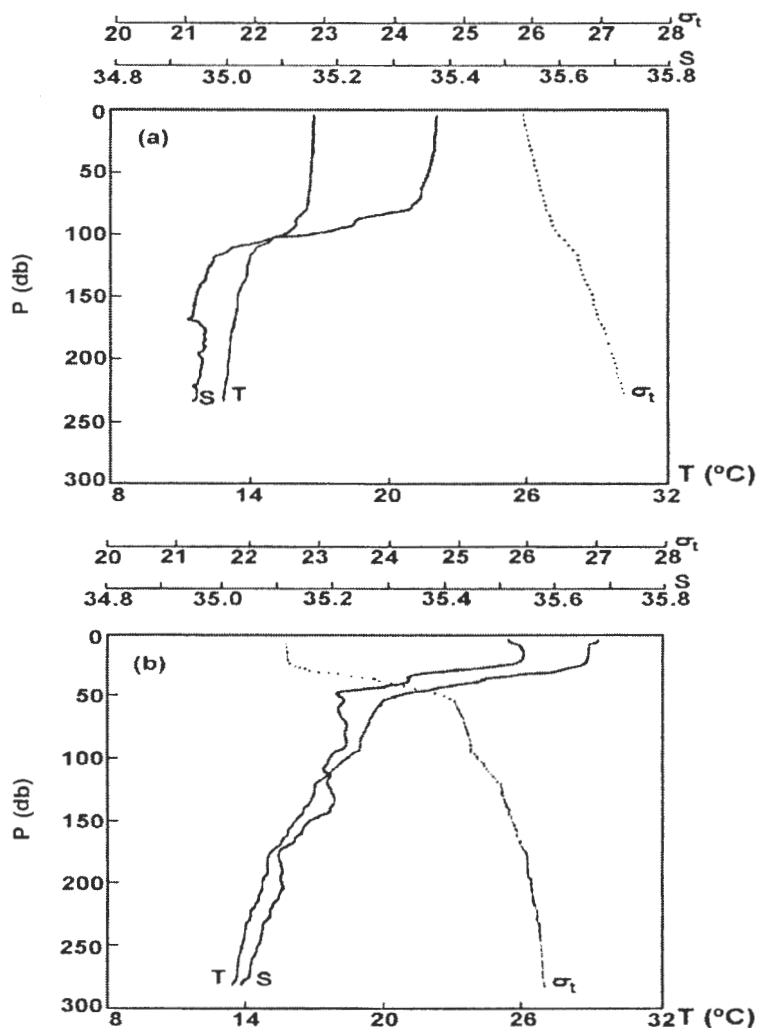


Figura 5. Distribución vertical de temperatura, salinidad y densidad en un punto localizado en la parte norte del Golfo de California para (a) invierno y (b) verano. Se muestra la capa mezclada, la termoclina, la haloclina y la picroclina (tomado de Lavin *et al.*, 1999).

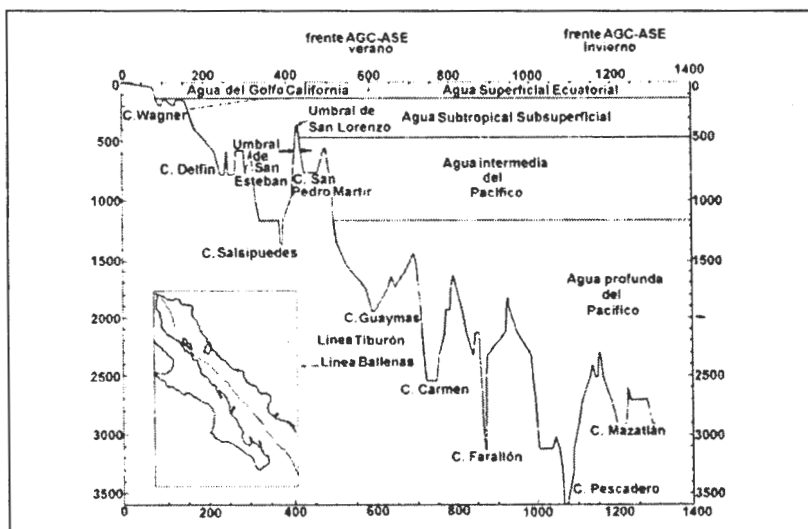


Figura 6. Esquema de la distribución de las masas de agua del Golfo de California. La línea quebrada en Cuenca Delfín es la posición de verano de la frontera entre el AGC y el ASSsSt. Diagrama elaborado por Bray (1988) y basado en la clasificación de Torres (1993).

Tabla 1. Características de los umbrales de la zona entre las islas

Nombre	Prof.	Entre Cuencas
Umbral de Ballenas	~600 m	Cuenca Delfín-Canal de Ballenas
Umbral de San Lorenzo	~400 m	Canal de Salsipuedes-Cuenca San Pedro Mártir
Umbral de San Esteban	~600 m	Cuenca San Esteban-Cuenca San Pedro Mártir
Umbral de Tiburón	~400 m	Cuenca San Estebán-Cuenca Tiburón

Tabla 2. Características de las masas de agua del Golfo de California (Torres Orozco, 1993)

Masa de Agua	Abr.	Salinidad (ups)	Temperatura (°C)	Rango Prof. (m)
A. del Golfo de California	AGC	$S \geq 35.0$	$T \geq 12$	<150
A. Superficial Ecuatorial	ASE	$S < 35.0$	$T \geq 18$	<150
A. de la Corriente de California	ACC	$S < 34.5$	$12 \leq T \leq 18$	<100
A. Subsuperficial Subtropical	ASsSt	$34.5 \leq S \leq 35.0$	$9 \leq T \leq 18$	150-500
Agua Intermedia del Pacífico	AIP	$34.5 \leq S \leq 34.8$	$4 \leq T \leq 9$	500-1200
Agua Profunda del Pacífico	APP	$S > 34.5$	$T < 4$	>1200

que es el principal constituyente de la Corriente Costera de Costa Rica (Badan, 1997), se registra en toda la vertiente pacífica mexicana de los 20 a 50 m de profundidad y excepcionalmente a los 100 m. Por debajo de esta masa se registra el Agua Subtropical Subsuperficial de 34.55 ups que es una derivación del agua intermedia del Pacífico. Badan (1997) clasifica gráficamente las masas de agua en función de la temperatura y salinidad, como se muestra en la Figura 7.

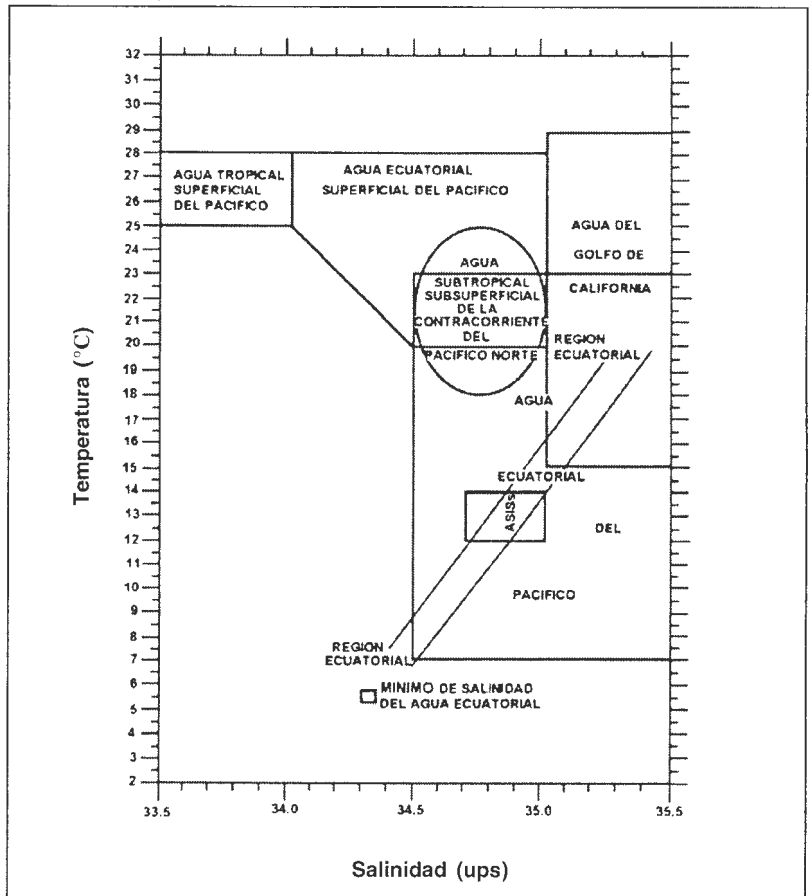


Figura 7. Diagrama de las masas de agua predominantes en el Pacífico trópico-oriental (tomado de Badan, 1997).

Densidad

La densidad, desde el punto de vista marino, es la relación de la masa de agua por la unidad de volumen a una temperatura determinada, entre la masa por unidad de volumen de agua pura a 4° C a una presión atmosférica. De esta manera, la temperatura y la salinidad, bajo sus amplios intervalos de variación, hacen variar, a su vez, a la densidad en un intervalo también amplio. La densidad se representa como ρ_{isp} dependiente de tres factores (temperatura, salinidad y presión). El valor es adimensional y su cifra varía a partir del tercer decimal, motivo por el cual se ha convenido en referirla como σ (sigma) con base en la siguiente fórmula:

$$\sigma = (\rho_{\text{isp}} - 1) \cdot 1000$$

dando como resultado, por ejemplo:

$$\rho_{\text{isp}} = 1.02614 \text{ o } \sigma = 26.14$$

que es más práctico y manejable. La graficación en hojas especiales de la temperatura y la salinidad de muestras de agua en diferentes sitios y profundidades proveen directamente la densidad y se denomina "Diagrama T-S" (Figura 8), es decir, tipifica las masas de agua a través de una distribución de puntos en el gráfico.

Distribución de la densidad en los mares de México

Golfo de México. Se han definido diferentes masas de agua por vertiente; por ejemplo, desde 1967, Nowlin y McLellan identificaron a través del diagrama tres masas de agua: Agua Subtropical del Atlántico (AST), agua intermedia del Atlántico (AIA, 800 m) y Agua Profunda del Atlántico (APA; Figura 9).

Golfo de California. Con base en este mismo diagrama T-S, diferentes autores han reconocido las distintas masas de agua en el Golfo de California, identificadas por Torres (1993) y presentadas en la Figura 10.

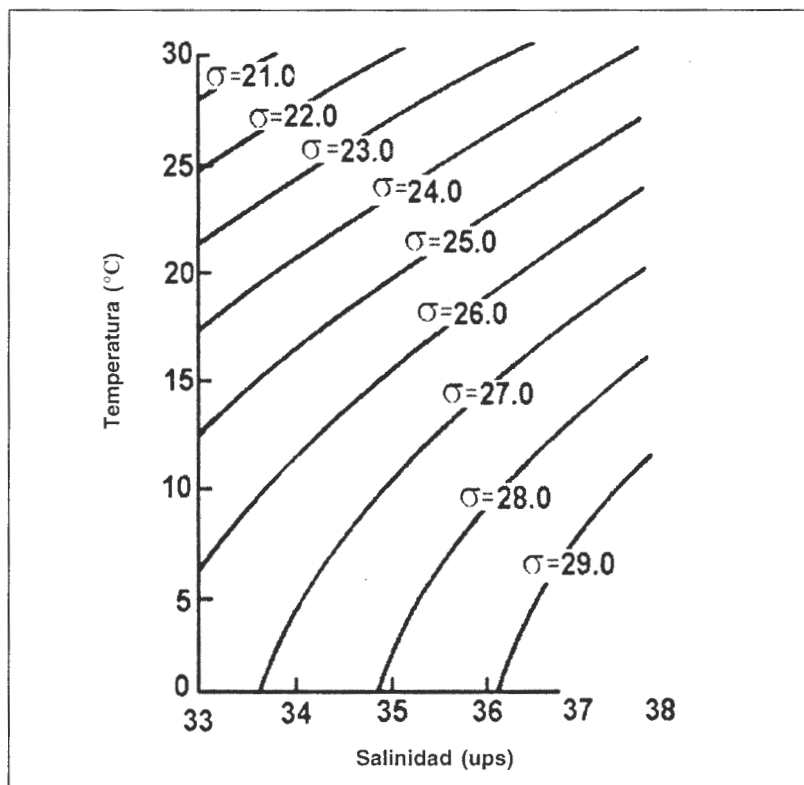


Figura 8. Diagrama de T-S y de σ_t (tomado de Weihaupt, 1984).

Costa occidental de la península de Baja California. Se registran dos masas de agua a través de las curvas T-S: el Agua Norteña (Agua Subártica) y el agua sureña (masa de Agua Ecuatorial Modificada; Figura 11).

A través de este mismo diagrama se pueden detectar dos masas de agua bien definidas en el Golfo de Tehuantepec: el Agua Subsuperficial Subtropical (ASsST) y el Agua Antártica Intermedia (AIA; Emery y Dewar, 1982). Por su parte, Trasviña y Barton (1997) detectaron en la capa superficial significativas variantes estacionales en el mismo golfo (Figura 12).

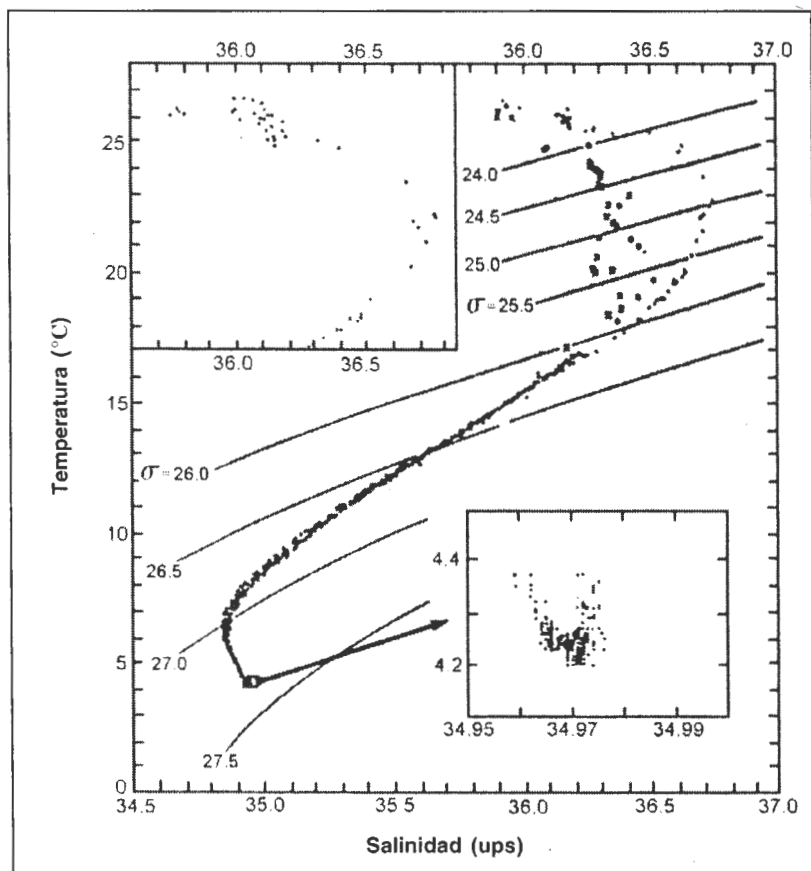


Figura 9. Diagrama de temperatura-salinidad de las masas de agua del Golfo de México (tomado de Nowlin y McLellan, 1967).

Circulación y corrientes

A pesar de que en ocasiones no es perceptible el movimiento del agua en el océano, existe una circulación constante de la superficie al fondo. En primera instancia, los factores que generan movimiento en los océanos se clasifican en: fuerzas primarias, que pueden ser internas o externas; por ejemplo, diferencias de presión oceánica,

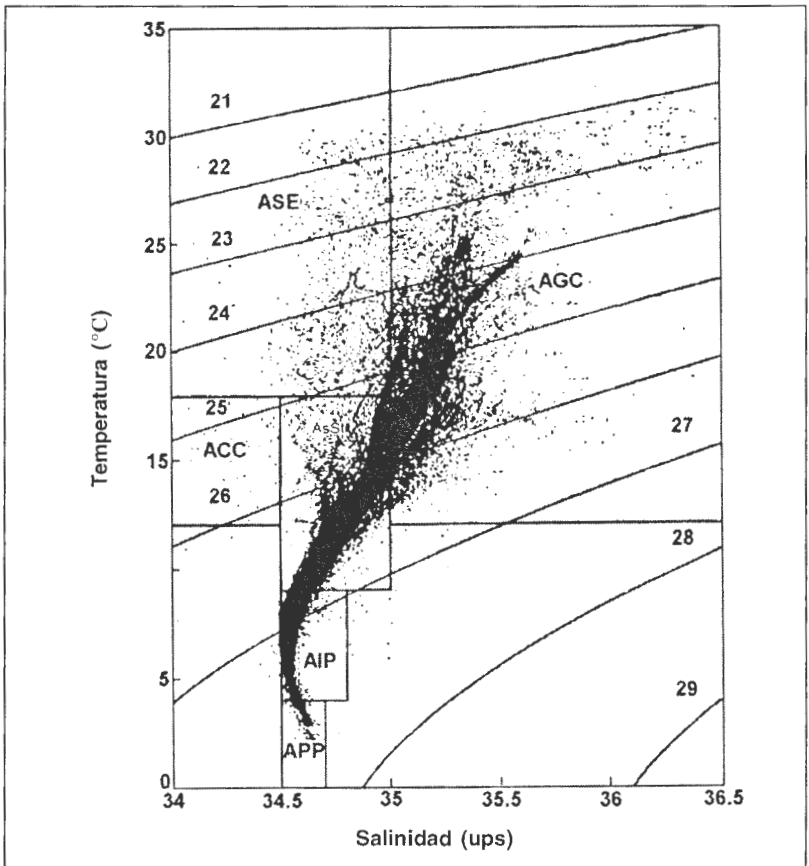


Figura 10. Diagrama T-S del Golfo de California usando el banco de datos 1939-1994 y la clasificación de Torres (1993).

incluyendo diferencias en el campo gravitatorio de la Tierra y diferencias en la densidad del agua para las internas; y efecto del viento, las mareas y presión atmosférica en el caso de las externas. Las fuerzas secundarias son resultado del movimiento del agua y tienden a alterar a las primarias; por ejemplo, la fricción, la fuerza centrífuga y el *efecto de Coriolis*, que no inician movimientos en el agua. El citado efecto es el más importante para determinar la dirección final de las corrientes en el océano, desviándolas hacia la derecha en el

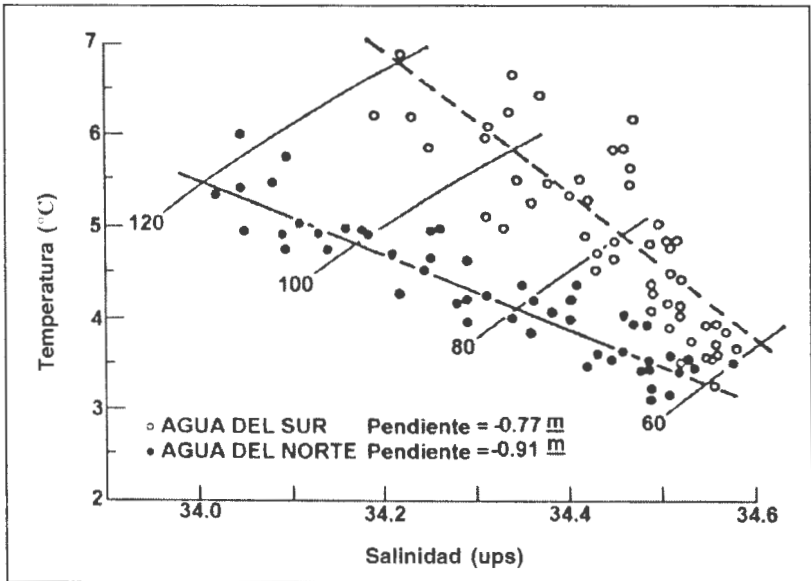


Figura 11. Regresión lineal temperatura-salinidad en la costa central de la península de Baja California: la línea continua representa agua del norte; la línea desfasada agua del sur. Los puntos muestran datos de la estación NORPAC a 900 km de distancia de la costa (tomado de Blanton y Pattullo, 1970).

hemisferio norte y hacia la izquierda en el hemisferio sur; en el Ecuador no existe desviación; ésta se califica como cero (Weihaupt, 1984). La primera causa de movimiento es la fuerza del viento sobre la superficie del agua, así como también la atracción del Sol y la Luna, modificado a su vez por la rotación terrestre, la fricción y la geomorfología. La circulación profunda se relaciona con las diferencias de densidad del agua. En ambos casos las corrientes pueden ser permanentes o circunstanciales, persistentes o alternadas, veloces o lentas, superficiales o profundas.

En otras palabras, las corrientes pueden deberse a la distribución de masa, al viento que genera olas de superficie, a las mareas y a las olas internas dentro del seno del mar (Panzarini, 1970).

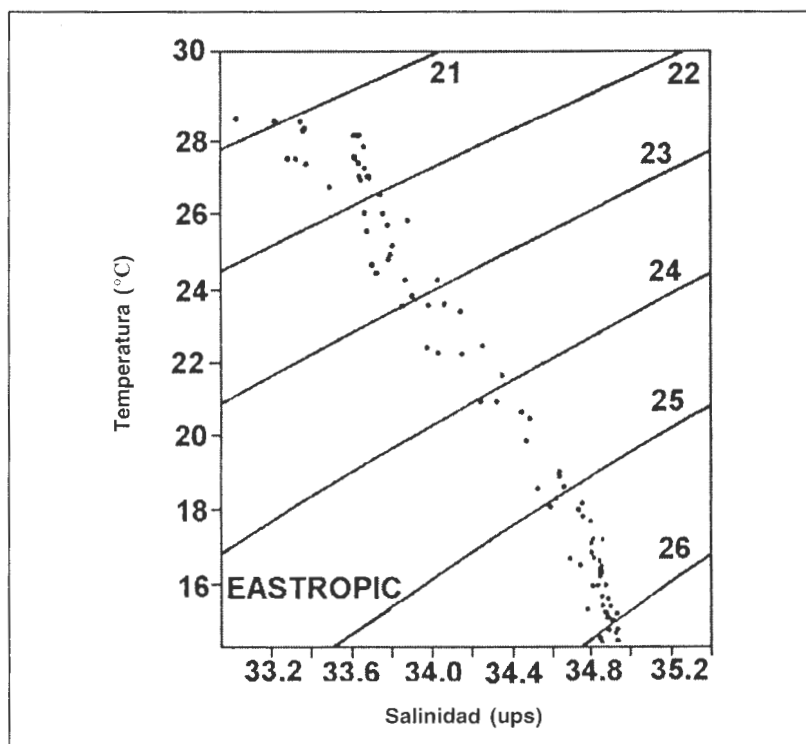


Figura 12. Diagrama T-S para el invierno (diciembre), capa superficial del Golfo de Tehuantepec (tomado de Trasviña y Barton, 1977).

Las debidas a la distribución de masa son permanentes, transportan grandes volúmenes de agua y son generadas por diferencias de densidad (temperatura y salinidad), a consecuencia de procesos de calentamiento-enfriamiento, dilución-precipitación pluvial-escurecimiento fluvial, fusión de hielo y concentración por evaporación o congelación; estas corrientes son denominadas geostroficadas.

Las producidas por el viento resultan del esfuerzo de éste sobre la superficie, que a su vez se transmite a capas inferiores generando una corriente de poca profundidad que depende de la velocidad y duración del viento, en cuyo caso se denomina *corriente de deriva*, con dirección de transporte neto en un ángulo de 90° de donde sopla

el viento, a la derecha en el hemisferio norte y a la izquierda en el hemisferio sur (*efecto de Coriolis*); dicho transporte ha sido denominado de *Ekman*.

En las corrientes generadas por el viento (eólicas) y por diferencias de densidad (que generan movimientos horizontales), la rotación de la Tierra y accidentes geofísicos desvían y modifican la circulación. Este tipo de corrientes no van más allá de los 200 m de profundidad con una velocidad alta, más de 200 cm/s.

Existe la circulación termohalina que por cambios en la temperatura y la salinidad (en consecuencia, densidad) generan movimientos verticales que a través de los polos constituyen la circulación profunda en todos los océanos.

En cuanto a las corrientes de marea, éstas no significan un transporte de agua sobre grandes distancias, pues se trata de una oscilación rítmica cada 6 o 12 horas generada por la atracción gravitacional del Sol y la Luna y que en canales estrechos y a lo largo de la costa invierten su dirección; sus velocidades son del orden de 2.5 m/s. En el hemisferio norte giran a la derecha y en el hemisferio sur a la izquierda.

Las corrientes producidas por ondas internas se generan en el seno del mar por una gran diferencia entre las densidades de diferentes capas de agua, cuyas velocidades pueden alcanzar hasta 1.0 m/s. Este tipo de corrientes se registra en altas latitudes con marcada diferencia de densidad entre el agua superficial poco salada por el deshielo y la más profunda salada; a esta condición superficial se denomina *aguas muertas*, inadecuadas para la navegación por la baja velocidad.

La corriente geostrófica, que mueve a todo el océano, es un balance entre la fuerza de gravedad (gradiente de fuerza de presión) y el *efecto de Coriolis*. Generalmente, las corrientes debajo de la profundidad a la cual el viento tiene efecto se denominan *geostróficas*. Las cuatro grandes vertientes que circundan al territorio mexicano presentan corrientes que forman parte de las geostróficas, es decir, originadas por diferencias de densidad o masa, resultantes de cambios de temperatura y salinidad.

Distribución de la circulación y las corrientes en los mares de México

Golfo de México. El efecto estacional del viento en el Golfo de México juega un papel importante en su dinámica de circulación; en invierno dominan los intensos vientos del norte denominados *nortes* que provocan un gradiente térmico entre la cálida masa oceánica del golfo y la del invierno continental de Norteamérica, generando centros de alta y baja presión.

El esfuerzo tangencial del viento sobre la masa superficial origina una mezcla hasta los 150 m de profundidad (Vidal *et al.*, 1990). La corriente geostrófica llamada de El Lazo, además de tener una alta salinidad, es variable y, por consiguiente, también lo es el número de giros que resultan de ella, como lo suponen a través de modelos Monreal y Salas (1997). Según Elliot (1982), la máxima intromisión de El Lazo es a partir de abril hasta octubre; después de ese tiempo se retrae, pero ya los giros se desprendieron viajando hacia el oeste con su máximo vigor de octubre a mayo (Figura 13). Los giros anticiclónicos son denominados calientes, por tener en su centro máximas temperaturas (dado el hundimiento de aguas superficiales), y los ciclónicos son considerados como fríos (dado que existe una elevación de aguas profundas y frías en su centro). El período de desprendimiento de los giros es variable (de 25 a tres meses) según información comparada entre los diversos autores, incluso con velocidades diferentes, resultado de la intensidad de la corriente generadora; por ejemplificar, pueden ser de 3.7 a 5.7 y de 2.1 km/día (Cochrane, 1972; Elliot, 1982, respectivamente) y con una anchura que va de 180 a 300 km para los anticiclónicos percibidos claramente a una profundidad de 1 000 m, y para los ciclónicos de 100 a 150 m. Concuerdan algunos autores que estos últimos se construyen en la periferia de los anticiclones en forma de tríadas, es decir, de dos ciclónicos por un anticiclónico.

Golfo de California. Tradicionalmente se suponía que la circulación era causada principalmente por procesos locales, pero recientemente se ha evidenciado la mayor influencia de la acción del Océano

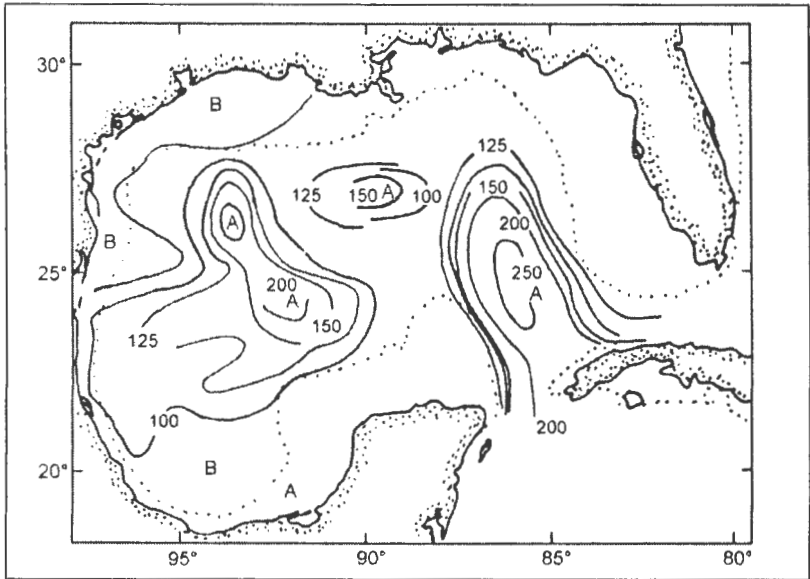


Figura 13. Giros ciclónicos y anticiclónicos detectados a una profundidad isotermal de 20° C (febrero-marzo, 1967; tomado de Elliot, 1982).

Pacífico que la del forzamiento local y de vientos (Lavin *et al.*, 1997); además, por sus características morfométricas y batimétricas, la circulación se modifica a nivel local. Como señalan dichos autores, el Golfo de California tiene una circulación fuertemente estacional con flujo entrante en verano y saliente en invierno. Para magnificar la influencia de los generadores de circulación en el golfo, Lavin *et al.* (1997) señalaron, con base en un modelo de Ripa (1990,1997), que la variabilidad estacional del nivel del mar en un transecto transversal está integrada de la siguiente forma: por el Océano Pacífico (6.6 cm), por viento (2.9 cm) y por flujo de calor a través de la superficie (0.9 cm).

La masa de agua del Océano Pacífico entra al golfo como onda interna de Kelvin por el lado continental y regresa modificada y atenuada por el lado peninsular. Se genera una circulación anticiclónica en invierno con su mayor entrada por el lado peninsular, y ciclónica en verano con su mayor flujo en el lado continental; esta circula-

ción modelada con el esfuerzo del viento presenta la misma situación que la anterior, señalando velocidades y elevaciones superficiales prácticamente nulas en la región sur del golfo, aumentando hasta 25 cm/s en la parte norte. Las corrientes más fuertes (geostróficas) siguen los contornos del nivel del mar, y cuando son cerradas forman un giro ciclónico con superficie convexa y elevaciones máximas del nivel del mar; la condición contraria se presenta en los giros anticiclónicos (Lavin *et al.*, 1997).

Según Wyrski (1965) los vientos locales tienen una influencia en el patrón de circulación en el golfo; en invierno son de norte a sur, lo que se puede asociar con la saliente referida por Lavin *et al.* (1997), cambiando de sur a norte en verano con la mayor entrada de agua proveniente del Pacífico.

En general, se registran las siguientes corrientes: la Corriente de California, que penetra al golfo en forma incipiente en diciembre y enero mezclándose con la del propio golfo, y sale con más fuerza hasta llegar al Golfo de Tehuantepec en marzo; en mayo se registra un flujo procedente del sur del Pacífico, que corresponde a la Corriente Costera de Costa Rica, la cual alcanza su máximo en julio, justo cuando cambian de dirección los vientos locales, y desaparece en agosto; a ésta la substituye la Corriente Norecuatorial que penetra al Golfo de California de agosto a septiembre, y en octubre se presenta un estado de calma en el patrón superficial. En noviembre se intensifica la Corriente del Golfo que fluye hacia el Pacífico hasta diciembre, para nuevamente detectarse indicios de la Corriente de California. El patrón de circulación corresponde a un modelo general; sin embargo, existe una circulación en cada una de las regiones del Golfo de California, es decir, tanto hay las corrientes geostróficas en el *golfo superior* (desembocadura del río Colorado hasta las grandes islas Tiburón y Ángel de la Guarda), como en el *golfo centro o inferior* (que parte del límite anterior hasta Cabo San Lucas-El Dorado, Sinaloa y Cabo San Lucas-Cabo Corrientes), siendo esta última región donde se registran frentes de todas las masas de agua y corrientes del Golfo de California. Barrientos (1986) considera que en el *alto golfo* (hasta las grandes islas) la circulación es local y no

posee alguna influencia de corrientes oceánicas que se introducen al golfo, las cuales sólo llegan hasta el paralelo 29° N donde se encuentra el umbral de las grandes islas, y su velocidad varía espacial y temporalmente entre 30 y 50 cm/s.

Costa occidental de la península de Baja California. La Corriente de California se caracteriza por su baja temperatura y salinidad calentándose conforme avanza hacia el sur (de los 45° N hasta los 20° N de diciembre a agosto, hasta los 18° N de enero a febrero y a los 15° N de marzo a junio; Wyrcki, 1965). Es ancha (1 000 m) y profunda (500 m), de flujo lento (25 cm/s; Wyllie, 1966). Existen registros que refieren un avance menor, como los de Pavlova (1966), quien señala que su máximo desarrollo es hasta los 30-35° N en verano y de los 25-30° N en primavera, y que su velocidad máxima oscila entre 5 y 15 cm/s. Según este autor, la intensificación o debilitamiento de la corriente es resultado de la variación de los vientos; en invierno éstos provienen del norte, se debilitan y se invierten de sur a norte y la Corriente de California es débil; se registran grandes remolinos en la parte sur en esta época. En primavera y otoño los vientos son del norte y la corriente alcanza su mayor extensión; en verano siguen una dirección noroeste y continúan siendo fuertes, con la corriente más intensa y la descarga máxima; en otoño la corriente disminuye y se retrae con mayor número de giros. Este patrón modifica las surgencias que posteriormente se analizarán.

Pacífico mexicano. También forma parte de las corrientes geostroficas que alimentan al giro del Pacífico arriba citado. En este litoral se registran varias corrientes de diferentes direcciones, penetración y magnitud con influencia del viento de variante anual. Las corrientes son: a) la de California, que alcanza hasta los 18° N (Guerrero) y 15° N (Chiapas) en enero-febrero y marzo-junio, respectivamente; b) la Norecuatorial, formada por la de California y la Corriente Costera Costa Rica, procedente de Panamá, que cambia de nombre a Corriente Mexicana y llega hasta el extremo de la península de Baja California (de junio a diciembre). La Corriente de Costa Rica es la que transmite las perturbaciones del fenómeno "El Niño" (Badan, 1997). La Corriente de Costa Rica se retrae cuando la Corriente de California es mayor, de marzo a junio.

Existe también en el Pacífico mexicano la Corriente de Tehuantepec, generada especialmente por el viento y, además, por la Corriente de Costa Rica. Los nortes del Golfo de México pasan por el istmo, donde se denominan localmente *tehuantepecanos*, y generan corrientes marinas que alcanzan hasta 100 cm/s creando, a su vez, surgencias y giros anticiclónicos y ciclónicos, estos últimos controlados a su vez por la topografía del golfo.

La costa occidental de la península de Baja California presenta parte del gran giro anticiclónico de circulación geostrofica del Pacífico norte, constituido por las corrientes de Kuroshio (Japón), la Subártica de Alaska, la de California (Estados Unidos-México) y la Norecuatorial.

Mareas

El ascenso y descenso regular del nivel del mar en un período de 12 o 24 horas, junto con una onda de alternancia análoga, es definido como *marea*.

Este fenómeno periódico es consecuencia de las atracciones que sobre las aguas ejercen la Luna y el Sol, resultando una elongación de la masa oceánica con su mayor eje en el Ecuador o cerca de éste, según la posición de los dos astros y los eclipses de la Tierra y la Luna. Dicha elongación es modificada por la geografía, la topografía y la batimetría, la fricción y la rotación. La Luna ejerce una atracción mayor que el Sol, por su cercanía, no por su masa, generando una marea 2.2 veces mayor.

Marea lunar

Con base en la representación de Panzarini (1970), a continuación se muestran varias posiciones y sus consecuentes mareas. Cuando la Luna se encuentra en el Ecuador se generan mareas de la misma magnitud, tanto hacia el lado lunar como en el opuesto, por la fuerza centrífuga de rotación (Figura 14).

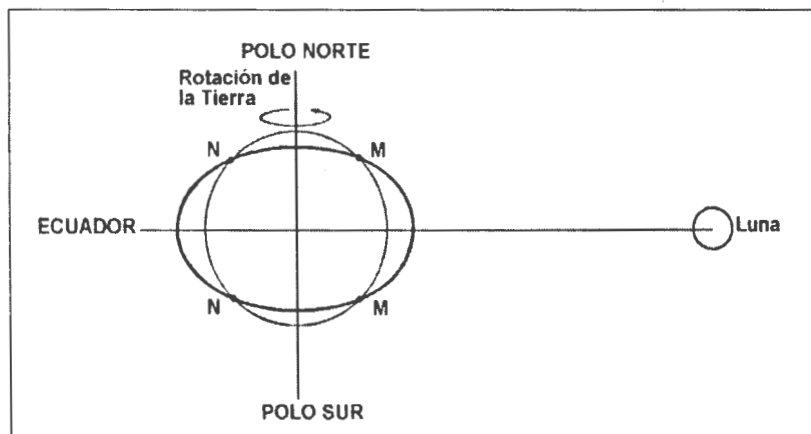


Figura 14. La marea lunar, con la Luna estacionaria en el plano del Ecuador (tomado de Panzarini, 1970).

Sin embargo, la órbita lunar se encuentra inclinada respecto al plano del Ecuador y el eje mayor del elipsoide tiene una declinación, por tanto el meridiano MM de la figura tendrá dos pleamares sucesivas de distintas alturas. Mientras los meridianos MM y NN (Figura 15) presentan una pleamar (máxima altura), en el meridiano OP ocurre una bajamar (mínima altura) cada seis horas, tomando en cuenta las 24 horas de la rotación de la Tierra y considerando que la marea es una onda continua. Conforme la Luna avanza en órbita ($13^\circ/\text{día}$) se modifican las pleamares y bajamares hasta completar poco más de 28 días alrededor de la Tierra (Figura 16).

Dado que la órbita no es circular, la distancia de la Luna a la Tierra varía en el mes lunar, es decir, en el apogeo y en el perigeo, lo cual modifica también el patrón y las alturas mareales, por diferir la fuerza de atracción.

Marea solar

A pesar de su gran masa, el Sol, por su lejanía, genera mareas de menor magnitud, mayores o menores en el perigeo y apogeo, respectivamente.

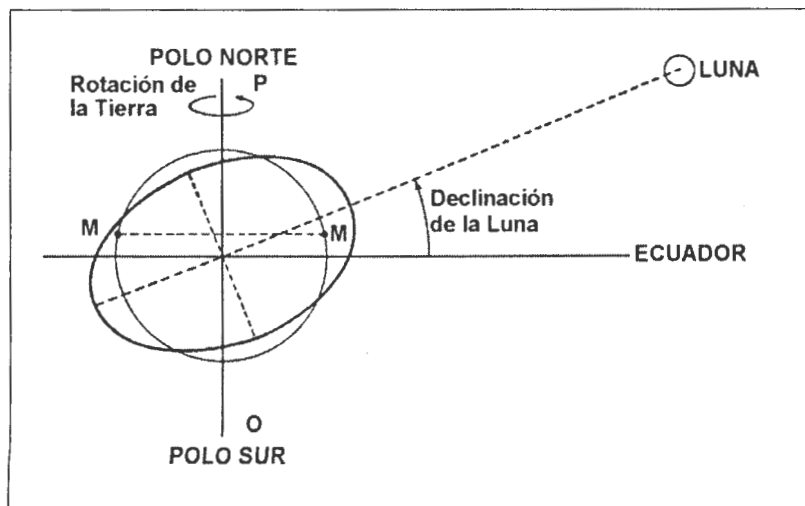


Figura 15. La marea lunar, con la Luna describiendo una órbita sobre un plano inclinado respecto al del Ecuador, que origina la desigualdad diurna (tomado de Panzarini, 1970).

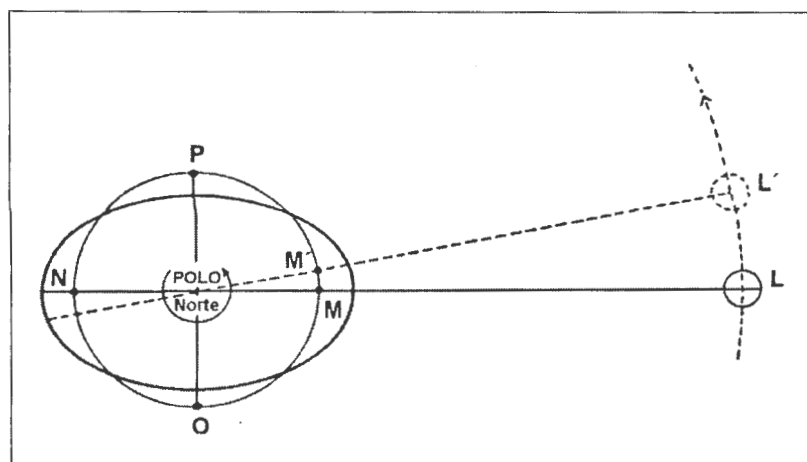


Figura 16. La marea lunar, con la Luna en el plano del Ecuador girando alrededor de la Tierra sobre una trayectoria circular (tomado de Panzarini, 1970).

Marea lunisolar

Es el efecto conjunto de ambos astros sumándose o contrarrestándose la marea. Cuando están en conjunción o alineados el Sol y la Luna con la Tierra (novilunio), las mareas se refuerzan, al igual que cuando los astros están en oposición (plenilunio) generando las mareas mayores denominadas vivas o de zizigia (o sisigia). En cuarto creciente o en cuarto menguante, las mareas se contrarrestan por estar en ángulo de 90° el Sol y la Luna; éstas se llaman *mareas de cuadratura* (Figura 17).

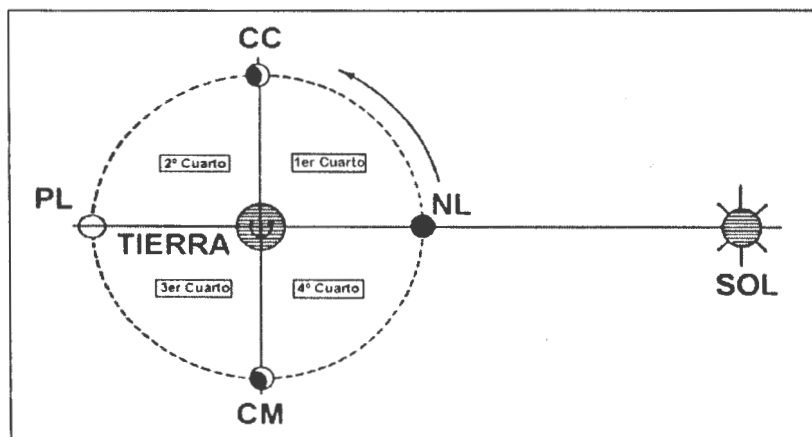


Figura 17. La marea lunisolar y la diferencia por desigualdad de fase. PL plenilunio; NL novilunio; CC cuarto creciente; CM cuarto menguante (tomado de Panzarini, 1970).

Predicción de la marea

La altura de la marea en cualquier lugar no se puede predecir en forma precisa tan sólo por conocer las posiciones del Sol y de la Luna en relación con un lugar, sino que también depende de otros factores, como el tamaño de la cuenca y su configuración; además de la necesidad de contar con registros actuales de por lo menos un

año o más. Existen ahora programas computacionales para predecir la marea, lo que antes se hacía con base en los constituyentes armónicos (altura y mareas parciales sinusoidales que incluyen amplitudes y fases) introducidos a la *máquina predictora de marea*.

Las mareas no se repiten de igual manera año con año, debido a las diferentes posiciones relativas entre la Tierra, la Luna y el Sol, que sólo se repiten cada 18.6 años. De esta forma, para predecir estadísticamente la marea se requiere de registros de ese lapso (Panzarini, 1970).

Tipos de marea

La máxima altura de la marea se llama *pleamar, flujo* o *creciente* y la mínima es *bajamar, reflujó* o *bajante*; se denomina *nivel medio* al promedio de todas las pleamares y bajamares, así como *amplitud* a la diferencia entre las alturas de la pleamar y la bajamar. Se dice que la marea está *parada* cuando se mantiene estacionario el nivel por cierto tiempo entre la pleamar y la bajamar.

Con base en el tiempo de ocurrencia de la marea, se distinguen: *a)* la marea semidiurna, que es cuando se presentan dos pleamares y dos bajamares en 12 horas 24 minutos (medio día lunar); *b)* la marea diurna presenta dos pleamares y dos bajamares en 24 horas 48 minutos, y *c)* en la marea mixta las pleamares y bajamares sucesivas difieren mucho en altura.

Cada quince días (en novilunio o plenilunio) las pleamares y las bajamares difieren grandemente en altura y se denominan como mareas *vivas* o de *zizigia*; una semana después (en cuarto menguante o creciente) las alturas entre la alta y baja marea no son tan diferentes y se llaman *mareas muertas* o de *cuadratura* (Panzarini, 1970).

Corrientes de marea

La marea es un gran volumen de agua o una onda que viaja en el océano mundial alrededor de la Tierra en 24 horas, pero el agua se

apila a lo largo de la costa durante la pleamar, regresando ese volumen al mar en forma de corriente, para restablecer el equilibrio.

Cuando existe una corriente en la misma dirección que la marea (pleamar) es seguida por otra corriente en sentido opuesto (bajamar); esta situación se observa marcadamente en canales, estuarios, lagunas y bahías y afecta a la navegación. En estos lugares, la pleamar que entra por la boca y genera una corriente hacia el interior regresa como bajamar horas después, cuando ya otra pleamar entra, en este caso pueden anularse las mareas, aparentando que la corriente está *parada*; esta condición depende de las características locales (Panzarini, 1970).

Distribución de las mareas en los mares de México

Golfo de México. La marea es un fenómeno general, pero con características espaciales y temporales locales; de acuerdo con esta premisa se ejemplificarán las mareas predominantes en las cuatro vertientes de la República Mexicana. En el Golfo de México son, en general, del tipo diurno, aunque algunas regiones presentan mareas mixtas, como las del noreste y noroeste, así como las del Caribe mexicano; existen algunas áreas más localizadas donde la marea es semidiurna, frente a Campeche, por ejemplo.

Golfo de California. El régimen de mareas es del tipo mixto semidiurno, aunque en la región central es diurno, principalmente. La marea del golfo es generada en forma primordial por cooscilación con la marea del Pacífico; es decir, las variaciones dentro del mar de Cortés se deben básicamente a las fluctuaciones del nivel del mar en la entrada del golfo y no a la atracción gravitatoria del Sol y la Luna, según Ripa y Velázquez (1993).

Marinone y Lavin (1997) señalan las siguientes características mareales en el Golfo de California: *a*) el nivel del mar sube y baja una (diurnas) o dos veces al día (semidiurnas); *b*) el rango (amplitud) de marea cambia mensualmente, y *c*) el rango de marea se incrementa de la *boca* (Cabo San Lucas) hacia la cabeza o *alto golfo* (San Felipe; Figura 18). El incremento hacia el norte es resultado

del estrechamiento del golfo y la presencia de las grandes islas, que producen un encajonamiento de la onda mareal pasando de 13 cm en Guaymas hasta 80 cm en el *alto golfo*, en donde una vez al año (en primavera) llegan hasta 10.7 m, que son las mareas vivas o de zizigia, en la desembocadura del río Colorado (Muñoz, 1986).

Por su parte, Roden y Emilsson (1980) consideran que los procesos no son solamente de origen astronómico, sino también debidos a factores climáticos estacionales como presión atmosférica, dirección y fuerza del viento, densidad del agua, precipitaciones y escurrimientos (básicamente áreas cerradas), así como a cambios en la circulación en la *entrada del golfo*.

Costa occidental de la península de Baja California. El régimen mareal es mixto semidiurno. Las amplitudes aumentan desde Ensenada (1.487 m) hasta Punta Abreojos, y de ahí disminuyen hacia Cabo San Lucas (Grivel, 1986-1987) con algunas excepciones, como en Guerrero Negro (1.374 m) y San Carlos, Bahía Magdalena (1.563 m).

Pacífico mexicano. El régimen regional de mareas corresponde al tipo mixto, y especialmente en el Golfo de Tehuantepec son mixtas semidiurnas. Aspectos relevantes en esta vertiente son: entre Puerto Vallarta, Jalisco y Colima las pleamares y bajamares acontecen casi simultáneamente; en Acapulco las mareas vivas no son en novilunio y plenilunio, sino en los cuartos menguante y creciente, debido a que las fases de la marea M_2 y S_2 (componente lunar principal semidiurno y componente solar principal semidiurno) se encuentran en oposición en plenilunio y en novilunio. La amplitud de la marea disminuye de norte a sur; en Michoacán (en Lázaro Cárdenas) se presentan las más pequeñas del Pacífico y de ahí aumentan hacia Panamá.

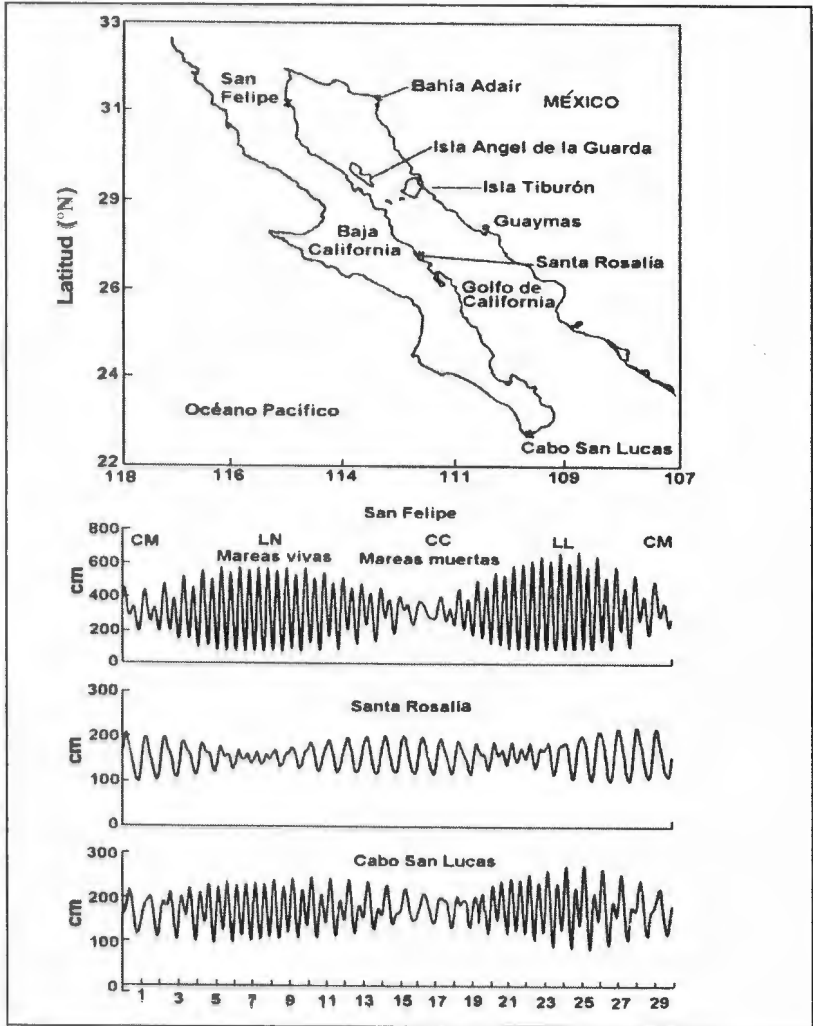


Figura 18. Serie de tiempo del nivel del mar (en centímetros) registrada en San Felipe, Santa Rosalía y Cabo San Lucas en abril de 1986. Las etiquetas CM, LN, CC y LL arriba de la figura representan las fases de la Luna, es decir, cuarto menguante, luna nueva, cuarto creciente y luna llena, respectivamente (tomado de Marinone y Lavin, 1997).

II. OCEANOGRAFÍA QUÍMICA

El agua de mar es un vasto laboratorio que contiene una amplia diversidad de elementos y compuestos inorgánicos, así como sustancias orgánicas disueltas que sostienen y promueven la vida en los océanos. Según Riley y Chester (1989), se ha detectado un alto número de elementos disueltos en diferentes concentraciones.

Como ya se mencionó en el primer capítulo, el origen de los compuestos en el agua de mar se deriva probablemente de las reacciones de la roca primaria con sustancias volátiles filtradas del interior de la Tierra bajo el calentamiento radioactivo. Gran parte de los cationes y una fracción de los aniones aparentemente han tenido origen por el desgaste de los silicatos ígneos.

La concentración de diversos elementos en el agua de mar se encuentra relativamente en estado estable, es decir, la cantidad con que son adicionados es la misma con que son retirados, lo que se denomina *tiempo de residencia*, condición especialmente referida a los macroelementos (salinidad).

Una clasificación gruesa y arbitraria de los materiales que forman parte del agua de mar puede ser: *a*) Fracción disuelta que pasa la malla de un filtro de 0.5μ ; en este caso predominan los elementos y compuestos inorgánicos (99.998%) sobre los orgánicos (0.002%), y *b*) Fracción particulada que es retenida en la malla de un filtro de 0.5μ , la cual se encuentra constituida por minerales como feldespatos, arcillas y cuarzo e hidróxidos, así como restos de organismos muertos y frústulos silicosos (diatomeas), así como por esqueletos

calcáreos (algas), y elementos orgánicos como detritos y organismos vivos y muertos; en el océano abierto se pueden registrar contenidos promedio de 40 $\mu\text{g/l}$ (Jacobs y Ewring, 1969) con predominio de material arcilloso.

Para abordar su estudio se pueden clasificar en:

1. Gases disueltos.
2. Micronutrientes o formas inorgánicas del nitrógeno y fósforo, esenciales para el fitoplancton de concentración baja (μg), *no conservativos*.
3. Macroelementos o formas inorgánicas denominados *conservativos*, abundantes en más de 1 g/l, no reactivos (fundamentalmente definido como salinidad).
4. Elementos traza de concentraciones muy bajas (ppb o $\mu\text{g/l}$) y muy reactivos, generalmente referidos a metales.
5. Materia orgánica que está representada por carbohidratos, proteínas de bajo peso molecular, ácidos grasos y lípidos, vitaminas, ácidos húmicos diversos, entre otros.

Gases disueltos

Todos los gases que se encuentran en la atmósfera también se encuentran en el océano, especialmente en la superficie, donde hay un equilibrio gaseoso entre ambos medios (oxígeno, dióxido de carbono, nitrógeno, ácido sulfhídrico, que son los más reactivos química o biológicamente, a excepción del nitrógeno y los inertes helio, argón, neón, kriptón y xenón). Estos gases están en equilibrio en la interfase atmósfera y agua, y su transporte a diferentes profundidades se hace a través de una difusión turbulenta y advección de masas de aguas superficiales. Su concentración depende de la temperatura y la salinidad fundamentalmente y, para aspectos comparativos, se expresa como porcentaje de saturación:

$$\% \text{ saturación} = 100 \text{ G/G'}$$

donde G es la concentración observada del gas y G' es la concentración esperada del gas a la temperatura y salinidad *in situ*; fórmula recomendada especialmente por Riley y Chester (1989) para el oxígeno. La actividad fotosintética adiciona cantidades altas de oxígeno o las retira a través de la respiración de los organismos, según la hora del día, en particular, cuando ha cesado el intercambio directo con la atmósfera, a lo que se denomina utilización aparente de oxígeno (UAO).

Sin embargo, el intercambio de gases entre ambos medios es un proceso dinámico que depende de las presiones parciales; así, el flujo gaseoso determinará su dirección cuando la presión parcial disminuya en alguno de los medios. Por ejemplo, durante el día, caracterizado por alta fotosíntesis y alta insolación (alta temperatura), el flujo del oxígeno disuelto se dirige del agua al aire, y en la noche, cuando la alta respiración de los organismos acarrea un déficit del gas en el agua, el flujo irá de la atmósfera al agua. La presión parcial de los principales gases varía según su grado de solubilidad, por ejemplo, para el N , O_2 y CO_2 es 1:2:70, respectivamente.

Oxígeno

Generalmente la concentración de un gas en la superficie del agua se encuentra cerca de su saturación, pero los factores de temperatura y salinidad ya citados, y su variación temporal, la controlan. En una masa de agua las características termohalinas y el contenido de oxígeno pueden servir como trazadores de origen al hundirse a grandes profundidades, como sucede en aguas antárticas que alcanzan el fondo oceánico y se difunden a diferentes latitudes. Sin embargo, dado el carácter “no conservativo” del oxígeno (química y biológicamente muy reactivo) no es ya utilizado, además de que pierde su identidad al presentarse una mezcla con otras masas de agua. Otros gases, como el nitrógeno molecular y el argón, son más empleados con menos inconvenientes.

La distribución de los gases en el océano depende de su disolución, utilización y reactividad; en el caso del oxígeno a nivel super-

ficial, muy variable localmente, en general estará determinado por el clima (que hace variar la temperatura y la salinidad) y la producción primaria latitudinales. En el perfil vertical de las regiones polares disminuye ostensiblemente menos con la profundidad, comparado con las regiones del Pacífico oriental tropical, donde decrece marcadamente hasta llegar a la anoxia. En la Figura 19 se muestran tres tipos característicos de perfiles con diferentes contenidos de oxígeno, y en dos de ellos cabe destacar que en aguas profundas el gas aumenta, como resultado del hundimiento de las aguas superficiales subpolares ricas en oxígeno y distribuidas por corrientes profundas.

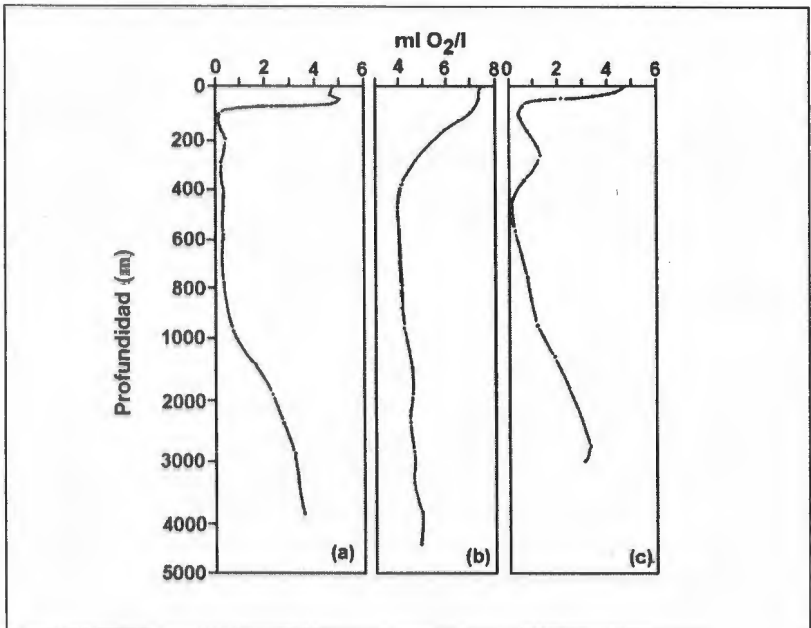


Figura 19. Perfiles representativos de la concentración de oxígeno disuelto en los océanos: (a) Pacífico tropical oriental (Estación Albatros 74; 11°39' N; 114°16' W), (b) Convergencia antártica (Estación Discovery 1054; 30°08' S; 35°49' W), (c) Pacífico tropical oriental (Estación Albatros 65; 06°21' N; 103° 42' W; tomado de Riley y Chester, 1989).

Distribución del oxígeno disuelto en los mares de México

Golfo de México. La distribución espacial y temporal del oxígeno disuelto puede ser ejemplificada ampliamente en los litorales mexicanos. En el Golfo de México se observa una distribución típica de la variación del gas, como lo identificaron desde 1967 Nowlin y MacLellan (Figura 20), con máximos superficiales de poco más de 4.5 ml/l, la denominada *capa mínima de oxígeno* de 2.5 ml/l, localizada entre los 200 y 600 m de profundidad y el incremento hasta alcanzar 4.5 ml a 1 250 m. La presencia de giros modifica este patrón generalizado de distribución; los anticiclónicos, como el *tamaulipeco*, hundén la capa mínima de oxígeno (Figura 21) como lo registró Moulin (1980). En el plano horizontal se observan los máximos en el centro, lo que se muestra en la Figura 22, donde se alternan con los giros ciclónicos que presentan un comportamiento inverso. Puesto que en el Caribe mexicano y la plataforma norte de Yucatán existe una ascensión de aguas (surgencia dinámica o de circulación), ésta es posible verla a través de las oxiclinalas que se elevan conforme asciende la masa de agua (Figura 23).

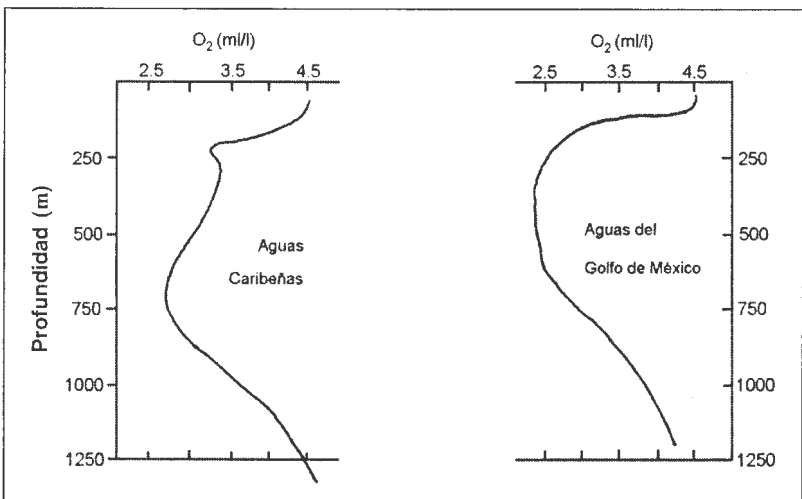


Figura 20. Distribución vertical del oxígeno disuelto en el Golfo de México y Mar Caribe (tomado de Nowlin y McLellan, 1967).

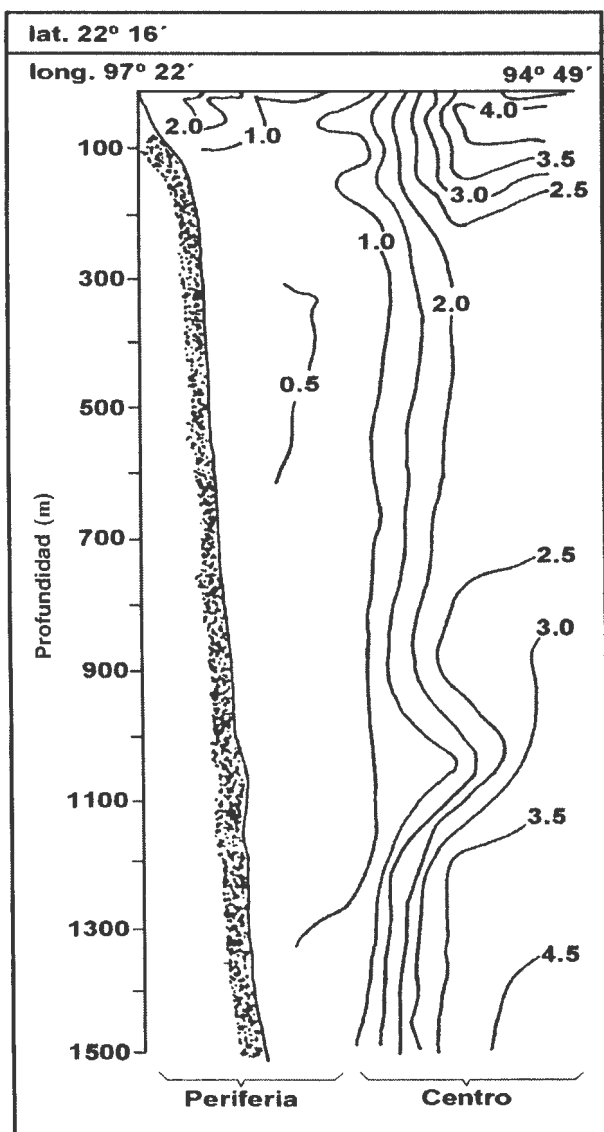


Figura 21. Distribución vertical de oxígeno disuelto (ml/l) en el anticiclón *tamaulipeco* (tomado de Moulin, 1980).

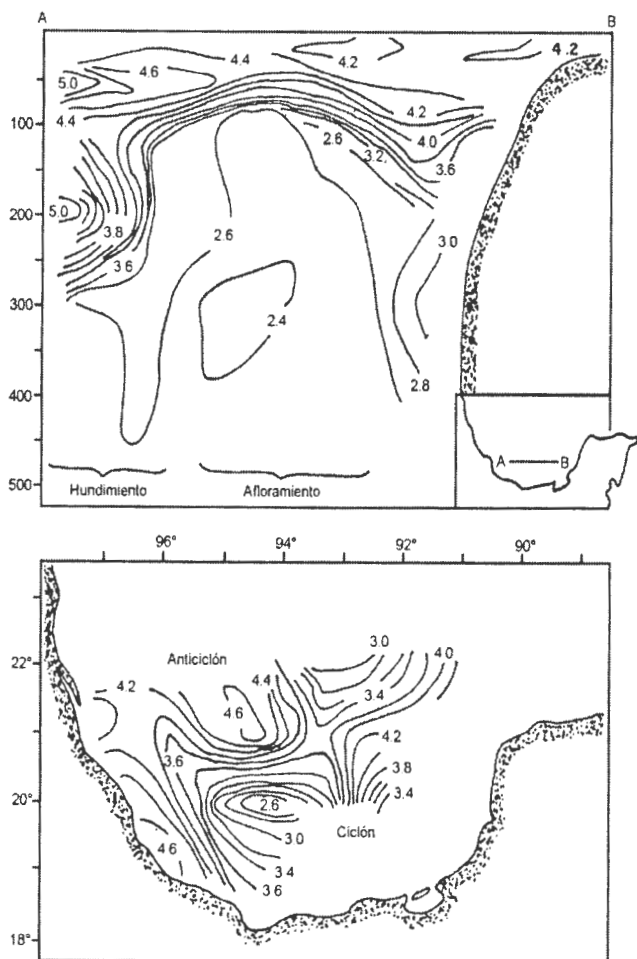


Figura 22. Distribución de oxígeno disuelto durante el otoño (tomado de la Secretaría de Marina, 1972a).

En la zona costera, por los aportes de nutrientes que se reciben del continente, se favorece una alta producción primaria y, en consecuencia, una mayor concentración de oxígeno; esto se ve claramente frente a la Laguna de Tamiahua, zona donde se pueden alcanzar

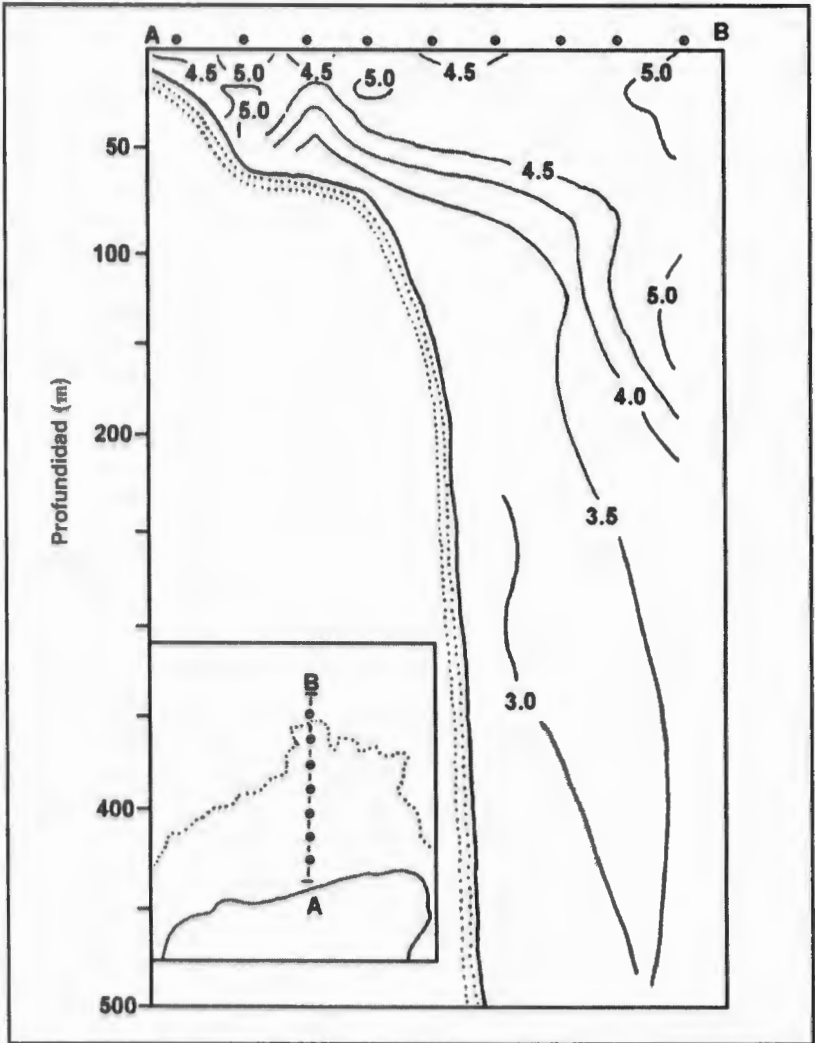


Figura 23. Perfil vertical del contenido de oxígeno disuelto (ml/l) en la plataforma de la península de Yucatán (tomado de Ramos, 1990).

sobresaturaciones ($\geq 100\%$; Villa y Cuervo, 1988) y en el área de influencia del río Coatzacoalcos (tomado de la Secretaría de Marina, 1972b).

Golfo de California. Considerado como el más productivo de los mares semicerrados, presenta a nivel general superficial contenidos de oxígeno altos. A nivel local, el *alto golfo* es el de mayor concentración aun en aguas profundas, comparado con el resto del mismo. En el perfil vertical se observa esta gran diferencia (Figura 24); la capa de franca anaerobiosis (0.15 ml/l) se registra en el *golfo inferior* y la *entrada*, mientras que en el *alto golfo* esta capa no se registra y el mínimo es cercano a 1.0 ml/l; esto es consecuencia del umbral batimétrico existente a la altura de las grandes islas, que separa en cierta forma a esta región del resto del golfo, no detectándose esa concentración típica del Pacífico tropical ya analizada. A nivel cos-

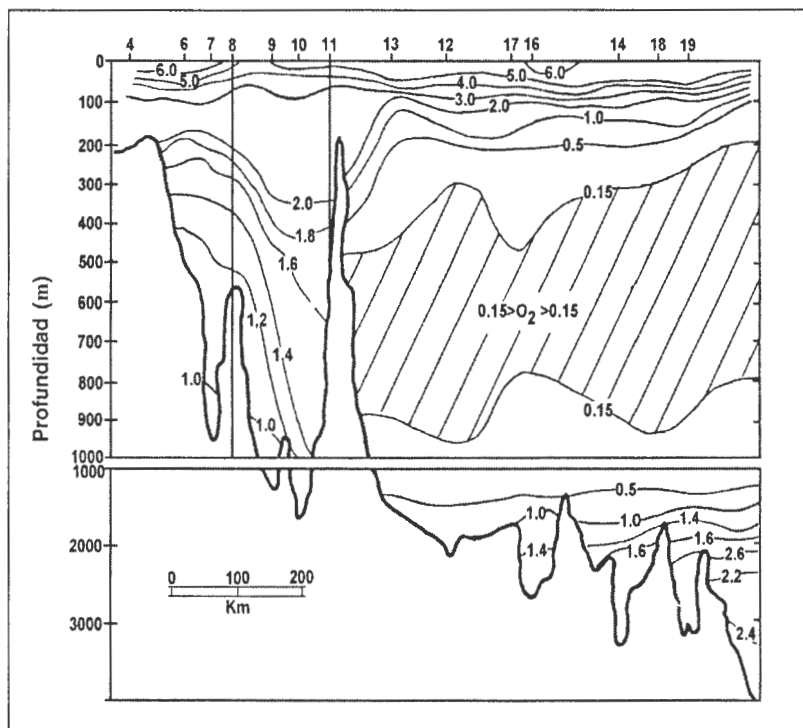


Figura 24. Perfil vertical de oxígeno disuelto (ml/l) a lo largo del Golfo de California (tomado de Roden y Emilsson, 1980).

tero, las lagunas pueden alcanzar sobresaturaciones temporales, a consecuencia de las altas producciones primarias típicas de cuerpos de agua costeros.

Costa occidental de la península de Baja California. El contenido de oxígeno oceánico se ve influenciado por las bajas temperaturas de la Corriente de California que propician concentraciones altas, entre 5 y 6 ml/l a nivel superficial, con una disminución de norte a sur. En el perfil vertical, a partir de los 200-300 m se detecta la capa anóxica (0.25 ml/l) de grosor variable localmente, a causa de cambios en la corriente citada y la intromisión estacional de la Corriente Ecuatorial. En la zona costera el patrón del oxígeno disuelto está influenciado por las surgencias en que ascienden aguas menos oxigenadas, y por lagunas, estuarios, bahías y marismas que incrementan el contenido del gas por una mayor producción primaria (fotosíntesis), con sus variaciones temporales.

Las investigaciones costeras sobre el comportamiento del oxígeno disuelto han sido puntuales y se han enfocado a la influencia de las surgencias y su temporalidad: por ejemplo, Gómez (1984) identificó una surgencia en verano en donde la iso-oxa de 4.5 ml/l y la picnoclina (densidad) ascendían cerca de la costa y, en invierno, cuando la surgencia era débil, se detectó un aumento de concentración en la iso-oxa a 5.5 ml/l.

Como ya se ha señalado, existe una sobresaturación en sistemas costeros caracterizados por variaciones temporales marcadas; por ejemplo, en la Bahía de San Quintín se han alcanzado niveles de oxígeno de 5 ml/l (94% de saturación) en julio, y de 7.0 ml/l (120% de saturación) en octubre (Álvarez *et al.*, 1976), lo que es resultado de un aumento considerable en la fotosíntesis.

Pacífico mexicano. El contenido de oxígeno a nivel superficial oscila espacial y temporalmente entre 4.7 ml/l en el norte y 6.0 ml/l en el sur (Golfo de Tehuantepec). En el perfil vertical se distinguen perfectamente tres capas: *a*) la superficial, de 3.5 a 4.5 ml/l, de espesor variable de norte a sur, de 50 m de profundidad en promedio; *b*) la intermedia, de baja dinámica o poco movimiento, que inicia su disminución en esa profundidad y es de franca anaerobiosis (0.1 ml/l),

con un grosor de poco más de 900 m según la región, y c) el incremento del gas debido a la circulación profunda procedente del Antártico (hasta 4.0 ml/l, según la región).

Destaca en el Pacífico mexicano la *capa intermedia anóxica* o anaeróbica que forma parte de otra de mayores dimensiones que se inicia en el Pacífico Central a los 170° W, donde es ancha y profunda, disminuyendo de dimensiones y ascendiendo conforme se acerca a México, e incluso entra al Golfo de California. Dicha capa es consecuencia de una mayor respiración microbiana y la descomposición de la materia orgánica acumulada dentro de una masa de agua con escasa circulación vertical y horizontal, como acontece en latitudes tropicales del Pacífico. Otra peculiaridad es que al acercarse a la costa y de norte a sur, la profundidad de la capa anóxica se hace más superficial; por ejemplo, en la costa occidental sur de la península de Baja California, entre Punta Eugenia y Cabo Falso, se encuentra a 300 m (Hoechst *et al.*, 1986); es menos profunda (< 100 m) a los 20° N como en Manzanillo; es más superficial (entre 40 y 60 m) a los 15° N frente y dentro del Golfo de Tehuantepec (Moulin, 1988) aunque con variaciones estacionales y locales; Luna (1991) la detectó cerca de los 100 m influenciada por los giros ciclónicos y anticiclónicos. Frente a Guerrero se encuentra por debajo de los 50 m de profundidad.

Dióxido de carbono

En cuanto a los otros gases, los que tienen más importancia son el CO₂ y el nitrógeno molecular, tanto por su mayor concentración como por su implicación ecológica.

El dióxido de carbono es un gas altamente reactivo, que reacciona con el agua para formar ácido carbónico, el cual es inestable y pasa a dos formas iónicas, bicarbonato y carbonato, como se puede apreciar en las siguientes reacciones reversibles:



El balance entre estas formas iónicas está controlado por el potencial de hidrógeno, encontrándose que en condiciones ácidas ($\text{pH} < 6.0$) predomina el gas (CO_2) y a pH altos predominan primero los bicarbonatos (pH entre 7.0 y 9.0) y luego los carbonatos ($\text{pH} > 9.0$). De hecho, uno conlleva el otro; es decir, el pH es consecuencia de los bicarbonatos y carbonatos y viceversa. En el agua de mar los aniones (HCO_3^- y $\text{CO}_3^{=}$) de ácidos débiles (H_2CO_3) que presentan una alta concentración, imprimen un pH alcalino, como sucede en el mar, de entre 7.5 y 8.5.

Dada la reversibilidad de las reacciones del sistema CO_2 , el agua de mar se considera como un amortiguador (*buffer*), en función lógicamente del pH . Las fuentes del CO_2 en el agua de mar son: la atmósfera, la descomposición de la materia orgánica, la respiración de los organismos, los aportes volcánicos e, indirectamente, la disolución de la roca calcárea.

La concentración del CO_2 depende de la temperatura y la salinidad, que a su vez tienen una variación espacio-tiempo marcada en áreas semicerradas como bahías y lagunas, donde es posible observar cambios significativos de este gas y en el pH ; en las primeras horas del día la presión gaseosa del CO_2 es mayor en el agua, por la respiración nocturna con un pH ácido (por ejemplo, 6.5), debido a la tendencia a la formación del H_2CO_3 , y conforme avanza el día, éste tiende a la formación de bicarbonato y carbonato con un pH alcalino (por ejemplo 9.0; Boyd, 1990), como se muestra en la Figura 25. Además, el fitoplancton y las plantas sumergidas asimilan el CO_2 en la fotosíntesis para formar materia orgánica (carbono) durante el día, cuando la temperatura aumenta y este gas es menos soluble, lo que favorece el incremento del pH .

La variación diurna en aguas oceánicas no es tan ostensible a nivel superficial y, con respecto a la profundidad, el CO_2 se incrementa por debajo de la termoclina, resultado del aumento de los procesos de oxidación (respiración-descomposición) con una disminución del pH ; este comportamiento varía localmente. Sin embargo, dado que 87% del CO_2 está relacionado con el carbonato de calcio, en el fondo del océano el pH , es decir, la alcalinidad, se incrementa (Bolin y Eriksson, 1959).

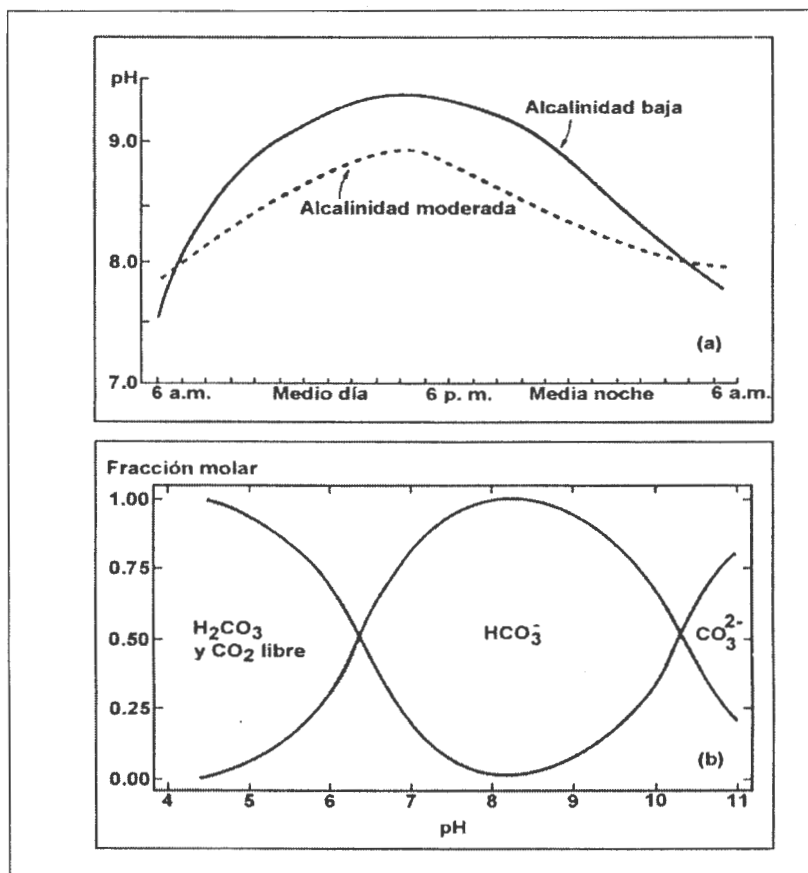


Figura 25. Variación nictemeral del pH (a) y efectos del pH en el sistema CO_2 (b) en un cuerpo de agua semicerrado (tomado de Boyd, 1990).



Por tanto, cualquier proceso que incremente los niveles de CO_2 en solución, hará que el CaCO_3 se disuelva, e inversamente, la reducción del CO_2 favorecerá la precipitación del CaCO_3 . Especial-

mente, la disolución del carbonato de calcio es mayor en aguas frías, ya que en aguas cálidas se precipita, situación franca a nivel oceánico y de aguas profundas, así como de aguas superficiales costeras de latitudes tropicales, respectivamente.

En las regiones oceánicas que presentan un crecimiento de foraminíferos excesivo, los esqueletos calcáreos que quedan tras su muerte enriquecen en gran medida los sedimentos marinos, que pueden ser conservados por largo tiempo.

Distribución del dióxido de carbono en los mares de México

Golfo de México. Los registros del CO_2 en litorales mexicanos son escasos, pero a nivel general (El-Sayed *et al.*, 1972), en el Golfo de México se ha determinado un incremento en su superficie (2.55 mg/l), a 200 m de profundidad (2.75 mg/l), y se mantiene más o menos constante hasta los 1 500 m; este comportamiento es inverso al del oxígeno.

Golfo de California. Gaxiola *et al.* (1978) refieren una concentración superficial entre 2.07 y 2.15 $\mu\text{M}/\text{kg}$ (estas son unidades parecidas a $\mu\text{g}/\text{l}$ a excepción de que no están corregidas por la densidad). El contenido de CO_2 respecto a la profundidad, según estos autores, aumenta monótonicamente con niveles máximos de 2.40 $\mu\text{M}/\text{kg}$ a más de 1000 m de profundidad (en las cercanías de la Cuenca de Guaymas; Figura 26).

Pacífico mexicano. En el Golfo de Tehuantepec, Vázquez *et al.* (1998) evaluaron la distribución espacio-temporal de la alcalinidad total, que está en relación directa con el CO_2 (considerando que un 98% del ácido carbónico es formado por la reacción con el agua, $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$, descomponiéndose en bicarbonatos y carbonatos que se cuantifican como alcalinidad). Con base en esta aclaración, en mayo registraron 2.4 $\mu\text{M}/\text{kg}$ en promedio; en julio, agosto y noviembre 2.2 $\mu\text{M}/\text{kg}$ en promedio, diferencias debidas a la actividad biológica fotosintética. En el perfil vertical, estos autores refieren un intervalo de alcalinidad entre 1.98 $\mu\text{M}/\text{kg}$ en aguas superficiales (5 a 50 m) y 2.33 mM/kg a 1000 m de profundidad.

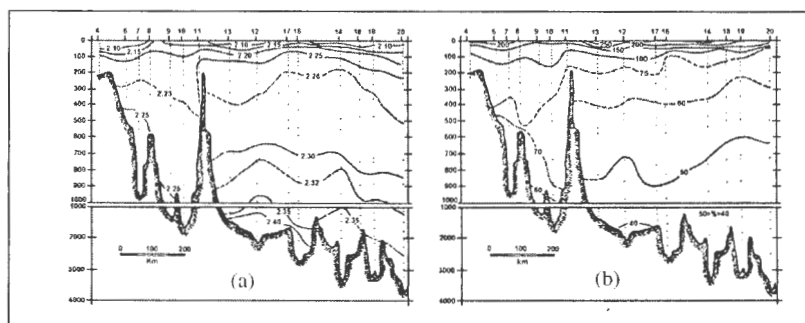


Figura 26. Distribución vertical de: (a) bióxido de carbono inorgánico total ($\mu\text{M kg}^{-1}$); (b) porcentaje de saturación de carbonato de calcio con respecto a aragonita (Gaxiola *et al.*, 1978).

Otros gases

Nitrógeno

El nitrógeno molecular disuelto en el agua es un gas inerte que, por su condición química y su baja asimilación biológica, no es estudiado como tal, sino a través de sus compuestos inorgánicos, que se analizarán en el apartado de micronutrientes (nitritos, nitratos y amonio). Su concentración varía entre 8.4 y 14.5 ml/l en las aguas oceánicas. La asimilación biológica a través de ciertas algas verdeazules y bacterias es importante sólo en lugares donde las fuentes nitrogenadas de las sales inorgánicas es escasa o nula, como puede ser en el mar de los Sargazos y en las lagunas costeras, especialmente en los sedimentos. Actualmente se presta mayor atención al estudio de este gas por los procesos de desnitrificación que se están registrando, resultado de la contaminación. Investigaciones realizadas en México sobre nitrógeno molecular sólo se enfocan a las lagunas costeras dentro de los ciclos biogeoquímicos.

El otro gas que puede encontrarse en el medio oceánico en forma natural, aunque en muy bajas concentraciones, es el ácido sulfhídrico (H_2S), pero en cuencas de escasa circulación y baja renovación, y en consecuencia, en ambientes anóxicos es mayor el contenido. Con

estas características se tienen el Mar Muerto y la Fosa de Cariaco en Venezuela. Sólo la actividad bacteriana reductora es la única forma de vida presente; como por ejemplo, *Desulfovibrio sp* que utiliza el oxígeno de los iones sulfato en lugar del oxígeno disuelto para su metabolismo, con el subproducto H_2S (ácido sulfhídrico), de concentraciones máximas hasta de 7.0 ml/l. Investigaciones al respecto han sido más abundantes en la costa, asociadas al sedimento; en México son más escasas aún y sólo enfocadas a aspectos normativos de calidad del agua.

En el caso del metano, su distribución está asociada a condiciones químicas particulares de descomposición de la materia orgánica bajo anoxia, en donde puede alcanzar niveles altos de concentración, como puede ser en cuencas de baja circulación (Mar Muerto y Fosa del Cariaco, inclusive). Dado que este gas se encuentra en la atmósfera, el intercambio en la superficie del agua permite su presencia.

Micronutrientes

La mayoría de los autores considera que todo compuesto relacionado con la alimentación y metabolismo de los organismos acuáticos se denomine nutriente, incluyendo a los metales. Sin embargo, las sales inorgánicas del nitrógeno y fósforo son las que específicamente deben recibir esa denominación, porque son asimiladas por fitoplancton y macrovegetación (productores primarios) para constituir proteínas, lípidos y sus diversas formas químicas; es posible incluir al silicio, pues es requerido por diatomeas para sus frústulos (estructuras de sostén o esqueleto). En cambio, elementos como hierro, manganeso, cobre, zinc, cobalto y molibdeno son esenciales como cofactores metabólicos y en el crecimiento de los productores primarios, por estar implicados en sus sistemas enzimáticos.

De acuerdo con esta circunstancia, se abordará especialmente como micronutrientes a las sales del nitrógeno, fósforo y silicio.

Nitrógeno

Las sales inorgánicas o formas químicas de este elemento, comunes en ambientes acuáticos son: nitratos, las más abundantes (de < 0.1 a $40 \mu\text{M}$ o $\mu\text{gat/l}$ de N-NO_3); nitritos (< 0.1 a $3.0 \mu\text{M}$ o $\mu\text{gat/l}$ de N-NO_2) y amonio (< 0.1 a $3.0 \mu\text{M}$ o $3.0 \mu\text{gat/l}$ de N-NH_4^+); concentraciones sugeridas por Riley y Chester (1989). Sin embargo, en condiciones locales, como en los mares de México, se pueden superar ligeramente los máximos sin que eso represente condiciones de impacto. También se pueden registrar cantidades muy bajas de óxido nitroso (N_2O) y, derivada del metabolismo de las proteínas y asimilable por el fitoplancton, está la urea.

Se denomina ciclo biogeoquímico a las formas químicas del nitrógeno y sus vías de aporte y transformación, en los diferentes ámbitos abiótico y biótico. Desde tiempos geológicos y aun actualmente, el aporte fluvial ha sido el más importante, en particular el de los nitratos que pasan a las lagunas o directamente al mar a través de los estuarios (comunicación directa entre los ríos y el medio marino). Una vez en este último ambiente, el NO_3 es asimilado por el fitoplancton o la vegetación sumergida (como microalgas y fanerógamas que se encuentren en la plataforma o región nerítica; Figura 27). En la región oceánica el ciclo se circunscribe básicamente a la columna de agua, a diferencia de la zona costera (lagunas, estuarios, marismas, bahías, etc.) donde la fase sedimentaria juega un papel importante dentro del ciclo; el equivalente de dicha fase es la termoclina en el océano, que es la capa donde se recibe todo el material orgánico en diferentes estados de descomposición y termina remineralizándose hasta sus compuestos inorgánicos. Dicha termoclina puede romperse estacionalmente y redistribuir los compuestos inorgánicos a la columna de agua superior para que sean asimilados nuevamente por el fitoplancton. Parte del material orgánico que escapa de la termoclina y viaja al fondo puede continuar su remineralización o formar compuestos refractarios; en ambos casos pueden perderse los materiales y ser atrapados por los sedimentos del fondo oceánico. Esta situación, más la extracción por pesca se-

ñalan que el ciclo no es cerrado. Cuando la termoclina es permanente y no se rompe quedan atrapados compuestos orgánicos que continúan descomponiéndose para disponer de nutrientes, o formar compuestos refractarios, situación que empobrece las aguas superficiales de ciertos océanos que presentan este tipo de termoclina.

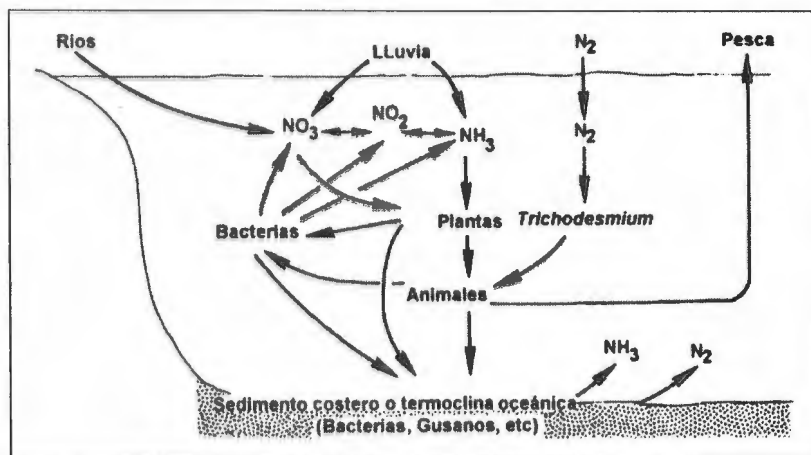


Figura 27. Ciclo del nitrógeno para ambientes costeros o marinos cuya diferencia radica en el sedimento y la termoclina, respectivamente.

La distribución de las formas del nitrógeno varía tanto en forma espacial como temporal en las aguas superficiales, como se constata en los ejemplos de los mares mexicanos; pero, desde el punto de vista de la profundidad, se presenta un incremento máximo a la altura de la termoclina, y a partir de ahí se puede mantener o disminuir, según las características dinámicas de circulación profunda locales. La estacionalidad anual es más factible observarla en cuerpos de agua costeros (lagunas y estuarios) y especialmente en latitudes templadas, más que en el océano abierto que se sujeta a la ruptura de la termoclina. En términos generales, en primavera baja el contenido de nutrientes por asimilación biológica, en verano se incrementan por la descomposición de la materia orgánica muerta, en otoño hay una asimilación de nueva cuenta, y en invierno hay una descomposi-

ción-remineralización, con un incremento en los nutrientes para el siguiente ciclo.

Las concentraciones más altas corresponden a los nitratos, dado que predominan los ambientes oxigenados (condición de oxidación); los nitritos y el amonio son formas químicas que se registran también en esos ambientes, pero en menores cantidades, y aumentan en condiciones químicamente reducidas, con bajo contenido de oxígeno o anaerobiosis. La forma química más asimilada por el fitoplancton y cualquier vegetación acuática es el nitrato, a pesar de que el organismo tenga que reducirlo a amonio para formar proteínas, aun a costa de invertir energía. Sin embargo, también pueden asimilar el amonio y la urea. Existen dentro del fitoplancton ciertas especies de cianofitas de los géneros *Trichodesmium*, *Nostoc*, *Calotrix*, *Formidium* y bacterias marinas como *Azotobacter* que fijan el nitrógeno molecular, cuando existe escasez de NO_3 , NO_2 , NH_4 , pero bajo ciertas condiciones químicas de reducción.

Distribución de nutrientes nitrogenados en los mares de México

Golfo de México. Las investigaciones sobre micronutrientes en ambientes marinos mexicanos permiten destacar diferencias espaciales importantes; por ejemplo, en aguas superficiales del Golfo de México y el Mar Caribe, el contenido de nitratos oscila entre 0.1 μM frente a Cancún, y 6.0 μM frente a Tamaulipas, con un aumento marcado a partir de los 200 m (20 μM) en esta última localidad. Las características de circulación influyen en forma visible en la distribución de este nutriente; por ejemplo, la dinámica de afloramiento de aguas en la península yucateca favorece la ascensión de nitratos, como puede observarse en las Figuras 28 y 29. El efecto de los giros ciclónicos y anticiclónicos también modifica la distribución de los NO_3 , como lo ha registrado Moulin (1980) frente a Tamaulipas (Figura 30).

A nivel superficial no siempre los nutrientes ayudan a identificar algún proceso de dinámica oceánica; por ejemplo, la ascensión y el afloramiento de aguas profundas o giros. En el Caribe mexicano sólo

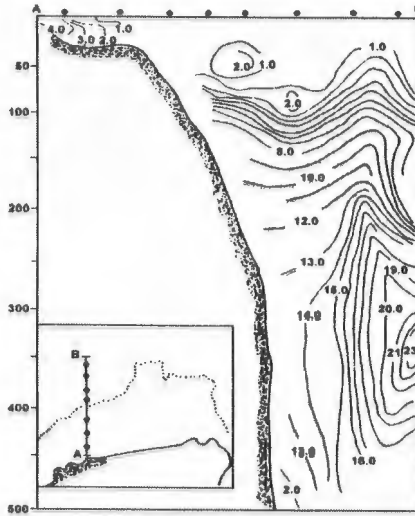


Figura 28. Distribución vertical de nitratos (μM) en la surgencia de Progreso, Yucatán, en julio (tomado de Ramos, 1990).

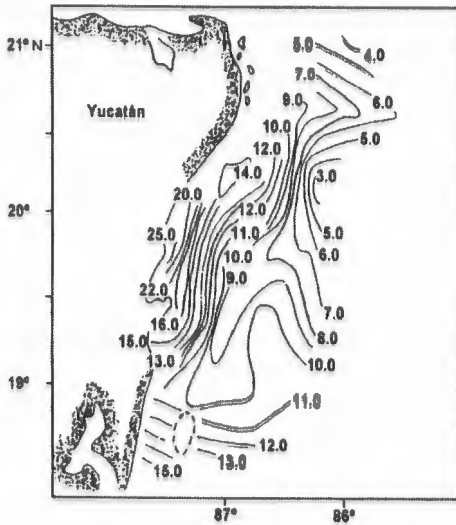


Figura 29. Distribución de nitratos (μM) a 200 m de profundidad, en julio (tomado de la Secretaría de Marina, 1980).

a partir de los 200 m de profundidad se detecta la ascensión de aguas que tocan a la península de Yucatán con altas concentraciones de nitratos (Figura 29), y en el gran *giro anticiclónico tamaulipeco*, el hundimiento de los NO_3 se observa a partir de los 900 m (Figura 30). El afloramiento en el oriente de la península yucateca es estacional y producido por cambios en la velocidad de la Corriente de Yucatán, que fricciona el talud continental haciendo ascender las aguas de

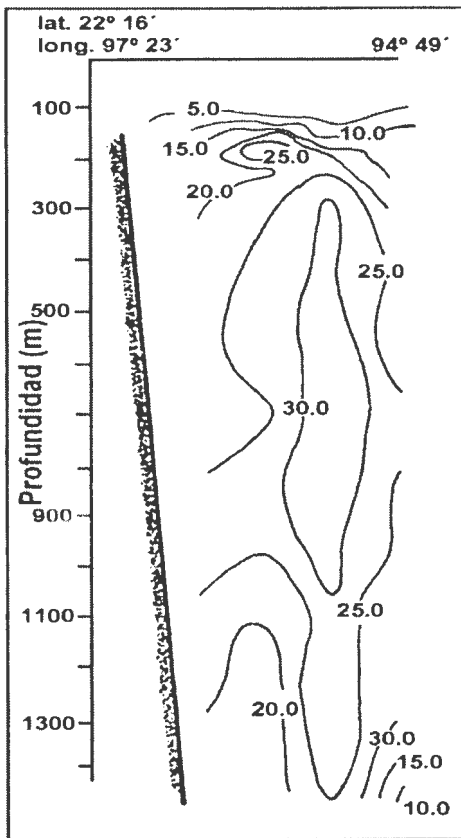


Figura 30. Distribución vertical de nitratos (μM) en el anticiclón tamaulipeco, en julio (tomado de Moulin, 1980).

fondo (Cochrane, 1968); registrándose los máximos en primavera-verano y menores en otoño-invierno (Ruiz y Merino, 1989). Las aguas que afloran en dicha área provienen de aguas caribeñas de 225 a 250 m de profundidad con contenidos de NO_3 de 8 a 11 μM (Merino, 1992).

Golfo de California. La distribución general de compuestos nitrogenados muestra un patrón de incremento hacia aguas profundas. El intervalo estacional de NO_3 fluctúa de 0.5 en otoño a 5.0 μM en primavera en aguas superficiales, con pequeñas variaciones en el perfil vertical, alcanzando a los 600 m de profundidad 3.5 μM . En el *alto golfo*, como en toda la fisicoquímica de éste, se mantienen diferencias, pero no son significativas frente al resto de este mar semicerrado (Figura 31). Existen, como en todas las vertientes de México, investigaciones puntuales en áreas costeras (lagunas y estuarios) con contenidos extremos (de indetectables a 20 μM) con variaciones estacionales sujetas a la época de lluvias.

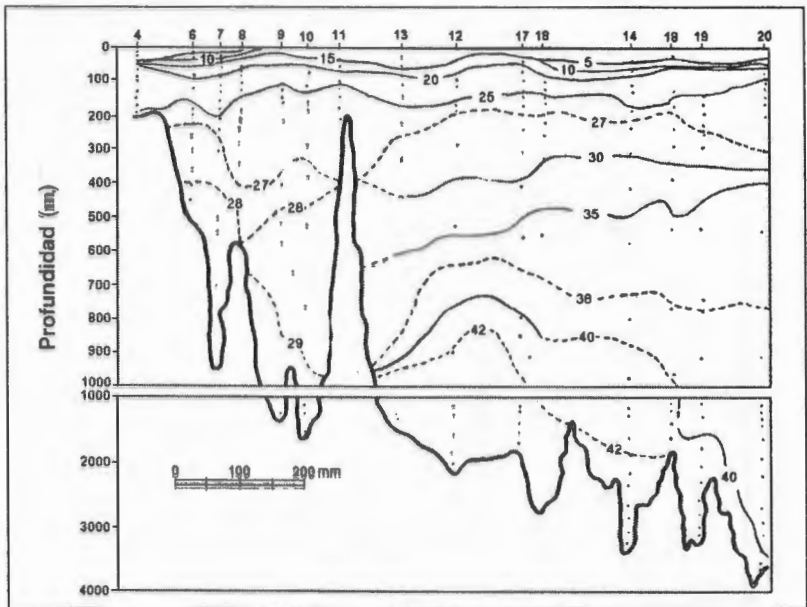


Figura 31. Distribución vertical de nitratos (μM) de abril a mayo en el Golfo de California norte-sur (tomado de Álvarez *et al.*, 1978).

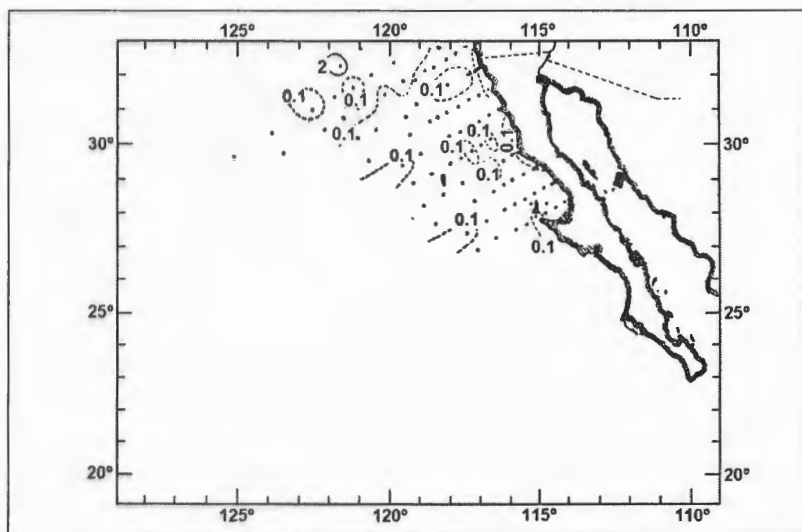


Figura 32. Distribución de $N-NO_3$ (μM) a 10 m de profundidad en enero (tomado de CalCOFI, 1969).

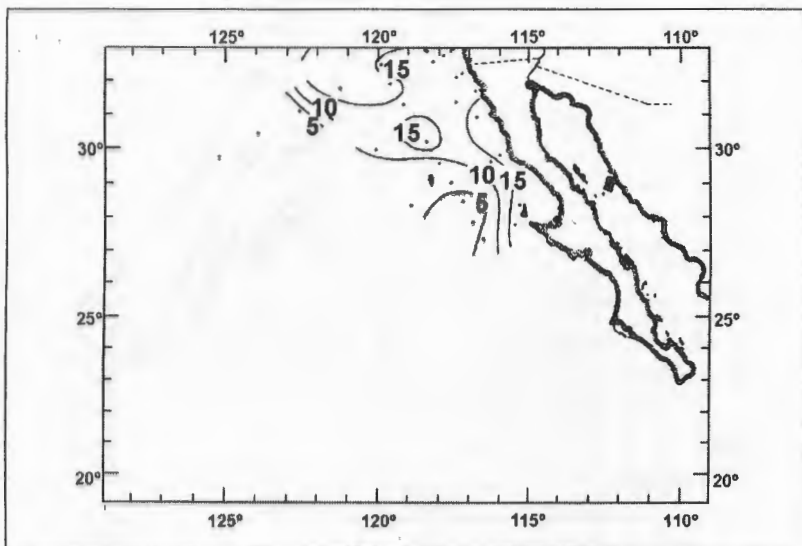


Figura 33. Distribución de $N-NO_3$ (μM) a 100 m de profundidad en enero (tomado de CalCOFI, 1969).

Costa occidental de la península de Baja California. A nivel general, en aguas superficiales (10 m) el contenido es muy bajo en invierno ($0.1 \mu\text{M}$; Figura 32) con un incremento a los 100 m de profundidad (5 a $20 \mu\text{M}$; Figura 33); en verano, en ciertas localidades donde se presentan las surgencias, como en Bahía de San Quintín, se alcanzan hasta $13 \mu\text{M}$ y $25 \mu\text{M}$ a 100 m (CalCOFI, 1969; Figuras 34 y 35). En el plano horizontal, a cualquier profundidad disminuye la concentración de la costa hacia mar adentro, por el efecto de las surgencias costeras ricas en nutrientes. A nivel local, el efecto se manifiesta con el ascenso de las isóneas de nitratos hacia la costa, como se muestra en la Figura 36 (Chávez de Ochoa, 1975). Como se señala en esa figura, hay épocas donde la surgencia desaparece y los aportes de nutrientes de aguas a partir de 200 m no se realiza, constatándose a través de la disposición horizontal de las isóneas.

Pacífico mexicano. Se estima que en la capa de mezcla (50 m promedio de profundidad) los contenidos de nitratos son muy bajos,

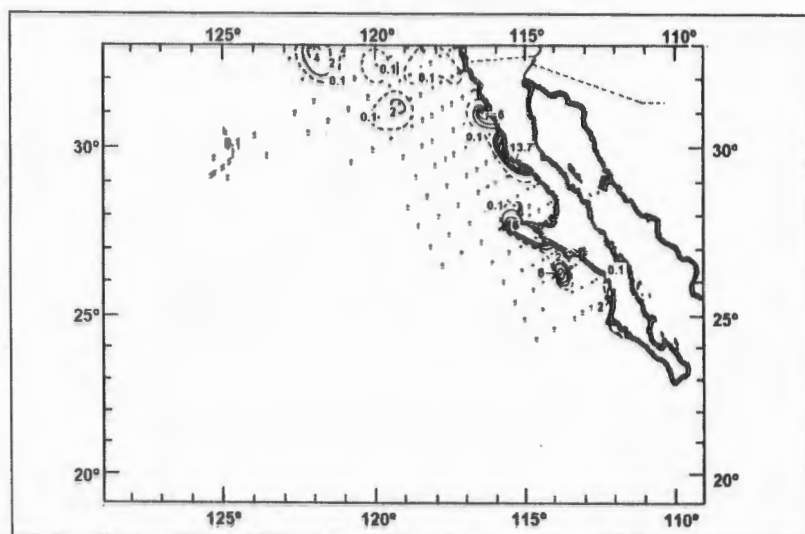


Figura 34. Distribución de N-NO_3 (μM) a 10 m de profundidad en julio (tomado de CalCOFI, 1969).

Costa occidental de la península de Baja California. A nivel general, en aguas superficiales (10 m) el contenido es muy bajo en invierno ($0.1 \mu\text{M}$; Figura 32) con un incremento a los 100 m de profundidad (5 a $20 \mu\text{M}$; Figura 33); en verano, en ciertas localidades donde se presentan las surgencias, como en Bahía de San Quintín, se alcanzan hasta $13 \mu\text{M}$ y $25 \mu\text{M}$ a 100 m (CalCOFI, 1969; Figuras 34 y 35). En el plano horizontal, a cualquier profundidad disminuye la concentración de la costa hacia mar adentro, por el efecto de las surgencias costeras ricas en nutrientes. A nivel local, el efecto se manifiesta con el ascenso de las isóneas de nitratos hacia la costa, como se muestra en la Figura 36 (Chávez de Ochoa, 1975). Como se señala en esa figura, hay épocas donde la surgencia desaparece y los aportes de nutrientes de aguas a partir de 200 m no se realiza, constatándose a través de la disposición horizontal de las isóneas.

Pacífico mexicano. Se estima que en la capa de mezcla (50 m promedio de profundidad) los contenidos de nitratos son muy bajos,

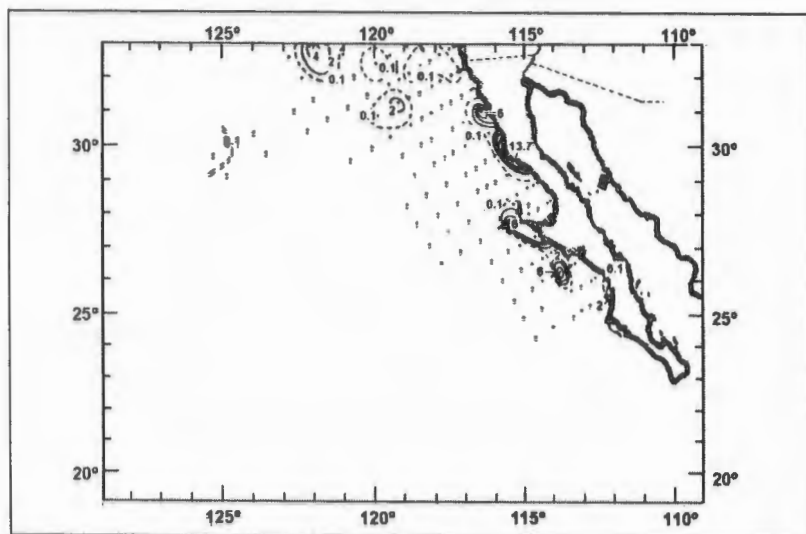


Figura 34. Distribución de N-NO_3 (μM) a 10 m de profundidad en julio (tomado de CalCOFI, 1969).

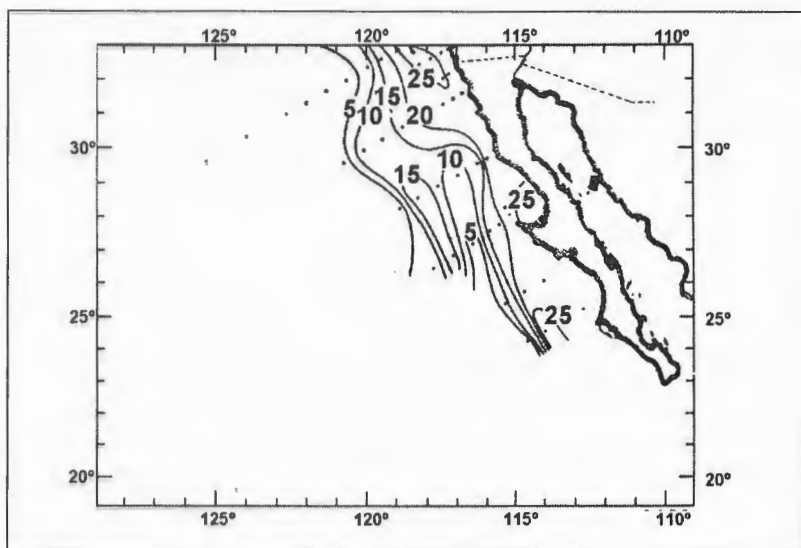


Figura 35. Distribución de $N-NO_3$ (μM) a 100 m de profundidad en julio (tomado de CalCOFI, 1969).

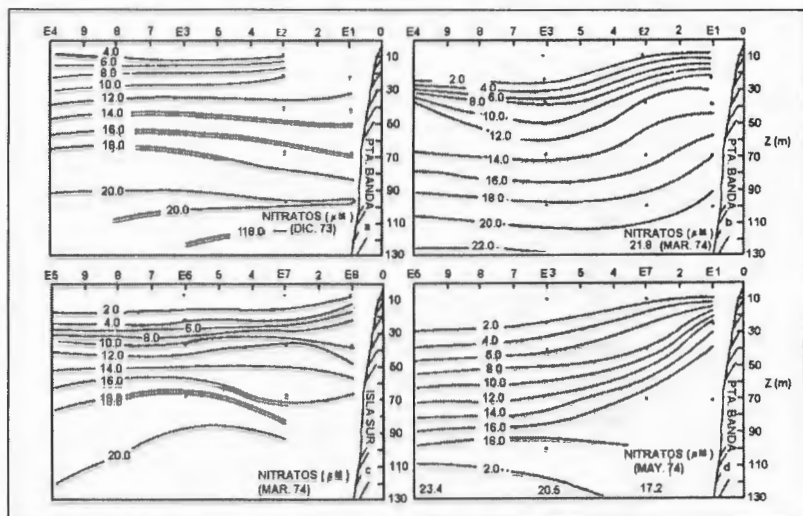


Figura 36. Perfil vertical de nitratos (μM): a) en Punta Banda en diciembre; b) Punta Banda en marzo; c) Isla Sur en marzo; d) Punta Banda en mayo (tomado de Chávez de Ochoa, 1975).

indetectables en superficie, con incrementos respecto a la profundidad y ausentes en la capa anóxica, en donde se presenta una desnitrificación microbiana activa que lleva a los NO_3^- a NO_2^- o NH_4^+ e incluso a nitrógeno molecular; en esta capa se puede continuar la desnitrificación hasta óxido nitroso (N_2O), con máximos de 21.6 a 47.6 μM (Cohen y Gordon, 1978). El Pacífico mexicano se caracteriza por un mayor contenido de nitritos (NO_2^-), alcanza hasta 3.6 μM con ≤ 0.1 ml/l de oxígeno; debajo de esta capa anóxica disminuyen los nitritos y aumentan los nitratos y el oxígeno disuelto. Un ejemplo que define este comportamiento se registra en el Golfo de Tehuantepec (Figura 37) y frente a Cabo Corrientes (Figura 38).

En el Golfo de Tehuantepec se registran amplios intervalos de concentración de nutrientes según los diferentes autores; la Secretaría de Marina (1978) informa en aguas superficiales una variación de NO_3^- de ≤ 0.1 a 4.0 μM , y NH_4^+ de < 0.5 a 10.5 μM .

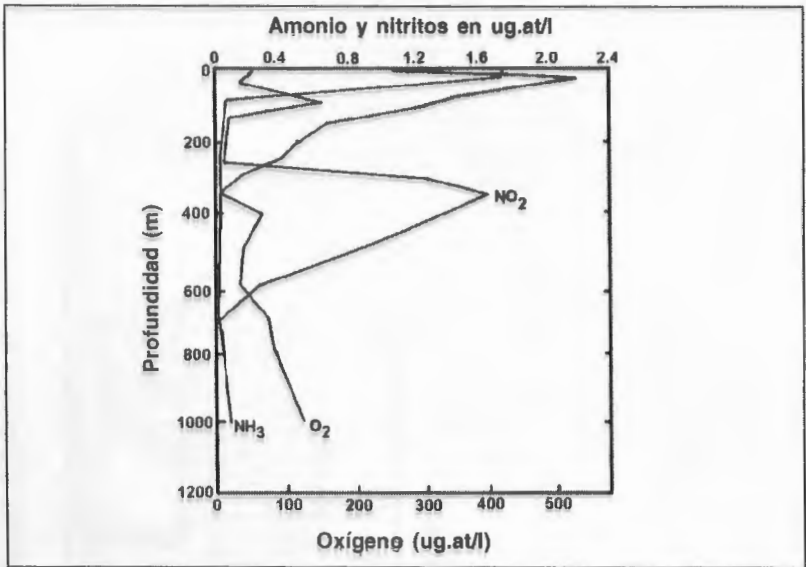


Figura 37. Variación en la concentración de amonio, nitritos (μM) y oxígeno (ml/l) con la profundidad del Golfo de Tehuantepec (tomado de Cline y Richards, 1972).

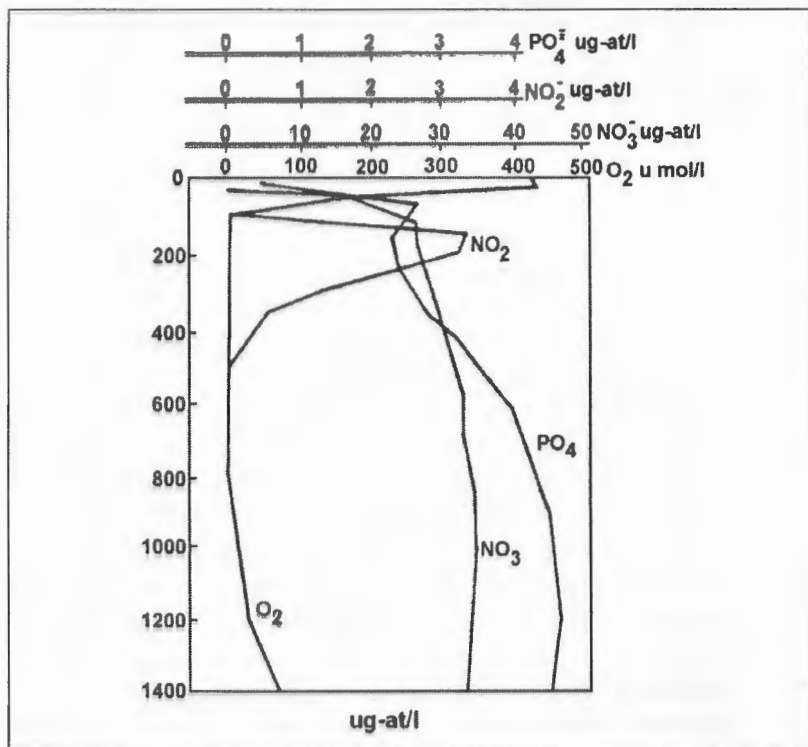


Figura 38. Perfil vertical de oxígeno, nitratos, nitritos y fosfatos frente a Cabo Corriente (tomado de Cline y Kaplan, 1975).

Fósforo

Este elemento presenta como micronutriente varias formas químicas disueltas y particuladas en el agua. La forma más importante es la inorgánica, y según el pH puede encontrarse en tres tipos iónicos (Kester y Pytkowicz, 1967):

pH 8.0 y a 20 °C el $HPO_4^{=}$ se encuentra en un 87%
(fosfato monoácido)

el $H_2PO_4^{=}$ se encuentra en un 1% (fosfato diácido)

el $PO_4^{=}$ se encuentra en un 12% (ortofosfato)

Los polifosfatos son de origen antropogénico y se encuentran más en las lagunas y estuarios que en el mar. Dentro de la fracción disuelta están también los compuestos orgánicos, producto de la descomposición de la materia orgánica muerta o de excretas de organismos; pueden ser fosfoazúcares y fosfolípidos y sus subproductos. Generalmente se detectan en aguas superficiales en bajas concentraciones.

El fósforo particulado es el menos estudiado y se estima que se presenta en forma inorgánica como flóculos de fosfato férrico. Puede encontrarse también adsorbido en la materia orgánica particulada.

Al igual que el ciclo del nitrógeno, el ciclo del fósforo se inicia con los aportes fluviales en áreas costeras (lagunas y estuarios) que por intercambio mareal se distribuyen al océano; de igual manera, la forma y la concentración es controlada por factores físicos y biológicos, aunque predominan los geoquímicos. Tampoco su ciclo es cerrado, tanto por lo que se pierde en la sedimentación, lo que escapa a la termoclina, como por lo que se extrae en la pesca. Dentro de los sedimentos tiende a formar minerales que lo retiran, como la apatita, por lo que puede ser balanceado por el aporte fluvial. Un ciclo simplificado de este micronutriente se presenta en la Figura 39.

En la distribución espacial y temporal del fósforo la termoclina juega un papel importante; en ambientes marinos, donde es estacional, al romperse redispone ortofosfatos que son asimilados por el fitoplancton de la columna superficial de agua; en los ambientes cuya termoclina es perenne, estos iones quedan atrapados y generalmente empobrecen a la región.

Los contenidos más altos se encuentran en la zona costera, por aportes fluviales, y en las surgencias que se ubican en el occidente de los continentes, como en las costas de Baja California, al igual de lo que sucede con los iones del nitrógeno.

La variación estacional es más observable en aguas costeras de latitudes templadas donde se marcan las cuatro estaciones, que en latitudes tropicales donde sólo se presentan dos épocas, la seca y la lluviosa, enmascarando la variación del contenido de fósforo. En la primavera de latitudes templadas los ortofosfatos son asimilados

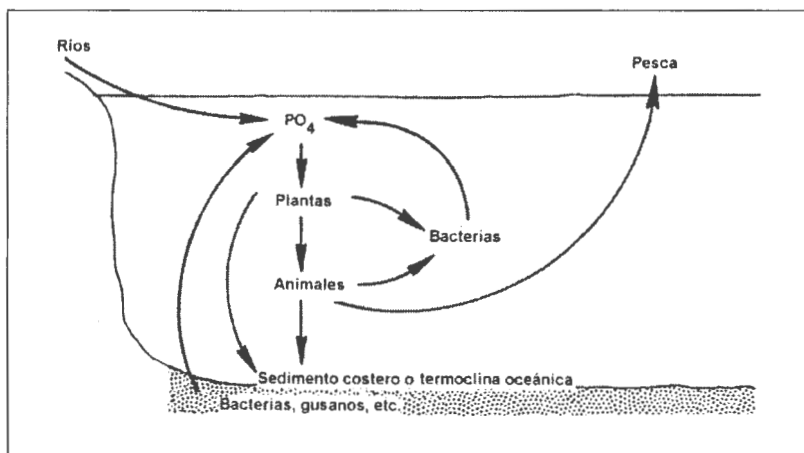


Figura 39. Ciclo del fósforo para ambientes costeros o marinos cuya diferencia radica en el sedimento y la termoclina, respectivamente.

por el fitoplancton y, en consecuencia, baja su contenido en el agua; en verano los organismos mueren y se redispone el fósforo primero en su forma orgánica y luego en la inorgánica, incrementando sus niveles en el agua; en otoño nuevamente hay una asimilación fitoplanctónica de menor magnitud y vuelven a bajar los ortofosfatos; finalmente, en invierno hay un aumento del ion por descomposición del fitoplancton muerto. Esta descripción es simplista y puede variar localmente; además de que hay otra serie de factores que amortiguan las variaciones o las agudizan.

En el perfil vertical, los ortofosfatos tienden al incremento, detectándose niveles cercanos a cero en aguas superficiales hasta 2 o 3 μM por debajo de la termoclina, como se verá más adelante en los ejemplos de las vertientes nacionales.

Es importante destacar que las variaciones de los ortofosfatos son pequeñas comparadas con las de los nitratos; además, se asimilan en menor cantidad, como lo muestra la proporción atómica en la materia orgánica que constituye al fitoplancton de $C_{106}N_{16}P_1$ y que al descomponerse (o remineralizarse) se conserva la proporción (Redfield *et al.*, 1963).

Distribución del fósforo en los mares de México

Golfo de México y Caribe mexicano. Se caracterizan por tener bajos contenidos de ortofosfatos a nivel superficial, mostrando a lo largo del año una oscilación entre 0.1 y 0.8 μM , con niveles mucho mayores en los sistemas costeros (lagunas y estuarios), como en la Laguna Madre (4.7 μM), Laguna La Mancha (8.9 μM), que muestra ya una eutroficación por actividades antropogénicas, o la Laguna de Alvarado (5.8 μM ; Contreras, 1993).

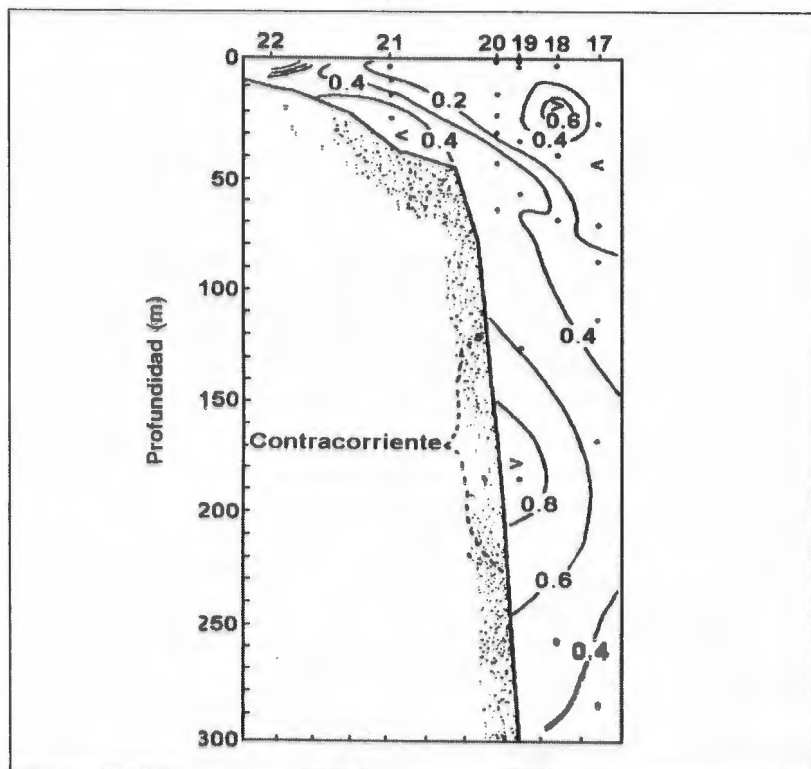


Figura 40. Distribución vertical de los fosfatos, a lo largo de un transecto frente a Quintana Roo en el verano de 1984. Isonutrias de fosfatos cada 0.2 μM , con líneas más gruesas cada 1.0 (tomado de Merino, 1992).

A nivel oceánico la concentración de este micronutriente aumenta con la profundidad, alcanzando en algunas regiones hasta 2.5 μM de $\text{PO}_4^{=}$ como en el giro *anticiclón tamaulipeco* a los 600 m. En el afloramiento de la península de Yucatán, Merino (1992) propone a través de la disposición de las isolíneas de ortofosfatos, la ascensión de las aguas profundas ricas en este nutriente, detectándose contenidos de hasta 2.2 μM a 250 m de profundidad, con una reducción marcada en verano hasta de 80%, debido a cambios en la dinámica del afloramiento (Figura 40).

Golfo de California. Los ortofosfatos muestran contenidos superficiales distintos según el área y la época (Cuadro 1).

Cuadro 1. Contenido superficial de ortofosfatos (μM) en el Golfo de California

Época	Entrada del Golfo	Golfo Inferior	Canal de Ballenas	Golfo Superior
Primavera	0.6	1.0	1.7-2.0	0.8-1.0
Otoño	0.4	0.5	0.9-1.5	0.7-1.0

Fuente: Álvarez *et al.*, 1978.

Las diferencias pueden ser debidas a la época, a las distintas masas de agua y a su dinámica de circulación, así como a la frecuencia de consumo por el fitoplancton; es importante mencionar que la producción primaria es elevada en el *alto golfo* y, por consiguiente, elevado el consumo. En la Figura 41 se destaca la variación estacional del contenido de este nutriente y particularmente su incremento respecto a profundidad.

A nivel costero, con diversidad de condiciones ambientales, los contenidos de ortofosfatos varían según las características locales fluviales, geomorfológicas, de circulación, de producción primaria, de estacionalidad climática y de intervención antropogénica. Para las lagunas y estuarios del Golfo de California se pueden mencionar algunas concentraciones de ortofosfatos en el Estero Sargento con

5.9 μM (Valdés y Botello, 1990), que es un contenido alto, posible consecuencia de las actividades agrícolas del área circundante o en el sistema lagunar Ensenada del Pabellón-Altata que puede alcanzar puntualmente hasta 13 μM , resultado también de los escurrimientos agrícolas (Conde, 1991)

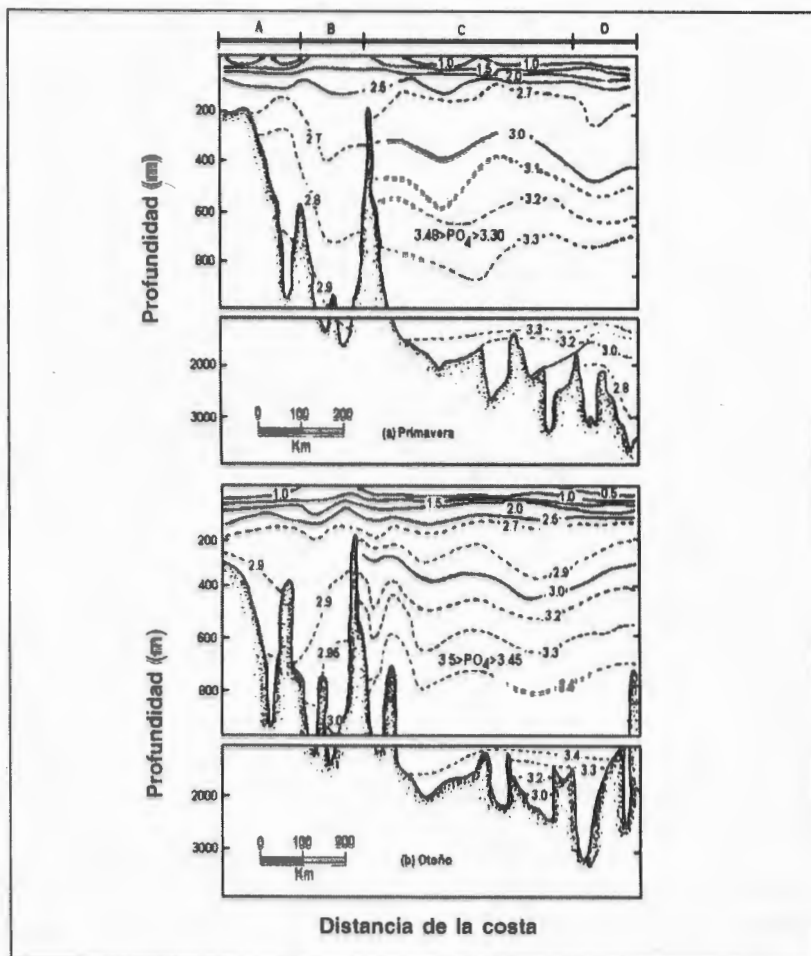


Figura 41. Distribución vertical de fosfatos: (a) primavera, (b) otoño. (A) golfo superior. (B) Canal de Ballenas. (C) golfo inferior. (D) entrada del golfo; en μM (tomado de Álvarez et al., 1978).

Costa occidental de la península de Baja California. Es considerada como de altos contenidos de ortofosfatos, porque las aguas subárticas ricas en este nutriente constituyen la Corriente de California que baña a esas costas, además de que se observa un gradiente de mayor a menor de norte a sur. Dadas las variaciones estacionales en la dinámica de la Corriente de California y en el patrón de surgencias, el contenido de ortofosfatos varía, incrementándose significativamente de enero a julio por lo menos en un tanto más, especialmente en áreas características de surgencia como en la Bahía de San Quintín (Figuras 42 y 43). Además, es perceptible un gradiente de mayor a menor de la costa a mar abierto. El incremento en el perfil vertical es semejante a todas las vertientes en México, registrándose en la costa occidental de Baja California hasta $2.0 \mu\text{M}$, a los 100 m de profundidad (Figuras 44 y 45).

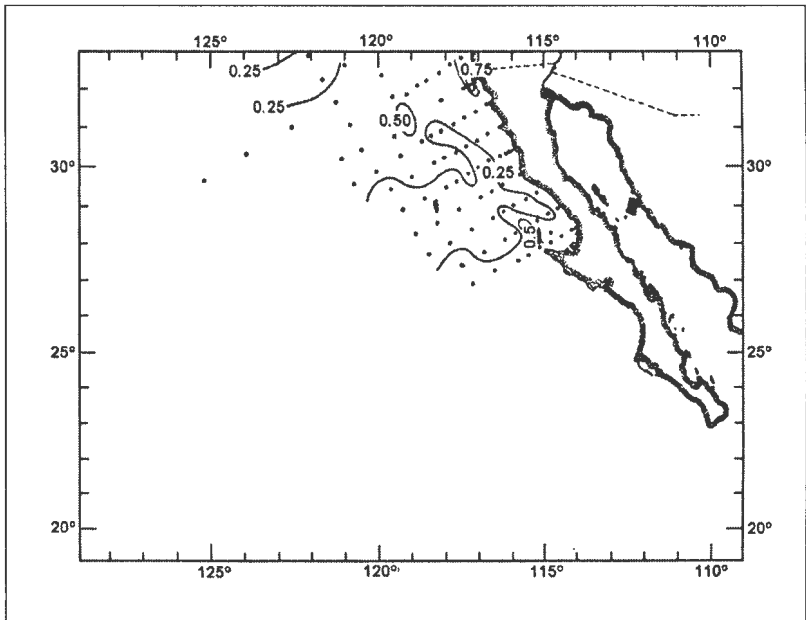


Figura 42. Distribución de P-PO_4 (μM) a 10 m de profundidad en enero (tomado de CalCOFI, 1969).

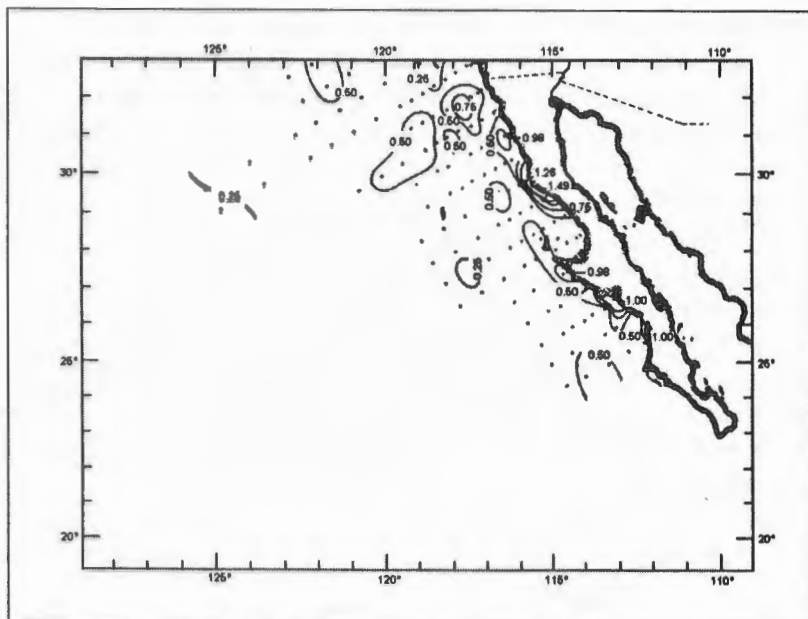


Figura 43. Distribución de P-PO₄ (µM) a 10 m de profundidad en julio (tomado de CalCOFI, 1969).

En la Bahía de San Quintín se han alcanzado concentraciones de poco más de 2.7 µM, que son consecuencia de su comportamiento como antiestuario (es decir, es una cuenca de evaporación durante todo el año, con la entrada de agua marina por la superficie y la salida por el fondo) y por la influencia de las surgencias costeras que son en primavera-verano (Álvarez y Chee, 1976). Esta influencia de las surgencias se ve disminuida bajo la presencia del fenómeno "El Niño", posiblemente por la llegada de aguas cálidas estacionales que advectan o hunden a las aguas frías locales (Gallegos *et al.*, 1984; Torres y Álvarez, 1985).

Pacífico mexicano. El contenido de ortofosfatos varía entre 0.1 y 1.5 µM a nivel superficial, incrementándose hasta 3.0 µM a los 500 m de profundidad, incluso hasta 4.0 µM a los 600 m frente a Cabo Corrientes (Cline y Kaplan, 1975) y Manzanillo (De la

Lanza Espino, 1994). La distribución vertical de este nutriente se mantiene en todo el Pacífico; en el Golfo de Tehuantepec se detectan $3.0 \mu\text{M}$ a partir de los 50 m de profundidad en la época de los vientos tehuantepecanos (invierno) que generan una surgencia, mientras que en la época de sequía (primavera) se registra $1.5 \mu\text{M}$ y por debajo de la termoclina se alcanzan hasta $3.0 \mu\text{M}$ (Vázquez *et al.*, 1998); el máximo está asociado con la capa mínima de oxígeno.

Con base en este nutriente se han podido detectar los giros que se forman en el Golfo de Tehuantepec; por ejemplo, el ciclónico localizado frente a Puerto Ángel y Salina Cruz a 54 km de la costa (Luna, 1991). Los giros muestran un desplazamiento, dada la información espacial que refieren los diferentes autores.

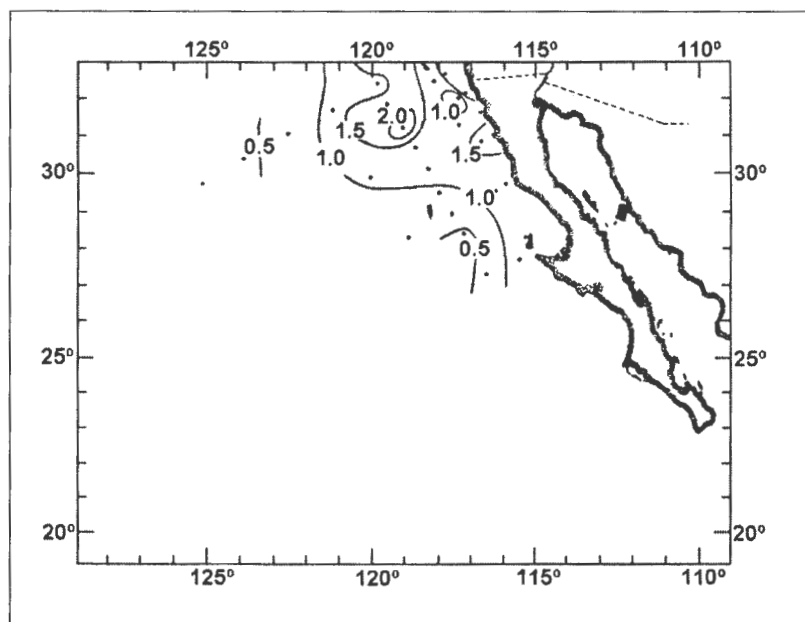


Figura 44. Distribución de P-PO₄ (μM) a 100 m de profundidad en enero (tomado de CalCOFI, 1969).

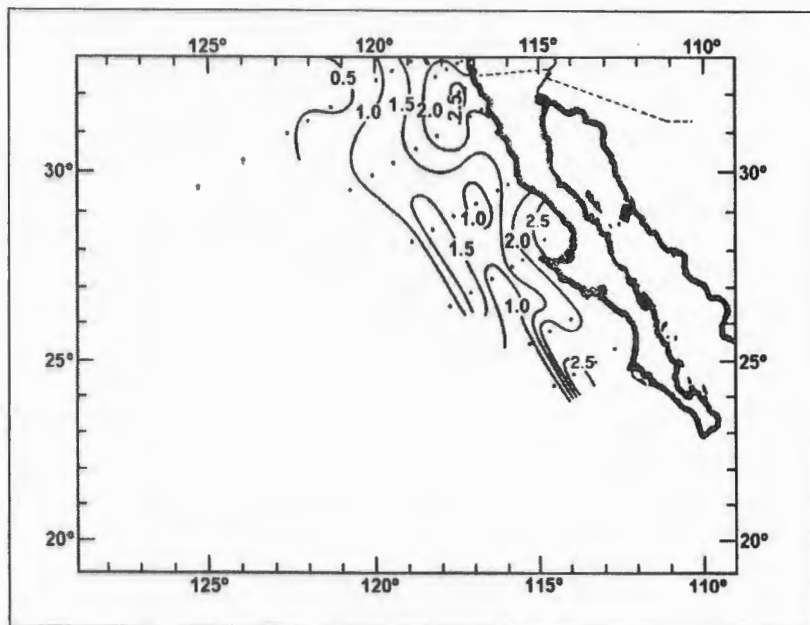


Figura 45. Distribución de P-PO₄ (µM) a 100 m de profundidad en julio (tomado de CalCOFI, 1969).

Silicio

Este elemento es considerado como un micronutriente, porque lo utilizan las diatomeas para sus estructuras de sostén (frústulos) y los radiolarios en sus espículas; asimismo, es químicamente reactivo.

Se encuentra en el agua de mar en solución como ácido ortosilícico (H₄SiO₄), especialmente a pH < 9, y en forma particulada como flóculos poliméricos, frústulos, espículas y minerales (cuarzo, feldespatos y arcillas). Dado su carácter para formar coloides o flóculos que lo remueven de solución, según las condiciones de equilibrio iónico locales, la concentración varía ampliamente, así como también por la abundancia de las fuentes de origen.

Las fuentes de silicatos (SiO₄⁼) para el mar son: los ríos, los minerales terrestres y el sedimento de cuerpos de agua y los esqueletos de organismos que se disuelven bajo cierto pH, temperatura, com-

posición de agua intersticial y tipo de grano. Dada la complejidad de factores que intervienen en el ciclo del silicio en áreas costeras y las diferencias entre autores, dicho ciclo es pobremente entendido.

El silicio proveniente de los ríos puede ser removido por procesos biológicos o no biológicos, pero sin proporción definida. Algunos autores refieren que en los estuarios la mezcla de agua dulce y marina es la principal vía de remoción del silicio en forma lineal, formando coloides que se sedimentan; por tanto, la remoción biológica no sería extensiva, sobre todo cuando se tienen pruebas de que la remoción es evidente con baja actividad biológica (Liss, 1976). Se considera que el agua de mar está insaturada de silicio; al respecto, Bien *et al.* (1958) observaron que el río Mississippi removía casi completamente este nutriente por la interacción del material suspendido (orgánico y mineral) en el estuario y en el agua marina.

El material particulado varía estacional y geográficamente, siendo la mitad inorgánico, aproximadamente, con niveles más altos en la zona costera por los aportes de los ríos, ya mencionados, con niveles amplios de 37-410 $\mu\text{g/l}$, como en el Canal Inglés (Riley y Chester, 1989). En cuanto al disuelto, se ejemplificará con las costas mexicanas.

Dada la complejidad fisicoquímica, geológica y biológica de este elemento, se estima impreciso proponer su ciclo biogeoquímico. En el ambiente marino el ciclo está asociado a la termoclina, como en el caso de los otros micronutrientes, y dado que las diatomeas y radiolarios asimilan especialmente silicatos, su óptimo crecimiento es regional, por tanto niveles altos o bajos de silicatos podrán encontrarse localizados en ciertos mares.

Distribución del silicio en los mares de México

Golfo de México. Se han realizado escasos estudios sobre este nutriente; y los existentes señalan que es superficialmente pobre con máximos de 2.0 μM .

Contenidos semejantes registra Merino (1992) en el noreste de la península de Yucatán, con un incremento respecto a la profundidad

hasta de 10 μM a los 200 m, con una disposición de las isolíneas que señala el mecanismo de ascensión del afloramiento de aguas (Figura 46). Según Froelich *et al.* (1978), los silicatos del Caribe mexicano provienen de las aguas de los ríos (Orinoco y Amazonas).

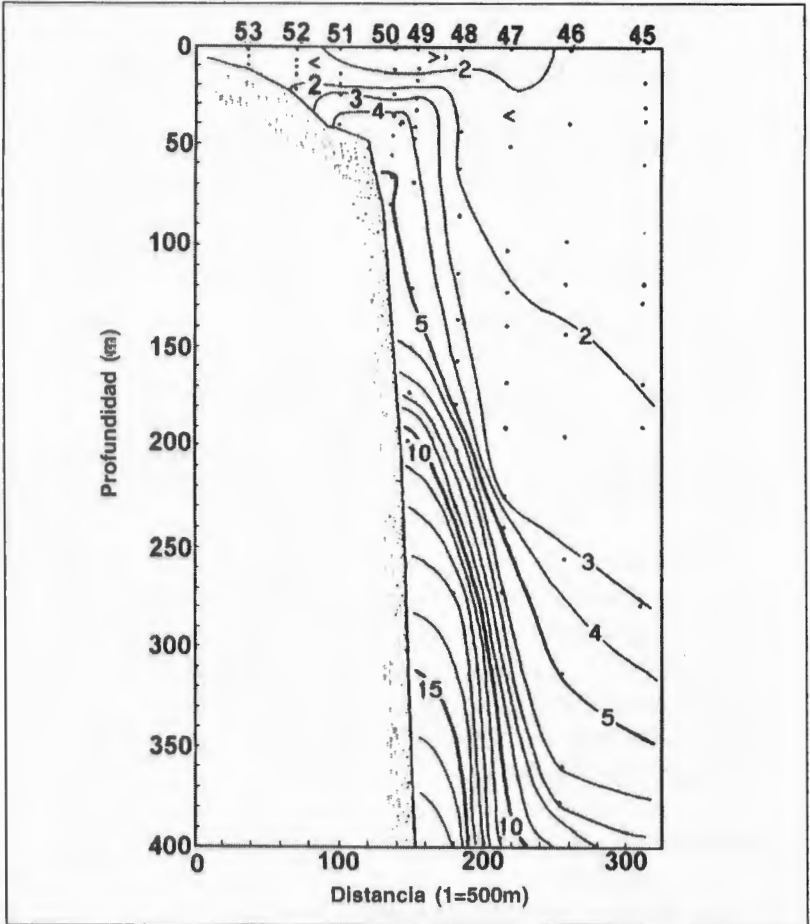


Figura 46. Distribución vertical de los silicatos (μM) a lo largo de un transecto frente a Quintana Roo en la primavera de 1989. Isonutrias cada 1.0 μM , con líneas más gruesas cada 5 μM (tomado de Merino, 1992).

Golfo de California. Muestra, como todas las vertientes, una variación temporal y espacial ostensible; pero su contenido superficial es mayor. A nivel global, Álvarez *et al.* (1978) definieron un incremento del silicio con la profundidad, de 10 μM en superficie, a 70 μM a 600 m (Figura 47). En las cuatro regiones en que ha sido dividido el golfo se registran variaciones marcadas, como se muestran en el Cuadro 2.

Cuadro 2. Concentración superficial de silicatos (μM) en las cuatro regiones del Golfo de California

Época	Entrada del Golfo	Golfo Inferior	Canal de Ballenas	Golfo Superior
Primavera	1.0	0.0-5.0	29.0	11.0-18.0
Otoño	2.4	2.9	6.6-19.6	6.1-0.2

Fuente: Álvarez *et al.*, 1978.

Destaca que en el *golfo superior* o *alto golfo* la concentración superficial de silicatos es mayor y esto puede ser consecuencia de los aportes del río Colorado.

Además, presenta en las proximidades del Canal de Ballenas, entre los 85 y 120 m de profundidad, 50-67 μM , que son poco mayores que los registrados en el resto del golfo a esas profundidades, resultado de la intensa mezcla, permaneciendo constante a partir de los 100 y 200 m de profundidad hasta el fondo (Figura 47); asimismo, por la mayor abundancia de diatomeas en la región. También cabe resaltar los contenidos más bajos en la *entrada y golfo inferior*, que pueden ser resultado de la mayor influencia de masas de agua superficiales del Pacífico, de menores concentraciones, aunque se incrementan con la profundidad; sin embargo, se señala que el Golfo de California pierde grandes cantidades de silicatos a través de la sedimentación de los frústulos de diatomeas y espículas de radiolarios, que son compensadas por aguas del Pacífico (Calvert, 1966; Baumgartner *et al.*, 1985).

Dado que en el golfo se desarrollan las surgencias, también la disposición de las isolíneas marca ascensiones (Warsh y Warch, 1971)

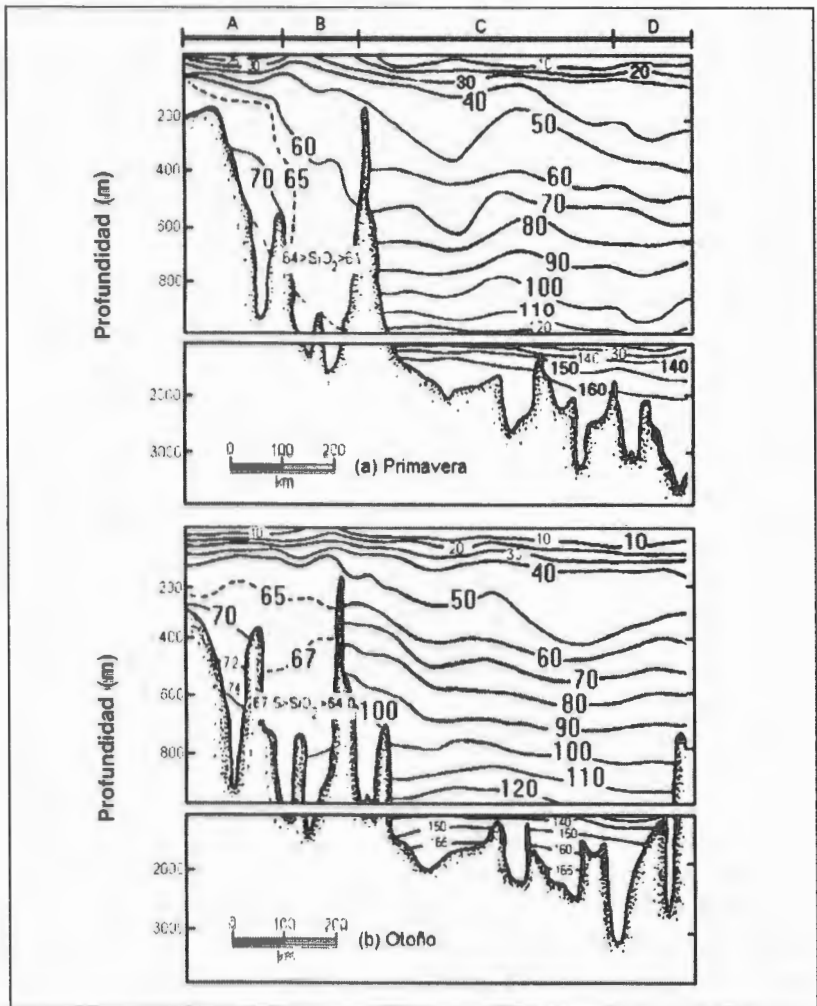


Figura 47. Distribución vertical de silicato (μM): (a) primavera y (b) otoño. (A) golfo superior, (B) Canal de Ballenas. (C) golfo inferior. (D) entrada del golfo (tomado de Álvarez *et al.*, 1978).

hacia el continente en verano (vientos del noroeste) y hacia la península en invierno (vientos del sureste).

Costa occidental de la península de Baja California. A nivel superficial se observa una marcada regionalización espacial y temporal. Con base en la información de CalCOFI (1969), en Baja California Norte (EUA) en invierno se han detectado contenidos entre 2 y 5 μM ; esta diferencia puede ser consecuencia del mayor aporte fluvial e influencia de la mayor abundancia y disolución de los frústulos de diatomeas en el norte. En la época primaveral, a nivel oceánico decrece en forma marcada hasta 2 μM en la región norte y en áreas de surgencia en México se incrementa de 2 a 5-11 μM (julio). Veinte años después de que CalCOFI cuantificara los silicatos, los registros realizados en 1990 por Rosas (1997) muestran contenidos superiores de 5 a 10 tantos más en invierno (9.4 μM y 20.2 μM , respectivamente) a nivel superficial, y de parecidos a poco más del doble a partir de los 60 m de profundidad (10.7 μM y 48.6 μM ; este último en la zona de surgencia de la Bahía de Vizcaíno).

Pacífico mexicano. Sus aguas también presentan concentraciones bajas de silicatos (2 μM) en superficie, con un incremento hasta de 40 μM a los 400 m de profundidad (Burke *et al.*, 1983). A nivel local, el Golfo de Tehuantepec muestra una marcada variación estacional; durante los *tehuantepecanos* (otoño-invierno) son más altos los silicatos, específicamente en el área de surgencia (costa este), donde varían a nivel superficial de 1.0 a 174 μM y en verano de 0.3 a 207 μM , consecuencia del aporte fluvial mayor por la época de lluvias (Vázquez *et al.*, 1998; Figura 48).

Materia orgánica

La materia orgánica (MO) en el medio oceánico ha sido clasificada, en forma gruesa, en disuelta (MOD) y particulada (MOP); la primera pasa un filtro de 0.5 μ y la segunda queda retenida. La concentración de la disuelta excede a la particulada en ocho tantos más y dentro de esta última la fracción fitoplanctónica representa 1/6, el zooplancton 1/63 y los peces 1/6250. Head (1976) refiere información de McAllister *et al.* (1964) como carbono orgánico (que es \approx 50-58% de la materia orgánica) en aguas superficiales del océano Pacífico, de 1 000 $\mu\text{g/l}$ para el

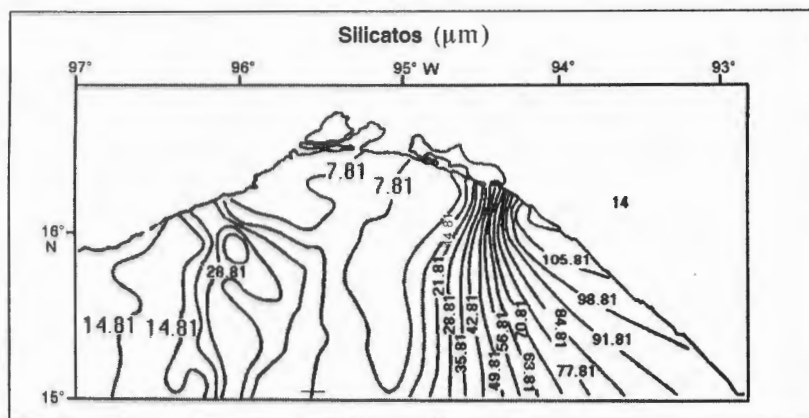


Figura 48. Variación horizontal del Si-SO₄ (µM) a 10 m de profundidad en el Golfo de Tehuantepec durante los tehuantepecanos (tomado de Vázquez *et al.*, 1998).

disuelto, 125 µg/l para el particulado y dentro de éste, 20 µg/l para fitoplancton, 2 µg/l para zooplancton y 0.02 µg/l para peces, correspondiéndole el restante 102.98 µg/l para los detritos. En aguas costeras los niveles de carbono orgánico disuelto (COD) son > 1.0 mg/l y de carbono orgánico particulado (COP) > 0.1 mg/l, aunque hay casos extremos hasta de 20 mg/l y 1.0 mg/l, respectivamente, en estuarios.

Head (1976), después de una variada consulta sobre carbono orgánico en diferentes ambientes, integra concentraciones máximas y mínimas, como se muestra en el Cuadro 3.

Cuadro 3. Concentraciones de carbono orgánico en aguas naturales

Concentración de carbono orgánico mg/l	Ríos	Estuario	Zona costera	Mar abierto		Descargas
				Sup.	Fondo	
Disuelto	10-20(50)	1-5(20)	1-5(20)	1,-1.5	0.5-0.8	100
Particulado	5-10	0.5-5	0.1-1.0	0.01-1.0	0.003-0.01	200
TOTAL	15-30(60)	1-10 (25)	1-6 (21)	1-2.5	0.5-0.8	300

Los números entre paréntesis expresan niveles extremos.

Fuente: Head, 1976.

Destacan las concentraciones más altas para los ríos y un gradiente de contenidos bajos hacia mar abierto, justificable por: los mayores aportes continentales, la disminución del carbono, debida a la floculación de materia orgánica en la confrontación de aguas dulces y marinas en los estuarios (incluyendo lagunas) y su sedimentación consecuente. Finalmente, en el medio marino hay una disminución ostensible por el menor aporte orgánico disuelto y particulado (plancton y detritos).

Tanto en aguas dulces como estuarinas y marinas el contenido de compuestos inorgánicos es mucho mayor que el COD y COP; por ejemplo, en los ríos el contenido puede ser de 120 mg/l de sales inorgánicas y de 10 a 20 mg de COD (en el mejor de los casos), en el agua de mar el contenido de sales es de 35 g/l y de 0.5 a 5.0 mg/l de COD y la mayor cantidad de carbono disuelto en el mar es inorgánico (CO_2^- , HCO_3^- , CO_3^{2-} ; Kennish, 1986).

La materia orgánica disuelta puede estar constituida por una fracción conocida, como son las proteínas y sus derivados (proteínas, peptonas y aminoácidos, carbohidratos y grasas), así como productos de excreción (urea y ácido úrico) y la fracción desconocida denominada "substancias húmicas", que es la recombinación de diferentes compuestos orgánicos procedentes de la descomposición de la materia orgánica, para formar substancias diversas que no se encuentran como tales en los organismos vivos. Se ha registrado una gran variedad de substancias de este tipo que se recombinan a través de grupos fenólicos con aminoácidos, con distintas propiedades como promotoras de crecimiento en las plantas, formadoras de quelatos con metales traza, inhibidoras de bacterias, etc. Son resistentes a la biodegradación porque sus uniones químicas son de baja energía, poco aprovechables por microorganismos; la naturaleza de esta fracción aún es poco comprendida.

En el caso de los detritos, éstos son todo tipo de material biogénico particulado en diferentes estados de descomposición microbiana, que representan una fuente de energía potencial para los consumidores (Darnell, 1967), sin incluir a la materia orgánica disuelta. Existe una última definición sobre detrito que dice: es el "carbono orgánico

perdido por medios no predadores de cualquier nivel trófico” (incluyendo regurgitaciones, excreción, secreción y demás) o aportes de fuentes externas al ecosistema, que entran y ciclan en el sistema (carbono alóctono); como puede observarse, esta definición elimina arbitrariamente el término particulado (Silvert y Naiman, 1980).

La magnitud de compuestos orgánicos excretados por algas depende, según una amplia y variada investigación, de las condiciones fisiológicas y del desarrollo de los organismos que dan como resultado niveles de excreción extremos. Raymont (1980) hace referencia a un considerable número de trabajos que manifiestan resultados opuestos; incluso menciona varios casos del efecto de la luz sobre la excreción de carbono; asimismo, señala que otro factor que influye es la distancia de la costa asociada al grado de eutroficación. De la Lanza y Lozano (1999) registraron que en aguas oligotróficas la excreción es mayor que en las aguas eutróficas, y Raymont (1980) especifica que esto se presenta en mares tropicales. Anderson y Zeuschel (1970) determinaron que los productos de excreción disminuyen con la profundidad, aunque otros autores determinan lo contrario. Con relación a la fotosíntesis, también la información es contradictoria; pero, en general, se estima que no hay una evidencia clara entre la tasa de fotosíntesis y el porcentaje de excreción. Ignatiades y Fogg (1973) señalan que la excreción es un proceso normal en el fitoplancton saludable y que su nivel depende de muchos factores, como senectud, condiciones de luz-obscuridad, nivel de nutrientes y nivel de producción. Cabe señalar también que, además de la amplia variedad de materiales excretados por las algas, algunas especies de dinoflagelados (por ejemplo *Gymnodinium brevis*) liberan sustancias altamente tóxicas, especialmente en florecimientos, a las que se denomina “marea roja”, causante de efectos adversos y letales, no sólo al humano sino a otras especies acuáticas.

Distribución de la materia orgánica en los mares de México

Trabajos sobre materia orgánica en las vertientes oceánicas de México han sido escasos y los existentes tienen poco más de dos décadas.

Considerando que en aguas oceánicas es menor la presencia de material inorgánico suspendido (limos y arcillas), es posible que la materia suspendida total (MST) esté conformada fundamentalmente por la orgánica (plancton y necton); con base en esta aclaración se ejemplificarán contenidos registrados por algunos autores para las cuatro vertientes.

Golfo de México. La concentración de MST varía ampliamente, según la estación y la localidad, existiendo registros de 25-125 $\mu\text{g/l}$ a 225-400 $\mu\text{g/l}$ superficiales que se encuentran asociados al plancton y que, según Harris (1972), representa 80% de la MST (Figura 49). Como carbono orgánico disuelto se han detectado concentraciones de 0.1 a 2.5 mg de C/l con una composición diversa, resultado del estado de descomposición de la MO y su disolución, así como de los productos de excreción y sustancias húmicas ya citadas. Collier *et al.* (1950) determinaron concentraciones de 0 a 20 mg/l, coincidiendo el máximo con la marea roja; registros de aminoácidos, ácidos grasos e hidrocarburos (no contaminación) manifiestan niveles que caen dentro de esa concentración. La influencia fluvial continental demuestra el mayor contenido, como Frederichs y Sackett (1970) lo señalan en el norte del Golfo de México a la altura del río Mississippi.

Respecto a la profundidad, la MST experimenta un aumento asociado a la zona eufótica y posteriormente una marcada disminución; razón por la cual se estima es de origen biogénico.

Golfo de California. Es considerado como de alta producción, especialmente el alto golfo y su COD puede alcanzar, a la altura de las grandes islas, hasta 138 mg/l y su COP, 58 mg/l; además de que el carbono o materia orgánica tengan un origen biológico (planctónico), la fracción disuelta en el golfo puede provenir en gran medida de los aportes fluviales continentales, especialmente en forma de ácidos húmicos.

Estudios más específicos relacionados con cadenas tróficas y composición proximal de materia orgánica particulada biogénica (nano, micro y mesoplancton) y no biogénica (detritos) han mostrado la riqueza del Golfo de California en sus diferentes zonas; la fracción nano y microplanctónica domina en el sur y frente a Guaymas

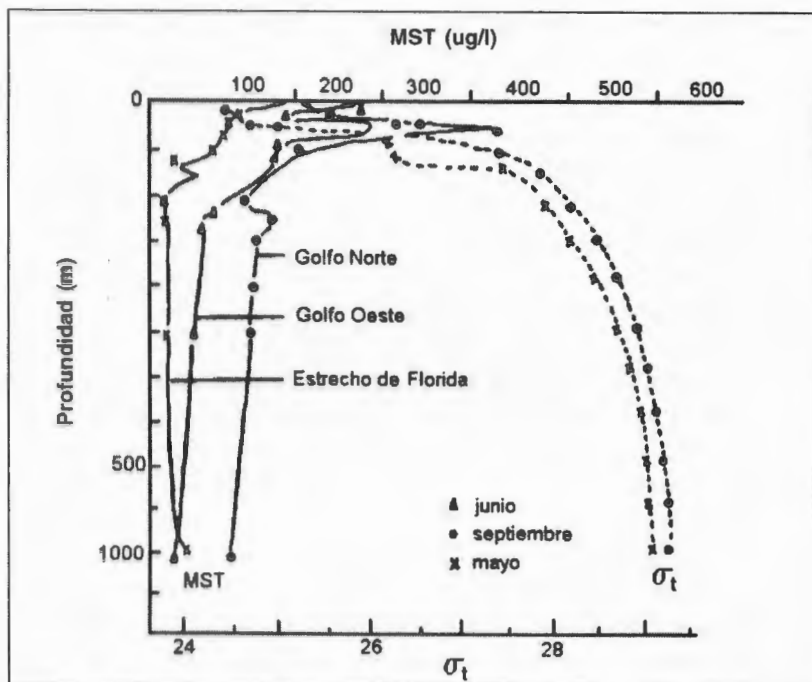


Figura 49. Perfil de MST y σ_t en el Estrecho de Florida, oeste y norte del Golfo de México (tomado de Harris, 1972).

(que corresponde al *golfo inferior*); resultado de la presencia de surgencias que llevan nutrientes a la superficie, así como de escurrimientos continentales (que incluyen también nutrientes de fertilizantes agrícolas) y que promueven el incremento fitoplanctónico, tal como lo señalan López *et al.* (1996). Según estos autores la alta biomasa alcanza de 10 a 70 mg de clorofila "a" en el nanofitoplancton con 1.3 a 2.5 g de proteínas/m². Sin embargo, las nanopartículas no fotosintéticas (nanodetritos) han sido mayores en el área de las grandes islas con 7.8 g de proteínas/m² asociada a aguas someras, turbias y bien mezcladas. Incluso Round (1967) refiere que la producción primaria varía de mayor a menor de norte a sur del golfo, y de esa manera debe variar la MOP.

La influencia de las lagunas costeras en la concentración de MOP y MOD es importante, observándose un gradiente de mayor a menor de la costa a mar abierto con los máximos en la época de lluvias y en la época de mayores florecimientos fitoplanctónicos. González *et al.* (1986), por su parte, observaron la influencia de las surgencias en la distribución de MOP y de sólidos totales suspendidos (STS), como se muestra en el Cuadro 4.

Cuadro 4. Variación estacional en el contenido de materia orgánica particulada (MOP) y sólidos totales suspendidos (STS) en el Golfo de California en mg/l

Vertiente /compuesto	Invierno		Verano	
	MOP	STS	MOP	STS
Continental	0.61-1.70	2.0-18.0	0.24-0.99	2.0-10.0
Peninsular	0.24-1.32	2.0-14.0	0.24-1.70	2.0-18.0

Fuente: González *et al.*, 1986.

Costa occidental de la península de Baja California. También se registra un amplio intervalo de variación de MST temporal y local, pero los mínimos (de 80 mg/l) registrados por PEMEX (1986) sobrepasan a los máximos detectados en el Golfo de México, a consecuencia de las metodologías distintas empleadas que Wangersky (1976) señala como condición importante para la comparación. Además, los registros realizados por PEMEX tuvieron un enfoque más orientado hacia la contaminación. Otro de los problemas que han inducido a confusión son las diferentes unidades referidas por los distintos autores, que dificultan la comparación. Henrich y Williams (1985), han calculado para COP de 0.184 mg/l en otoño a 0.322 mg/l en verano, y para COD de 1.06 mg/l en otoño a 1.4 mg/l en verano (promedios).

Pacífico mexicano. Son aun más escasas las investigaciones sobre compuestos orgánicos, Sin embargo, con objeto de ejemplificar este aspecto se pueden mencionar los productos de excreción del

fitoplancton y su amplia variación en una localidad puntual que responde a las características insulares de la isla Isabel; el porcentaje de excreción puede oscilar ampliamente de 0.0 (0 mg C/m³/h) a 99% (131 mg C/m³/h) cuya consecuencia puede ser la baja producción primaria propia de los mares tropicales y el estado fisiológico de las células, entre otros factores (Calvario y De la Lanza, 1981), como ya se mencionó anteriormente.

III. CLOROFILA “A” Y PRODUCCIÓN PRIMARIA

La producción primaria es un término asociado únicamente a los elementos vegetales o fotosintetizadores (desde el fitoplancton y las algas hasta la vegetación superior) que transforman la energía radiante o solar en energía química en la materia orgánica, a partir de materias primas inorgánicas (CO_2 + agua) y bajo la actividad de la clorofila “a” en las plantas verdes. La clorofila “a” está formada por cuatro pirroles que forman un anillo de porfirina con un átomo de magnesio en el centro.

La determinación de este pigmento, efectuada en material particulado o biomasa fitoplanctónica, da idea de la producción primaria (aunque con cierta incertidumbre) empleando un factor de convención (de 0.9 a 3 mg C/mg clorofila “a”/hora, según refiere Margalef, 1967); desafortunadamente, esta estimación es sólo aproximada, puesto que el contenido de este pigmento en el fitoplancton varía ampliamente dependiendo de las especies, de su estado nutricional y fisiológico, del grado de iluminación y tipo de luz, y de la efectividad del pigmento, entre otros factores (McAllister, 1963; Riley y Chester, 1989), que incluso hacen que la proporción clorofila/carbono se incremente (de 1:20 a 1:100); por tanto, esta determinación sólo queda como un índice.

Lo anterior señala que la distribución espacial del pigmento (contenido dentro del fitoplancton) varía según la intensidad de la luz,

por tanto, pueden registrarse máximos por debajo de la superficie (por ejemplo, entre 50 y 200 m de profundidad) según la posición solar, y experimentar ascensiones o hundimientos planctónicos dentro de la zona eufótica, según la hora del día; por debajo de esa zona se registra una marcada disminución por la menor presencia de material particulado vivo (fitoplancton) y muerto. También existe una variación temporal dependiente no sólo de los ciclos nictemerales (diarios) de los organismos, sino estacional, como en latitudes templadas, donde son marcadas las estaciones. En consecuencia, el contenido de clorofila "a" varía ampliamente, según la región; por ejemplo, máximos primaverales con un segundo de menor magnitud en otoño y mínimos en verano e invierno. En latitudes frías y en las tropicales no es tan marcado el cambio, tampoco lo es en la zona costera de estas últimas, donde se enmascara la variación por la influencia de la zona terrestre.

Distribución de la clorofila "a" en los mares de México

Golfo de México. Presenta regiones con una producción primaria asociada a su dinámica de circulación; en consecuencia, la cantidad de clorofila varía regionalmente. En general, la concentración de este pigmento es baja, como lo refieren algunos autores, pero existen áreas donde es aún más baja; se catalogan como oligotróficas y corresponden a la región oceánica. Signoret *et al.* (1998) han cuantificado de 0.04 a 0.33 mg/m³ de clorofila "a" desde escasos metros de la superficie, a 120 m de profundidad, respectivamente; en las áreas de afloramiento de la península de Yucatán, se alcanzan de 1.41 mg/m³ a escasos metros de la superficie del agua hasta 4.24 mg/m³ a los 20 m, que confirman la ascensión de aguas profundas enriquecidas con nutrientes. Müller-Karger *et al.* (1991), en un amplio estudio en el que se utilizaron imágenes de satélite, con el barredor de color de la zona costera [*Coastal Zone Color Scanner (CZCS)*], el radiómetro de muy alta resolución (AVHRR) y mediciones de la temperatura superficial del mar, todos asociados a la variación de pigmentos, definieron comportamientos espaciales y temporales del pigmento,

resultado de la circulación, fundamentalmente, y del clima (Figura 50). Estos autores determinaron una variación estacional sincrónica con máximos de diciembre a febrero ($> 0.18 \text{ mg/m}^3$) y mínimos de mayo a julio ($\sim 0.6 \text{ mg/m}^3$), siendo la profundidad de la capa de mezcla la que controla la concentración del pigmento (Figura 51); además, discriminaron las diferencias de contenido entre el océano abierto y la plataforma (con influencia del continente) que alcanzan de 0.35 a 0.70 mg/m^3 .

Existen marcadas evidencias de la ascensión de aguas profundas ricas en nutrientes que condicionan mayores producciones

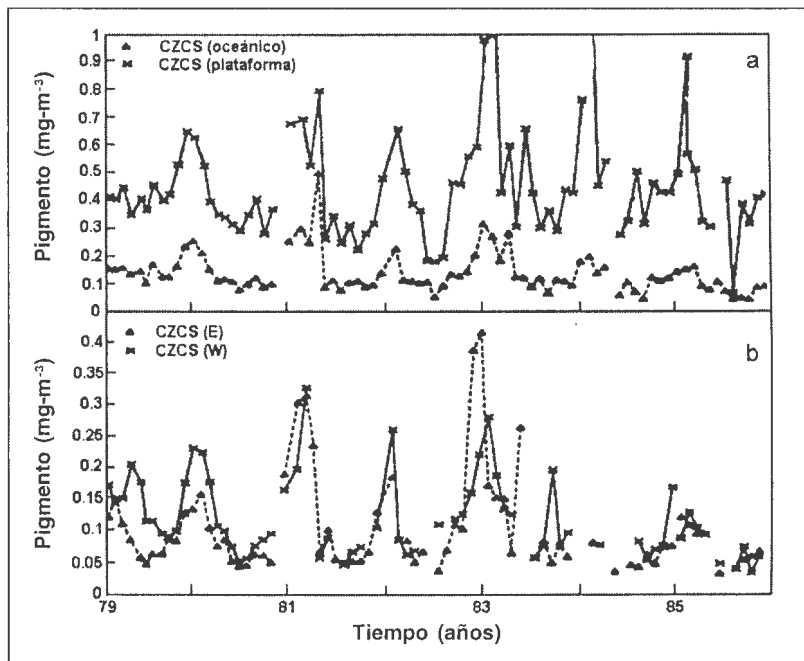


Figura 50. Serie de tiempo de la distribución mensual de promedios de la concentración de pigmentos (mg/m^3) en el Golfo de México: a) promedios de la cuenca completa, b) promedio de subregiones de $200 \times 200 \text{ km}^2$, la línea continua representa el área oeste y la punteada la este (tomado de Müller *et al.*, 1991).

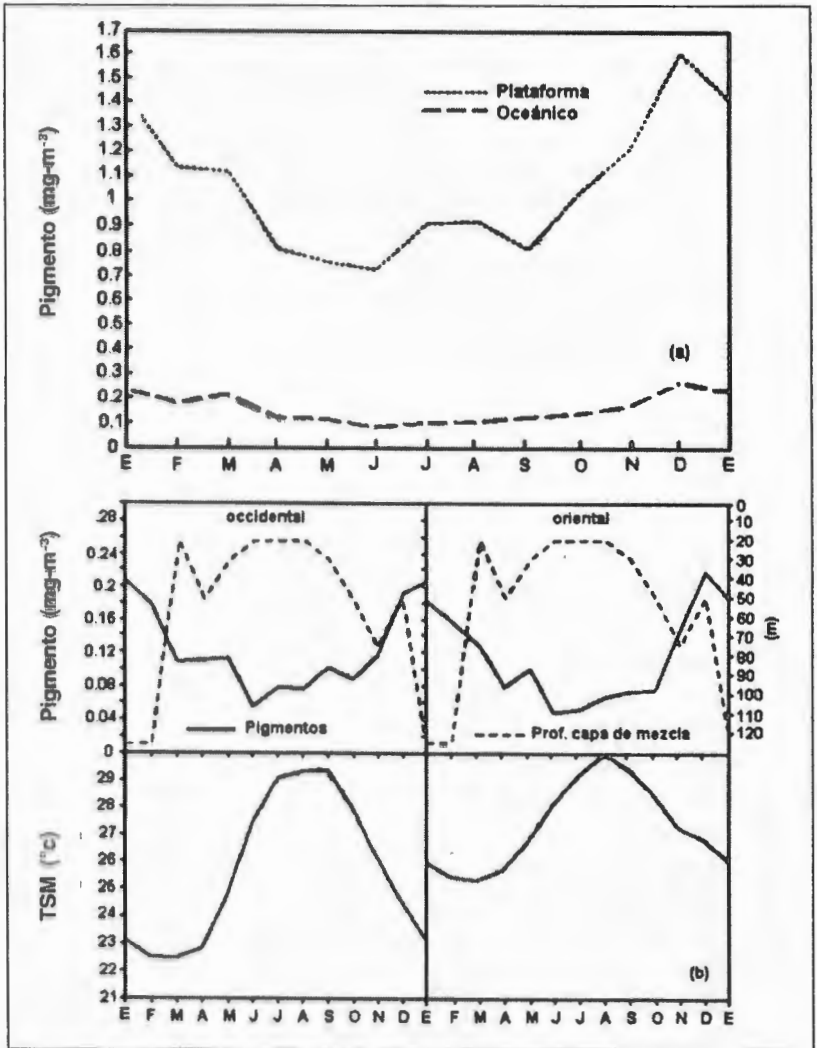


Figura 51. Concentración anual de pigmentos, en el Golfo de México con base en registros de siete años del CZCS; (a) distribución de pigmentos, (b) temperatura y profundidad de la capa de mezcla en las regiones occidental y oriental del Golfo de México (tomado de Müller *et al.*, 1991).

fitoplanctónicas en la costa noreste yucateca; Merino (1992) ha calculado contenidos de clorofila "a" máximos puntuales hasta de 4 mg/m^3 , registrados en primavera, con una marcada disminución a 0.25 mg/m^3 en otoño. En áreas de surgencia este autor define la variación vertical, con el nivel de la clorofila "a" mayor (cerca de 1.5 mg/m^3) a escasos 20 m de profundidad y una disminución a partir de los 40 m ($< 0.25 \text{ mg/m}^3$); en áreas sin surgencia no se alcanzan más de 0.25 mg/m^3 a los 110 m de profundidad (Figura 52).

Golfo de California. Se le ha calificado también como altamente productivo, incluso algunas áreas rebasan los máximos registrados en otros litorales mexicanos; esto es consecuencia de su dinámica de circulación, su morfología (mar marginal) y la influencia de un considerable número de sistemas lagunares costeros. Por ejemplo, en el alto golfo se alcanzan de 30 mg/m^3 , en Bahía Aldair hasta 40 mg/m^3 , en San Felipe, a nivel superficie en primavera, que son debidos a un proceso de mezcla por los vientos invernales del noroeste, los cuales enriquecen de nutrientes para la siguiente producción primaria en primavera (Gendrop, *et al.*, 1978); asimismo, se presenta una dismi-

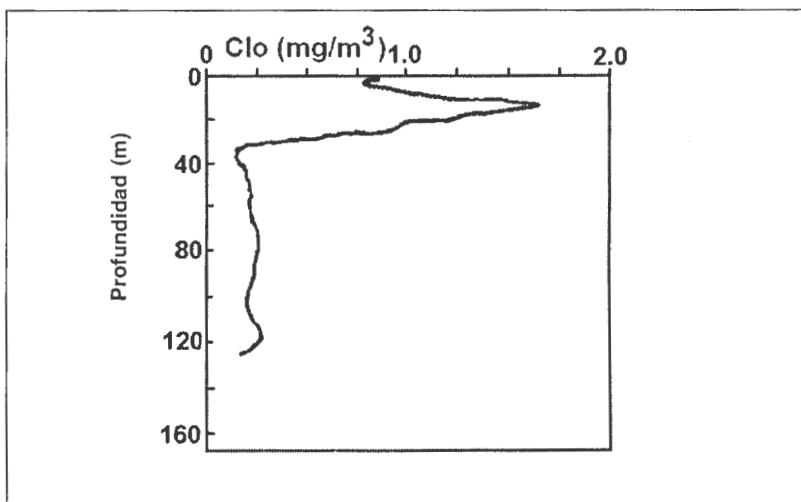


Figura 52. Perfil de clorofila "a" para dos estaciones en la zona de surgencia frente a Quintana Roo (tomado de Merino, 1992).

nución respecto a la profundidad y de norte a sur (hacia las grandes islas; Figura 53). En la zona de las grandes islas donde se registra una fuerte mezcla debida al marcado enfriamiento superficial, se han cuantificado de 0.2 a 1.1 mg/m³ en verano-otoño (López *et al.*, 1992).

En la zona central del golfo inferior de California la clorofila "a" es menor, comparada con la del alto golfo al oscilar entre 1.0 y 4.0 mg/m³ (López *et al.*, 1987).

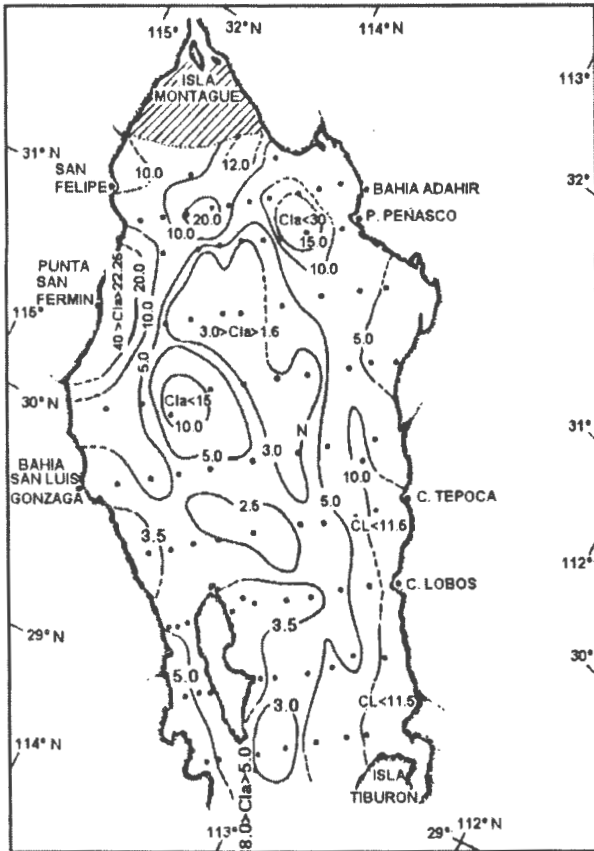


Figura 53. Distribución de clorofila "a" (mg/m³) superficial en el alto Golfo de California (tomado de Gendrop *et al.*, 1978).

Costa occidental de la península de Baja California. La clorofila "a" muestra una marcada variación espacial y temporal cerca de la costa, ya que a nivel oceánico permanece más o menos constante (de 0.05 a 0.1 mg/m³) todo el año. En la zona costera (que incluye la zona nerítica) se pueden registrar de enero a marzo de 0.1 a 1.5 mg/m³, de abril a junio de 0.5 a 1.5 mg/m³, de julio a septiembre de 0.5 a 3.0 mg/m³, y de octubre a diciembre de 0.1 a 0.5 mg/m³; destaca que en épocas de surgencias se obtienen los máximos contenidos de este pigmento (Figura 54; CalCOFI, 1974). A nivel puntual, en los sitios de surgencias se registran altas concentraciones, como frente a isla Todos Santos (Ensenada) donde se alcanzan a nivel superficial de 0.36 a 1.95 mg/m³, y a una profundidad de 10% de irradiancia de 0.42 a 3.1 mg/m³ (Valdés, *et al.*, 1998). En la Bahía de San Quintín, también influenciada por la surgencia de verano, se han alcanzado contenidos altos de clorofila "a" que superan los 5.0 mg/m³ (Lara y Álvarez, 1975); incluso, con un amplio intervalo de variación, que es consecuencia del efecto de la marea. Registros aún más altos se han detectado en Bahía San Hipólito y Punta Abreojos, con > 11 mg/m³ (Estrada y Blasco, 1979) que son florecimientos puntuales en el tiempo.

Pacífico mexicano. La región oceánica es menos productiva que la nerítica, como se ha visto en los ejemplos del Golfo de México y de la costa occidental de Baja California, situación esperable para el Pacífico tropical mexicano. El Golfo de Tehuantepec ha sido calificado como muy productivo por la surgencia invernal que presenta, por lo que es un buen ejemplo para mostrar la variación espacial y temporal del contenido en clorofila "a"; en abril, mes posterior a la surgencia, y con una temperatura más cálida, Rivero y Benítez (1988) cuantificaron hasta 9.0 mg/m³ en el lado oeste, con una disminución marcada en junio (de 1.0 a 3.0 mg/m³) y en septiembre (de 1.0 a 2.5 mg/m³); enfrente de Salina Cruz los contenidos del pigmento han sido más altos por las descargas urbanas que inducen crecimientos excesivos del fitoplancton, cuantificándose hasta 50 mg/m³. Puede existir además una variación interanual ostensible en la concentración de clorofila "a", pues los citados autores determinaron sólo 2.0 mg/m³ como nivel máximo, un año después en el mismo mes de

abril; esto puede ser consecuencia de cambios en el patrón climático y, por tanto, en la dinámica oceánica. Incluso, en fechas más recientes, Robles y Lara (1993) cuantificaron durante los tehuantepecanos (vientos invernales) de 0.04 a 11.1 mg/m³, mínimo y máximo puntuales; en general, los máximos se han ubicado en el lado oeste del golfo, donde influye la surgencia; respecto a la profundidad, los máximos clorofílicos están entre los 10 y 20 m con una disminución a mayor profundidad.

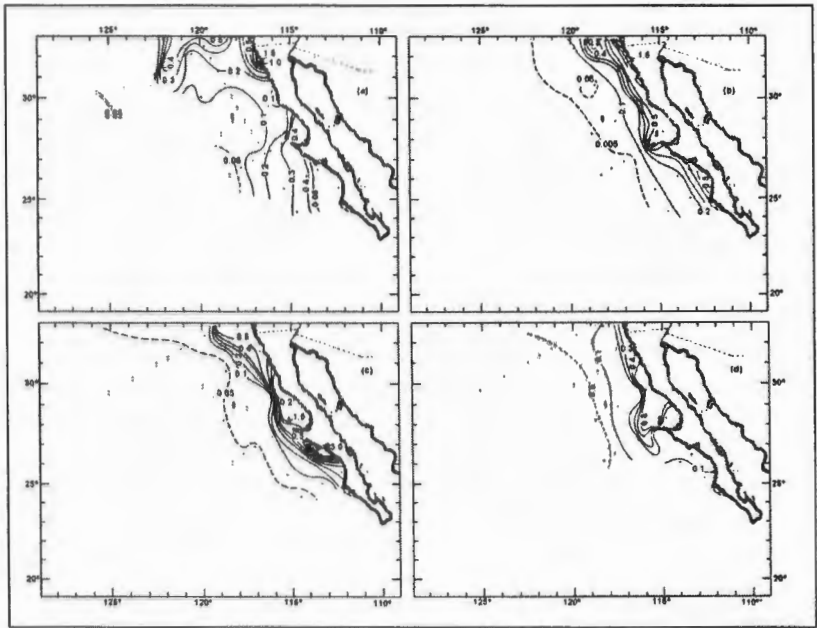


Figura 54. Contenido de clorofila "a" en cuatro períodos al año en la costa occidental de California (a) enero, febrero y marzo; (b) abril, mayo y junio; (c) julio, agosto y septiembre; (d) octubre, noviembre y diciembre (tomado de CalCOFI, 1969).

IV. CLIMA

Weihsaupt (1984) opina que, en algunos aspectos, la atmósfera del planeta puede ser considerada como una extensión de los océanos, ya que algunas características son similares, especialmente en lo que se refiere al calor; la naturaleza estricta de una depende de la naturaleza física y química del otro.

En el perfil vertical entre el aire y la Tierra, el espacio atmosférico se puede dividir en varias capas según sus características físicas y químicas: la troposfera, la estratosfera, la mesosfera, la termosfera, la exosfera y la magnetosfera (fotosfera). La troposfera, además de estar en contacto con la Tierra, es la capa más importante para las condiciones del clima y el tiempo; además, el calentamiento atmosférico es mayor, los gases son más densos y está más concentrado el vapor de agua.

El origen de la atmósfera está ligado al del océano, lo que incluso se puede constatar en su composición gaseosa. En lo que corresponde a la energía térmica, la radiación procedente del Sol calienta a la atmósfera y llega al océano, que actúa como un almacén de calor que lo distribuye a través de las corrientes y regula al clima. Con base en lo anterior, se puede afirmar que existe un balance térmico entre la energía que entra y la que sale al exterior de la atmósfera en un año; es un decir, que la cantidad de energía que llega a la Tierra del exterior en un año debe ser aproximadamente igual a la que ésta emite. Por esta razón, la superficie terrestre (incluyendo océano y atmósfera) debe mantener una temperatura semejante; si las condi-

ciones se alteran, la temperatura del emisor se adaptará para restaurar el equilibrio. A esto último se llama *efecto de invernadero*, a semejanza de lo que sucede en una casa hecha de vidrio que deja pasar la radiación de onda corta que se absorbe por la tierra y las plantas, aumentando la temperatura que es onda larga emitida al exterior; la atmósfera es semejante a los vidrios de la caja que dejan entrar o salir longitudes de onda selectiva.

La cantidad de energía radiante solar que alcanza la atmósfera exterior es de 2 langley/min, lo que se denomina *constante de radiación solar*, y la radiación interceptada por el globo terrestre es aquella que incide en un disco de área πR^2 . R=radio de la Tierra; en una vuelta completa es de $4\pi R^2$. Por lo tanto una unidad de área recibirá la cuarta parte de la radiación interceptada, o sea 0.5 ly/min o 720 ly/día (Emilsson, 1968).

La cantidad de radiación entrante se denomina insolación, que varía geográfica y latitudinalmente, así como por el grado de cubrimiento nuboso y la estación del año.

En una síntesis con base en la información de Weihaupt (1984), a continuación se destaca lo más importante relacionado con el océano. La energía térmica o calorífica solar proporcionada a los continentes y a los océanos termina involucrada en todas las interacciones meteorológicas y climáticas. Este calor puede ser sensible o latente, que es el que es absorbido o emitido por la atmósfera, y aquel que es adicionado para cambiar el estado del agua, respectivamente. Estos dos tipos de calor son requeridos para los procesos de evaporación y precipitación estacionales, que modifican a su vez la temperatura y la salinidad.

La evaporación anual del océano mundial es suficiente para causar la remoción de una capa de agua de 97.3 cm que corresponde a 350 000 km³; la precipitación es de 89.7 cm en el mismo tiempo y un aporte fluvial de 7.6 cm. Este intercambio de agua sucede fundamentalmente en las latitudes tropicales de los lados orientales de los océanos mayores. La evaporación predomina sobre la precipitación entre los 12 y 40° N y entre el sur del Ecuador y los 37° S. En la zona ecuatorial de estos dos cinturones latitudinales la precipitación es mayor que la evaporación.

La interfase atmósfera-océano es dinámica, y el flujo de calor cambia de dirección según sea la temperatura en ambos medios; si la temperatura del agua es mayor que la atmosférica, el flujo de calor latente y sensible se establece hacia el aire y viceversa, hasta lograr un equilibrio.

En el hemisferio sur la distribución de calor es más homogénea, como resultado del predominio del océano y su regulación sobre la temperatura, ya que en los continentes la regulación térmica es menor.

Las variaciones regionales de la temperatura son mayores en el hemisferio norte porque hay más masa continental que en el hemisferio sur, y más aún, en las porciones nororientales del Atlántico norte y el Pacífico norte, con diferencias térmicas hasta de 18° C, debido a los vientos orientales procedentes de los continentes.

Los cambios de temperatura en los mares de latitudes medias son mayores que en los polares y se deben a los cambios estacionales en la insolación, los vientos y las corrientes.

La transferencia de calor de las regiones ecuatoriales a los polos se realiza totalmente en la capa océano-atmósfera, definida por la termoclina oceánica y la tropopausa (límite entre la troposfera y estratosfera) atmosférica. La transferencia de calor en altas latitudes se realiza por el viento y, en menor medida, por las corrientes marinas.

Los procesos atmosféricos controlan al tiempo diario y al clima, que son diferentes en el mar y en el continente, siendo los climas marítimos menos extremos por la mayor humedad que los continentales. Las costas orientales de los continentes de latitudes medias son de climas marítimos, pues sopla el aire cargado de humedad del mar hacia la tierra.

A nivel global, las variaciones de temperatura son más complejas en el hemisferio norte por la mayor dimensión continental que en el sur, con variaciones anuales mayores incluso de 18° C, que están influenciadas por los vientos orientales procedentes de los continentes.

Los cambios temporales térmicos en el océano dependen de los atmosféricos que, a su vez, lo hacen de los cambios en la insolación, las corrientes y los vientos.

Tanto la temperatura como la presión son elementos del tiempo y del clima; las diferencias de presión atmosférica diarias y de un lugar a otro dependen de las diferencias relativas de temperatura; el aire frío y denso producirá presiones más altas que el aire caliente menos denso. Esta situación diferencial y sus gradientes son importantes en la dirección del viento que va de la alta a la baja presión. Mientras existan diferencias de temperatura en la superficie de la Tierra, habrá diferencias de presión en la atmósfera y, por tanto, en la circulación atmosférica (Weihaupt, 1984).

Si el aire es relativamente homogéneo a nivel horizontal se le llama "masa de aire". Cuando estas masas generadas en la región polar (masa de aire fría y húmeda) y en la región tropical (masa de aire caliente y seca) convergen, no se mezclan fácilmente y se crea un frente que puede ser permanente. Al converger dos sistemas de vientos con direcciones opuestas se forman remolinos o ciclones de gran tamaño, y dado que el aire caliente es forzado sobre el aire frío, los ciclones son áreas en elevación y, por tanto, de baja presión.

La circulación atmosférica se origina de las grandes diferencias de temperatura entre las regiones tropicales cálidas y las polares frías terrestres que son responsables de los tres sistemas generales latitudinales de viento en cada hemisferio: de cero grados a 30° soplan de oriente a occidente, de 30 a 60° de occidente a oriente y de 60° a los polos de oriente a occidente (Figura 55). Es importante señalar, que este es un patrón altamente idealizado y que existen variantes locales en todas las latitudes, que pueden ser resultado del *efecto Coriolis*, entre otras cosas.

Los sistemas de vientos entre 5 y 30° de ambos hemisferios son denominados *vientos alisios*, que hacia el norte del ecuador soplan del oriente al nororiente, y en el sur, del oriente al suroriente el 80% del tiempo; al norte o al sur de esas latitudes el viento se mueve más rápidamente que la Tierra y origina los *vientos prevalecientes del occidente* o *vientos zonales*; este patrón es importante para entender el fenómeno de "El Niño" que se abordará posteriormente, y el de "La Niña".

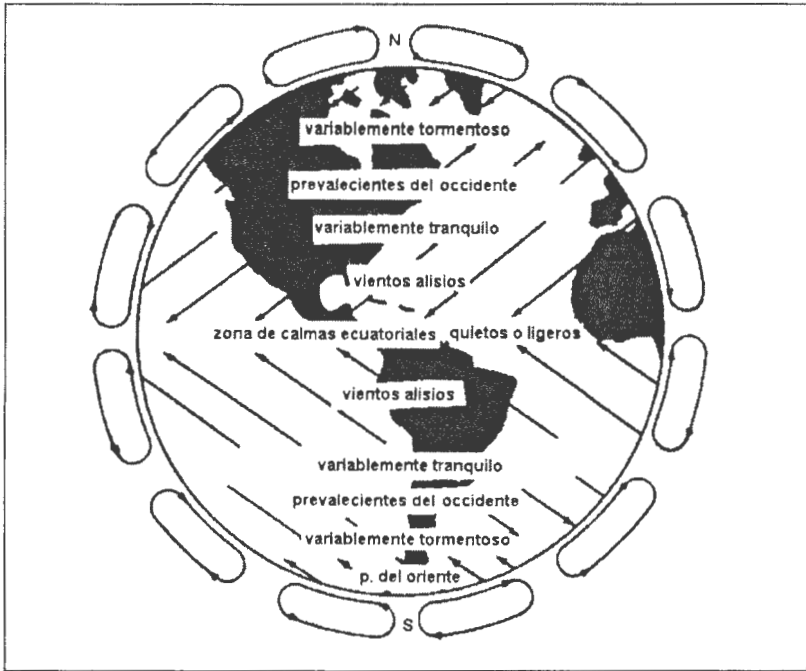


Figura 55. Diagrama esquemático de las zonas de viento y sus direcciones en los hemisferios norte y sur (tomado de Weihaupt, 1984).

El océano mundial puede ser dividido en regiones climáticas con base en las características del agua superficial; los límites de estas regiones, según Gross (1977), son relativamente estables, cambian muy poco con el tiempo. Existe una relación importante en estas regiones entre la entrada de radiación solar, evaporación-precipitación y la temperatura-salinidad de las capas superficiales del mar. Las citadas regiones son: polar, subpolar, templada, subtropical, tropical y ecuatorial; México se encuentra, en su límite superior (frontera con Estados Unidos), en la región templada, y en su mayor parte, en la subtropical.

Cada región, como ya se señaló, presenta temperaturas y salinidades particulares; a) la polar se acerca al punto de congela-

ción, tiene bajas salinidades y una capa de hielo que inhibe la mezcla vertical; la subpolar es semejante a la anterior pero la capa de hielo invernal se derrite en verano, incrementando la temperatura cerca de 5° C; b) la templada presenta las cuatro estaciones marcadas con fuertes tormentas provocadas por los *vientos prevalecientes del occidente* y precipitaciones, presenta una amplia mezcla del agua que soporta una producción primaria y poblaciones pesqueras altas; c) la subtropical, con vientos débiles al igual que las corrientes oceánicas también, con cielos claros, aire seco, fuerte radiación solar y, consecuentemente, alta evaporación; asimismo, presenta una salinidad superficial elevada, además de una termoclina bien desarrollada que evita la mezcla; d) la tropical se caracteriza por vientos persistentes que soplan del noreste (*vientos alisios*) en el hemisferio norte y del sureste en el hemisferio sur; estos vientos favorecen a las corrientes ecuatoriales; las aguas de esta latitud se originan en la región subtropical y, por tanto, son más salinas que el promedio mundial, pero cerca del Ecuador la precipitación aumenta y disminuye la salinidad; e) finalmente, en la región ecuatorial la temperatura superficial es alta todo el año, hay fuertes precipitaciones y salinidades relativamente bajas (Gross, 1977).

Los huracanes o ciclones tropicales se forman en la región subtropical-tropical de aguas cálidas (> 26° C) en el verano y en el otoño en donde se transfiere calor (sensible) al aire que se expande circulando en el sentido contrario a las manecillas del reloj (en el hemisferio norte). Este proceso, que se inicia como tormenta tropical, es anual y la mayoría de las veces se queda en esta etapa, ya que las tormentas se debilitan y se disuelven. Cuando pasan de tormenta tropical a huracán es porque la porción alta de la misma casualmente se acopla con un remolino anticiclónico (que gira a favor de las manecillas del reloj) formándose una estructura en cuyo centro hay calma (ojo del huracán), en tanto que en la periferia hay grandes tormentas (Sánchez y De la Lanza, 1995).

Las áreas más importantes de formación de estos meteoros en el Pacífico se ubican frente a las costas de Guerrero y Michoacán, incluso Oaxaca, y para el Golfo de México, en el Atlántico y el Mar

Caribe. De un período de 25 años de registro destaca que la actividad ciclónica es mayor en el Pacífico (13.7 ciclones/año) que en el Atlántico y el Golfo (9.0 ciclones/año) afectando a las costas mexicanas 4.1/año para el Pacífico y 1.9/año promedio para el Golfo de México, aunque el riesgo para Quintana Roo y Tamaulipas es mayor; además, hay que hacer notar que no hay estado costero mexicano en donde no se dejen sentir huracanes o ciclones, confirmando que Guerrero, Michoacán y Quintana Roo son los de mayor incidencia (Figura 56).

La evolución de los huracanes (o ciclones tropicales) está condicionada, además de su acoplamiento con un remolino anticiclónico, por la cantidad de energía liberada en forma de calor de las aguas cálidas oceánicas, como es el caso de las del Golfo de México o las del Pacífico mexicano, que actúan como vivificadores del meteoro.

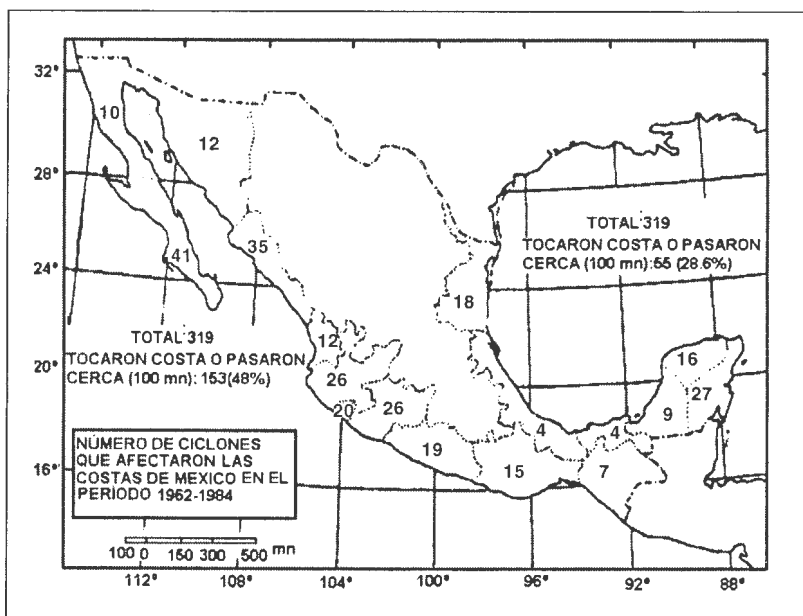


Figura 56. Número de ciclones que han afectado las costas de México en el período de 1962-2000 (tomado de Sánchez y De la Lanza, 1995; Sánchez-Santillán com. per.).

Además de las fuertes precipitaciones y vientos que generan estos meteoros, traen también como consecuencia el incremento del nivel del mar, especialmente por el efecto de fricción del viento y acumulación del agua sobre la costa.

Golfo de California. Dadas sus características morfológicas (mar marginal), es una cuenca de gran evaporación que incrementa la salinidad, calculándose una exportación de $3\text{g/cm}^3/\text{año}$; el clima es más continental que oceánico. Los huracanes pueden entrar en la época de lluvias (de agosto a octubre) y en esta misma época el nivel del mar aumenta no sólo por los meteoros sino también por el incremento del volumen específico del agua, consecuencia del aumento considerable de la temperatura en el verano.

“El Niño”

El fenómeno “El Niño” (EN) es una anomalía del sistema climático del Pacífico, pero con efectos mundiales, que aparece con una frecuencia más o menos regular. Según el *Scientific Committee on Oceanic Research* (SCOR) de la UNESCO, se decía que había un *Niño* cuando aparecían anormalmente aguas calientes (con temperaturas por encima del promedio anual en más de una desviación estándar) en las costas del Pacífico sur (Perú), durante al menos cuatro meses (Arntz y Fahrback, 1996). Sin embargo, en la década de 1980 se detectaron incrementos térmicos en aguas costeras del litoral del Pacífico mexicano incluyendo a las del Golfo de California y de la costa occidental de la península de California, llegando incluso hasta Alaska, como en 1982-83, lo que manifestó la presencia de una masa de agua generada en el océano *Pacífico central ecuatorial*. De acuerdo con esta situación el impacto del fenómeno se sitúa en un marco más amplio oceanográficamente hablando.

¿Por qué recibe el nombre de “El Niño”? Los pescadores del norte de Perú observaron desde el siglo pasado que alrededor de las fiestas navideñas las aguas frías de la Corriente de Humboldt o de Perú (con flujo hacia el norte) se calentaban debido a la penetración de la Corriente de Guayaquil (con flujo hacia el sur) o Corriente de

El Niño, con la consecuente disminución en la pesca y, por tanto, en el patrón del clima peruano. Las observaciones oceanográficas desde finales del siglo pasado sólo se referían a la penetración de una corriente débil y cálida que, en ciertas ocasiones, incrementaba en fuerza y extensión. No fue sino hasta el fenómeno de 1925-26 que se relacionó con el clima. Según Enfield (1988), a partir del evento 1957-58 se consolidó el término “El Niño” desde el punto de vista oceanográfico y a nivel regional; actualmente se concibe como un fenómeno más allá del marco del Pacífico sur, sobre todo a nivel climático.

Esta fluctuación climática en la que interactúan la atmósfera y el océano, es denominada ahora “*El Niño*” *Oscilación Sur* (ENOS en español, y comúnmente ENSO en inglés) que, en términos generales de comprensión, se analizará brevemente.

Sir Gilbert Walker observó en 1904 que los cambios de presión atmosférica en América del Sur eran contrarios a los de la región Indo-australiana y los denominó *Oscilación Sur* (OS). Lo mismo sucedía en el hemisferio norte con las temperaturas o precipitaciones entre el sureste de África y Estados Unidos o el suroeste de Canadá, a lo que llamó también *Oscilación del Norte* (ON), menos significativa. La propuesta de la OS la retomó Berlage en 1957; mediante relaciones estadísticas de una serie larga de mediciones de presión atmosférica corroboró que, mientras en el Pacífico suroriental la presión atmosférica aumentaba, en el sureste de Asia disminuía.

Este movimiento de vaivén se origina por el desplazamiento de las masas de aire que cambia la presión atmosférica y se puede describir a través del *Índice de Oscilación Sur* (IOS), que se calcula por las diferencias de presión entre las islas Pascua o Tahití y Darwin en el norte de Australia. Los valores positivos del IOS indican un predominio de la presión atmosférica en Tahití y una baja en Darwin, que inciden en el patrón de precipitación y evaporación. Con valores negativos del IOS se registran anomalías de temperaturas positivas en la costa de Perú (Arntz y Fahrback, 1996).

En 1969 Bjerknes, con base en “El Niño” 1957-58, analizó las fluctuaciones entre la atmósfera y el océano, lo que le ayudó a expli-

car a la OS de la siguiente manera: cuando en el Pacífico se presentaba un gran calentamiento que se extendía a un cuarto de la circunferencia de la Tierra, al mismo tiempo los *vientos alisios* eran muy débiles y en el Pacífico norte predominaban los vientos del oeste muy fuertes, condiciones contrarias al patrón normal. En otras palabras, un ENSO se puede originar cuando la presión atmosférica en el *Pacífico tropical este* (Indonesia, por ejemplo), normalmente baja, se incrementa, los *vientos alisios* amainan repentinamente y se fortalecen los *vientos del oeste* con corrientes superficiales oceánicas en la misma dirección (Contracorriente Ecuatorial fortalecida en amplitud y velocidad). El aumento de temperatura en esta corriente altera, a su vez, la presión y la temperatura atmosféricas, así como el patrón de precipitación; de esta manera, los sitios de alta presión registran fuertes sequías y los de baja, fuertes lluvias; es decir, un comportamiento inverso.

La condición normal del *Pacífico oriental tropical* es que se encuentre relativamente frío, alimentado por aguas de surgencia o afloramientos costeros y, por tanto, el aire de esas regiones es frío y seco, con un viento predominante al oeste que se calienta y absorbe humedad; una parte asciende, fluye hacia los polos y forma la Celda de Hadley y otra a la altura del ecuador, regresa al este y desciende otra vez (circulación de Walker), y al cambiar el movimiento de vaivén ocasiona el OS. En la zona subtropical de alta presión conectada con fuertes *vientos alisios*, se desarrollan intensas surgencias y, por tanto, bajas temperaturas en aguas superficiales frente a las costas de Sudamérica; esta condición es normal y ahora es llamada "La Niña". La condición contraria sería el debilitamiento de la celda de Hadley con disminución de la presión atmosférica y debilitamiento de los *vientos alisios*, disminuyendo las surgencias y aumentando la temperatura en el océano y, en consecuencia, desarrollándose "El Niño". Wyrcki (1984) ha observado que fuertes eventos de EN están acompañados de grandes aumentos en el nivel del mar en las costas de Sudamérica, que son consecuencia del transporte de ondas generadas en el oeste.

Dentro de la gran circulación oceánica normal del Pacífico norte (Figura 57), que forma un giro anticiclónico, la Corriente Nor-Ecuatorial (alimentada por la Corriente de California) se dirige al oeste favorecida por los *vientos alisios* que incrementan el nivel del mar en ese lado hasta 40 cm o más cuando son más intensos; esta corriente es calentada progresivamente por la radiación solar formando un gradiente térmico de este a oeste. Dado que se requiere reestablecer el equilibrio, se genera la Contracorriente Ecuatorial o de Cromwell que regresa como una masa de agua del oeste al este. Cuando se presenta un fenómeno como “El Niño” se incrementa mucho más el nivel del mar, se generan ondas que se han denominado *de Kelvin*, que dependen de la profundidad y se dirigen al este (Figura 58).

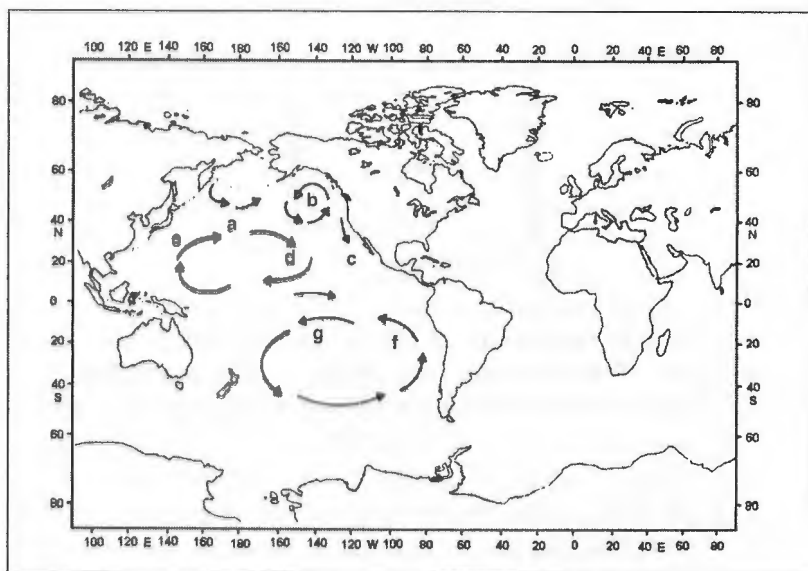


Figura 57. Circulación oceánica en la que destacan las corrientes en el Pacífico norte y Pacífico sur: a) Corriente Oyashio, b) Corriente de Alaska, c) Corriente de California, d) Corriente Norecuatorial, e) Corriente de Kuroshio, f) Corriente del Perú y g) Corriente Surecuatorial.

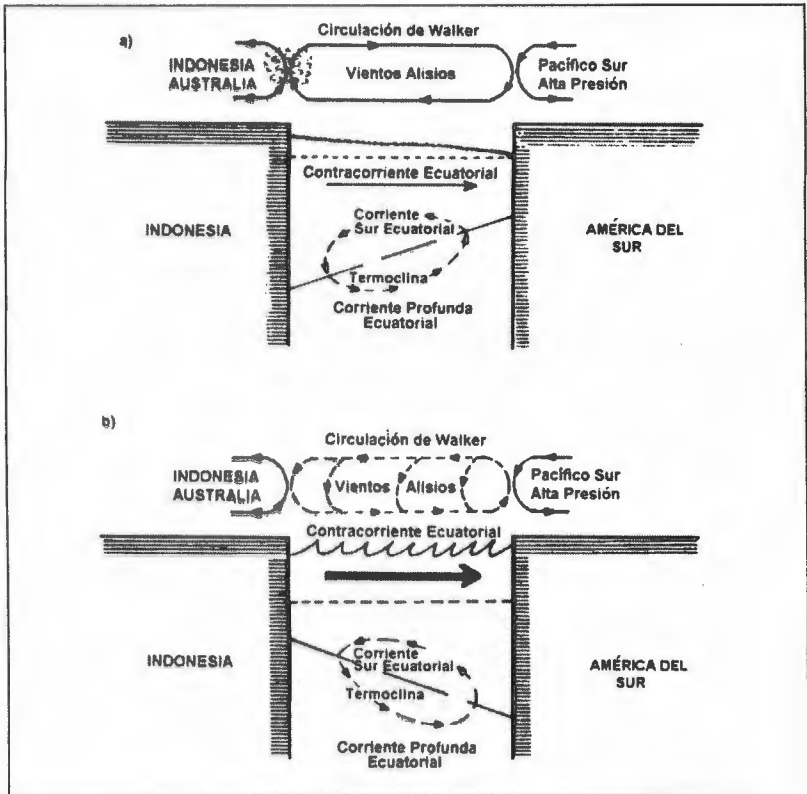


Figura 58. (a) Representación de las corrientes oceánicas impulsadas por vientos alisios a lo largo del Ecuador (modificado de Mysac, 1986), (b) representación del fenómeno ENSO, con hundimiento de la termoclina.

Como en la atmósfera, también en el océano hay ondas planetarias llamadas *ondas Rossby* que se propagan del este al oeste. Una parte de las ondas Kelvin que llegan al oeste del continente americano se reflejan como *ondas Rossby* ecuatoriales, y el resto se propaga al norte y sur conducidas por la costa.

A continuación se sintetiza un esquema clásico de un EN según Arntz y Fahrbach (1996). Durante un EN se presentan temperaturas

superiores en más de 2° C en el Pacífico oriental de noviembre del año anterior hasta febrero del año siguiente, las que en el transcurso del evento se desplazan hacia el oeste y registran anomalías en el nivel medio del mar. En un EN que dure tres años, se registran cuatro fases: a) Preludio, que se inicia alrededor de 18 meses antes de las máximas condiciones del evento, con fortalecimiento de los *vientos del este (alisios)* aunados al transporte de aguas de este a oeste con aumento del nivel del mar en el oeste, y un descenso en la termoclina de ese lado. b) Entrada en septiembre u octubre del año antes de la fase principal; en estos dos meses los *vientos del este* se debilitan (*alisios*), el nivel medio del mar inicia su descenso en el oeste y del Pacífico central al sur se detecta una clara anomalía positiva de temperatura. c) Fase principal que se inicia entre diciembre y enero frente a las costas de Sudamérica, con el calentamiento en los primeros meses del año que se prolonga hasta junio, mientras las temperaturas absolutas empiezan a descender; al mismo tiempo, el calentamiento aumenta el nivel del mar en la costa y la temperatura descende; entre los 100° W y los 170° E se incrementan los *vientos del este* en el Ecuador. Hasta octubre se reduce la anomalía alrededor de 1° C y la termoclina aun permanece profunda en Sudamérica. Los *vientos del este* hacen que disminuya la Corriente Surecuatorial, y se produce un aumento del nivel del mar en el este junto con un descenso en el oeste. d) Fase final con un nuevo aumento de la anomalía térmica que termina en febrero del siguiente año, con temperaturas muchas veces más frías que la normal; la anomalía de temperatura se mantiene hasta mediados del año, y finalmente el viento y el nivel del mar adquieren sus condiciones normales.

Cabe destacar que, una vez que amainan los *vientos del este*, el cúmulo de agua fluye hacia las costas americanas desplazada como onda Kelvin, lo que explica las fluctuaciones del nivel del mar, pero no el incremento de calor; este último se explica, según estos autores, por la advección de aguas del norte (Golfo de Panamá) apoyadas por la declinación de las ondas de Kelvin; además, la termoclina se mantiene profunda y las ondas condicionan su permanencia a mayores profundidades y, por tanto, no hay surgencias de aguas frías

y, finalmente, como la Corriente Surecuatorial se reduce, el calentamiento es mayor en un volumen de agua menor.

En cuanto a la detección de este fenómeno en las costas pacíficas de México, existen algunas investigaciones al respecto. Gallegos *et al.* (1984) registraron EN 1982-83 en las costas de Guerrero. El aporte científico más importante de este trabajo fue no sólo su primer registro en el país, sino la observación de que la onda de Kelvin llega

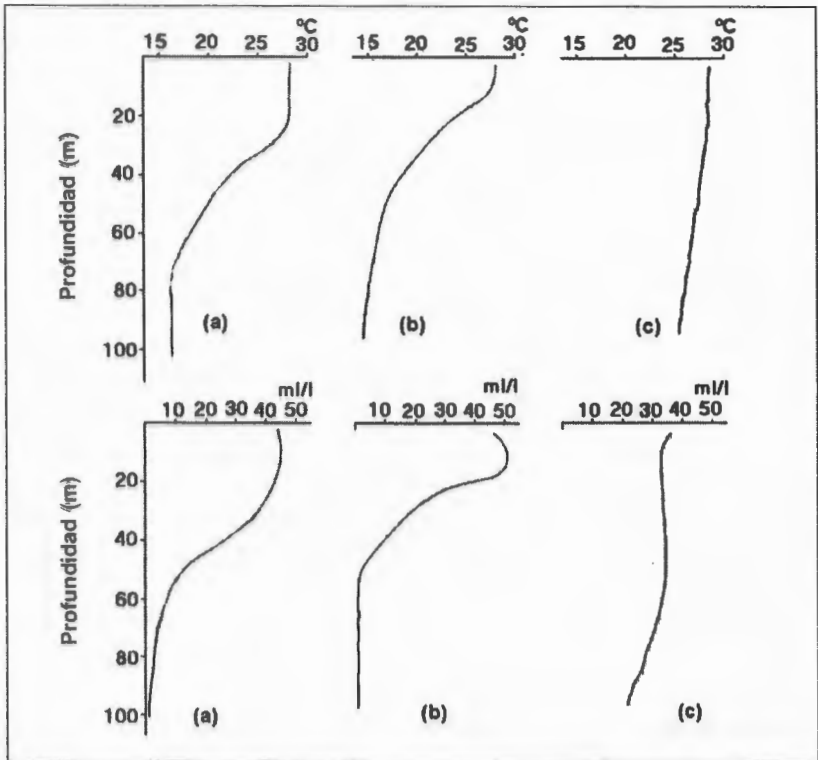


Figura 59. Perfiles térmicos (parte superior) en una localidad frente a Guerrero, en febrero de 1982 (a), abril de 1982 (b) y enero de 1983 (c). Perfil de oxígeno disuelto (parte inferior) en una localidad frente a Guerrero, en febrero de 1982 (a), abril de 1982 (b) y enero de 1983 (c) (tomado de Gallegos *et al.*, 1984).

tanto a las costas de Centroamérica como Norteamérica, situación no descrita anteriormente por otros autores. Gallegos *et al.* (1984) determinaron, además, el desplazamiento de las aguas costeras hacia mar afuera y en dirección al norte, por una masa de agua uniforme procedente de bajas latitudes y caliente (con un grosor de 0 a 100 m) que hundió la termoclina y la oxiclina (Figura 59); en ese fenómeno se destacó el incremento térmico de 6° C y el del nivel del mar en 45 cm en Acapulco (Figura 60). En esa misma región Ramos *et al.* (1986) detectaron una disminución en el contenido de silicatos y fosfatos por la invasión de una masa de agua pobre en nutrientes procedente de bajas latitudes. En un área más al norte (Manzanillo) y en EN 1986-87, De la Lanza (1994) registró un cambio en la distribución del contenido de nutrientes, a consecuencia de una invasión de una masa de agua distinta a la local.

En la costa occidental de la península de Baja California, el fenómeno EN en su máximo grado, como el de 1982-83, inhibió el pro-

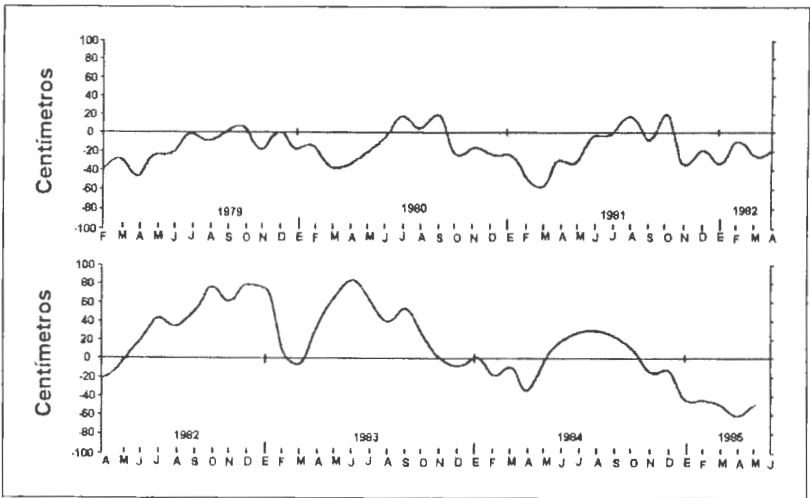


Figura 60. Registro del nivel medio del mar de febrero de 1979 a mayo de 1985, en la bahía de Acapulco, Guerrero (tomado de Gallegos *et al.*, 1984).

ceso de surgencias con hundimiento de la termoclina, disminuyendo la producción primaria, como lo han señalado algunos autores. Torres y Álvarez (1985) registraron en ese fenómeno un incremento en la temperatura y en el nanoplancton, así como una disminución en el contenido de nutrientes y en la abundancia de diatomeas y dinoflagelados.

En el Golfo de California la información sobre el registro de EN es heterogénea y contradictoria, y depende de la intensidad del fenómeno y de la región del golfo; por ejemplo, para la región del *alto golfo* la amplia variabilidad climática puede tener efectos en la mezcla vertical, pudiendo ocurrir tanto en períodos de ENSO o en ausencia de ENSO, como en 1973 (año ENSO) y en 1988 (no ENSO; Lavin *et al.*, 1997).

Por su parte, Baumgartner y Christensen (1985) y Marinone (1988), refieren el aumento del nivel del mar durante los ENSO con el incremento del volumen del Agua Ecuatorial Superficial (que entra al golfo), especialmente registrada al norte de la Cuenca de Guaymas.

Es importante señalar que la respuesta del marco ambiental ante la presencia de EN es local, especialmente en un golfo como el de California, tal como lo señala Marinone (1988), ya que no es lo mismo un mar marginal con rasgos morfológicos complejos que un Pacífico abierto.

V. CONSIDERACIÓN FINAL

De todos los capítulos presentados anteriormente, destaca que existe un conocimiento general oceanográfico adecuado en aspectos básicos de la física y la química, muchos de los cuales fueron estudios realizados por investigadores extranjeros. Hasta últimas fechas, la participación nacional se ha incrementado en forma importante dado el interés del personal académico de universidades como la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), Universidad Autónoma de Baja California (UABC), Universidad Autónoma de Baja California Sur (UABCS), Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE), Centro de Investigaciones Biológicas del Norte (CIBNOR) dentro de las más sobresalientes. Dichas dependencias se han enfocado más a la zona costera que a la oceánica, por razones económicas, aunque la Secretaría de Marina y, a partir de los años ochenta, la UNAM, han realizado cruceros oceanográficos destinados a investigar sobre la física, la química, la geología y la biología, además del clima y los recursos no renovables. La Oceanografía, en todas sus especialidades, no es una ciencia atractiva económicamente hablando, requiere ser difundida e impulsada entre los estudiantes de nivel medio y superior, incluyendo a los de posgrado, para continuar profundizando sobre aspectos tanto generales como puntuales.

AGRADECIMIENTOS

Al Ing. Agustín Fernández Eguiarte por su asesoramiento académico y su invitación a la elaboración de la obra, así como también al técnico Salvador Hernández Pulido y a los biólogos Juan Carlos Gómez Rojas y José Luis Carvajal Pérez, por sus inapreciables apoyos. Igualmente agradezco a la Dra. Norma Sánchez Santillán por su valioso apoyo en el cálculo de huracanes.

GLOSARIO

Abiótico: sin vida. Término usado para demarcar el marco físico o ambiental donde habitan los organismos.

H₂S: ácido sulfídrico.

Ácido: perteneciente a hábitats o sustancias que tienen un pH menor que 7.

Afloramiento: *a)* lugar donde la roca del lecho está expuesta a la superficie; *b)* ascensión de una masa de agua profunda (generalmente de la isoterma de los 20° C).

Agua juvenil: agua que es el resultado de la consolidación de los magmas eruptivos, situados a mayor profundidad de la superficie.

Alcalino = (alcalinidad): perteneciente a hábitats o sustancias que tienen un pH mayor que 7 (básico).

Anóxico (a): *a)* reducción de oxígeno en los tejidos corporales por debajo de los niveles fisiológicos; *b)* ausencia de oxígeno en el agua.

Anticiclónico (giro): condición atmosférica de gran presión barométrica (superior a la normal de 1013.25 milibares) cuya circulación es a favor de las manecillas del reloj en el Hemisferio Norte; este último aplicable a giros oceánicos.

Azotobacter: bacteria fijadora de nitrógeno molecular en el agua.

Bajamar (reflujo): descenso de la marea. Nivel mínimo de una marea descendente; salida de una marea entrante en cuerpos de agua costeros.

Biótico: perteneciente a organismos vivientes.

°C: grados centígrados.

c/m³/h: unidad de producción (o productividad), primaria en fotosintetizadores; carbón/m³/hora.

Calotrix: alga fijadora de nitrógeno molecular en el agua.

Ciclónico = (giro): condición atmosférica de baja presión barométrica, cuya circulación es en contra de las manecillas del reloj en el Hemisferio Norte; esto último aplicable a giros oceánicos.

Clorofila "a": pigmento primario de todos los organismos fotosintetizadores (C₅₅H₇₂MgN₄O₅) que desprenden oxígeno. Porfirinas con un magnesio central y una ramificación fitil lipofílica. Sus máximas absorbancias son 430 y 663 nanómetros.

cm/s: unidad para medir corrientes; centímetro por segundo.

CO₃⁼: radical carbonato.

COD: carbón orgánico disuelto, generalmente expresado en miligramos por litro.

Coloide: sistema en el que las partículas de una sustancia se hallan suspendidas en un líquido; no se acumulan en la superficie ni en el fondo, se pueden emulsionar y no atraviesan membranas de colodión, más pequeñas que las arcillas, arena o lodo.

Conservativa: aquellas sales no reactivas química y biológicamente (por ejemplo, NaCl, Na₂SO₄).

COP: carbón orgánico particulado, generalmente expresado en miligramos por litro.

Coriolis (Fuerza de Coriolis): fuerza aparente que actúa sobre las partículas en movimiento y que resulta de la rotación terrestre. Hace que las partículas sean desviadas hacia la derecha de la dirección de movimiento en el Hemisferio Norte y hacia la izquierda en el Sur; la fuerza es proporcional a la velocidad y a la latitud en la que se mueve la partícula.

Corriente costera de Costa Rica = Corriente Costanera de Costa Rica: corriente sureña que alcanza el Pacífico tropical mexicano hasta Cabo Corrientes.

Detrito: a) todo tipo de material biogénico en diferentes grados de descomposición microbiana, que representa una fuente de energía

potencial para los consumidores, en donde se incluyen organismos muertos, productos de descomposición y productos extracelulares de organismos vivos, incluso materia orgánica disuelta.
b) Fragmentos de material rocoso producidos por la meteorización y desintegración de las rocas y remoción de su lugar de origen. También conocido como *detritus*.

Diatomea: miembro de la clase Bacillariophyceae. Vegetal microscópico (de 20-200 micras) con su células cubiertas por una pared dividida en dos tapas o valvas formadas por sílice; integran el fitoplancton. Las diatomeas son uno de los grupos de organismos más abundantes en el mar y fuente de alimento primario para los animales.

Dinoflagelado: organismo microscópico cubierto por una membrana silicosa dividida en dos zonas por un surco, la epitoca y la hipoteca. Presenta dos flagelados, uno transversal y otro longitudinal. Posee características de plantas (clorofila) y animales (ingestión de alimentos).

Dióxido de carbono (CO₂): anhídrido carbónico, gas incoloro, no combustible y de olor y gusto suavemente ácido. Componente normal del aire (0.03%); responsable, entre otros, del efecto de invernadero.

Desulphovibrio: bacteria fijadora de nitrógeno molecular.

EN, El Niño: incremento de la corriente cálida ecuatorial proveniente del Pacífico Occidental (Contracorriente Ecuatorial) que fluye hacia el sur a lo largo de la costa de Ecuador y Perú, desplazando hacia fuera las aguas normalmente frías. Generalmente se desarrolla a partir de julio y se hace evidente al final de diciembre, coincidiendo con un cambio hacia el sur del cinturón de lluvias tropicales (amainamiento de Vientos Alisios). En los años excepcionales la corriente puede extenderse a lo largo de la costa peruana hasta los 12° S y al norte hasta Alaska. Cuando esto sucede, el plancton y los peces mueren en las aguas y tiene lugar un fenómeno similar a la marea roja. Durante esta época son comunes el agua coloreada y las intensas bioluminiscencias.

ENOS: El Niño Oscilación Sur.

Espículas: estructura formada por la secreción de la células de algunos animales invertebrados, con la que forman su endoesqueleto; por ejemplo, en las esponjas y en las holoturias.

Estuario: cuerpo de agua costero o parte final de un río, abierto al mar y en el que se presentan variaciones de salinidad como resultado de la mezcla de agua marina con la proveniente de la cuenca fluvial. Son áreas de transición o ecotonos variables. Pueden clasificarse por su geomorfología, fisiografía, sedimentación, energía, entre otras.

Eutrófico: perteneciente o característico de los cuerpos de agua que contienen abundante materia nutritiva disuelta.

Fitoplancton (productores primarios, fotosíntesis): porción vegetal del plancton. Formas vegetales microscópicas del plancton de la división pelágica. Fotosintetizadores básicos de la materia orgánica. Los fitoplanctones más abundantes son las diatomeas.

Flóculos (polímeros): formación de compuestos macromoleculares. Reacción físicoquímica, generalmente llevada a cabo con un catalizador, calor o luz, en la cual dos o más moléculas relativamente sencillas (monómeros) se combinan en forma de cadena o polímero.

Foraminíferos: orden de animales protozoarios bentónicos o planctónicos, generalmente marinos, cubiertos por un caparazón calizo o de una sustancia semejante a la quitina. Forman conchas calcáreas que son microscópicas y forman colonias.

Formidinium: alga fijadora de nitrógeno molecular.

Frústula: concha silíceo de una diatomea, la cual consiste de dos valvas, una de ellas sobrepasa a la otra. Es el constituyente principal del barro diatomáceo marino.

g/l: gramo por litro.

Geostrófico (corriente): perteneciente a una fuerza deflecionada resultante de la rotación de la Tierra.

Gymodinium: alga fijadora de nitrógeno molecular.

HCO₃⁻: radical bicarbonato.

Intemperización: conjunto de procesos físicos, químicos y biológicos que resultan de la exposición a la atmósfera, que acompaña

a la formación de suelo de la roca madre. Desintegración física y descomposición química de materiales rocosos. Dimorfismo.

Isolínea: línea trazada en un mapa o una carta que une a los puntos que tienen el mismo valor de una variable dada, en un momento dado o período específico.

Isonutria: línea que une puntos de igual concentración de nutrientes

Iso-oxa: línea que une puntos de igual concentración de oxígeno disuelto.

Isoterma: línea que une puntos de igual temperatura.

Kg: kilogramo.

Ly/min. (lanley por minuto): unidad de radiación solar equivalente a una caloría por centímetro cuadrado por minuto o 697.8 Watts/m²/segundo.

μ = Micra: a) unidad de longitud que corresponde a una milésima de milímetro; b) unidad usada para medir la longitud de onda.

μM/kg: micromoles por kilogramo. Unidad usada para medir la concentración de carbonatos.

μg: microgramo.

μg/l: microgramo por litro.

(μg at/l): microgramo átomo por litro. Unidad usada en la concentración de nutrientes; =μM (micro mol)

m: metro.

m²: metro cuadrado.

m³: metro cúbico.

Marea Roja: florecimiento explosivo de animales microscópicos, generalmente dinoflagelados, que le dan al agua una coloración roja o pardo-rojiza (por ejemplo, los géneros *Gymnodinium* y *Peridinium*).

Masa de agua: volumen de agua usualmente identificado por niveles típicos de temperatura y salinidad que le son característicos y permiten distinguirlo de las aguas circundantes.

Metamorfismo: a) suma de procesos que se desarrollan debajo de la zona de la intemperie en donde se presentan cambios pronunciados de temperatura, humedad, presión y composición química, con recristalización de material rocoso; b) proceso en el

cual el calor y la presión provocan una recristalización de las rocas.

mg/m³: miligramos/m³. Unidad empleada para referir concentración de clorofila y pigmentos en agua.

Micronutrientes: compuestos inorgánicos nitrogenados, fosforados, silicatados u otros, en concentraciones de microgramos que requieren los organismos en la fotosíntesis.

ml/l: mililitro por litro. Unidad usada para medir la concentración de gases como el oxígeno disuelto en el agua.

ml: mililitro.

MO: materia orgánica.

MOD: materia orgánica disuelta.

MOP: materia orgánica particulada.

MST: materia suspendida total.

°N: grados de latitud Norte.

N₂: nitrógeno.

NH₄: amonio. Nutriente inorgánico para productores primarios (vegetación). Un producto intermedio del ciclo del nitrógeno en los cuerpos de agua, donde la materia orgánica se descompone anaeróbicamente.

No conservativo: no reactivo química y biológicamente, aplicado a sales inorgánicas.

NO₂: nitrito.

NO₃: nitrato. Forma inorgánica oxidada del nitrógeno, que es un nutriente importante en las aguas naturales. La forma más abundante del nitrógeno y fácilmente asimilable por los organismos marinos. Al igual que el fosfato es un nutriente esencial. Se han hecho estimaciones de la productividad primaria determinando las concentraciones de nitratos de una muestra de agua.

Nortes: vientos huracanados del Golfo de México que soplan del Norte, tienen un carácter continental y suelen presentarse cuando hay un mínimo de presión bien marcado al sur o al oeste o noroeste de los Estados Unidos de Norteamérica. Invasión de una masa de aire polar modificada a su paso por el territorio de Estados Unidos,

dentro del Golfo de México. La orografía tiene un efecto sobre la distribución de las formaciones nubosas que acompañan a los nortes, que pone de manifiesto el carácter somero de la mayoría de las invasiones en la Sierra Madre Occidental del territorio mexicano.

Nostoc: alga fijadora de nitrógeno molecular.

Novilunio: posición planetaria en que se encuentran alineados la Luna, la Tierra y el Sol. En esta posición se generan máximas mareas.

Nutriente (micronutriente): cualquiera de varios compuestos inorgánicos u orgánicos o iones, que son utilizados principalmente en la fotosíntesis de los productores primarios. Los compuestos de nitrógeno y de fósforo son nutrientes esenciales. Los silicatos son esenciales para el crecimiento y desarrollo de las diatomeas. Las vitaminas como la B12, son esenciales par muchas algas y se les considera entre los nutrientes.

$\frac{0}{100}$: Partes por mil; o gramos por litro.

O₂: Oxígeno.

Oligotrófico: descripción de un cuerpo de agua, pobre en nutrientes (especialmente en nitrógeno y fósforo) y consecuentemente baja productividad con diversas especies de organismos acuáticos, de los cuales están relativamente presentes en poca abundancia. Este tipo de cuerpo de agua está caracterizado por una alta transparencia y concentración de oxígeno en la capa superior (hipolimnio) y los materiales depositados en el fondo son generalmente oscuros o cafés y contienen pequeñas cantidades de materia orgánica.

"S": grados de latitud Sur.

Oxiclina: Intervalo de profundidad en la cual se presenta una tasa máxima de disminución de oxígeno disuelto en el agua.

pH: logaritmo negativo de la concentración de iones de hidrógeno (H+) que da idea de la medida de acidez o alcalinidad en una escala de 0 (ácido), pasando de 7 (neutro) a 14 (alcalino).

Pleamar (flujo entrante): ascenso máximo de la marea creciente.

Plenilunio: posición planetaria en que se encuentran alineados la Tierra, la Luna y el Sol. En esta posición se generan máximas mareas.

PO₄ (Fosfatos): forma iónica de fósforo que existe en los cuerpos de agua naturales; un nutriente esencial para los productores primarios.

ppm: partes por millón.

Producción primaria: conversión por organismos autótrofos, del dióxido de carbono en materia orgánica, bajo la presencia de luz por unidad de área y por tiempo. Proceso mediante el cual las plantas que contienen clorofila son capaces de cambiar sustancias simples inorgánicas (CO₂ + H₂O) en orgánicas complejas utilizando la energía lumínica. Los productos de síntesis más importantes son los principios inmediatos de los alimentos, es decir, carbohidratos, proteínas y grasas.

Radiolario: miembro del orden Radiolaria de protozoos microscópicos planctónicos unicelulares que poseen un esqueleto de espículas silíceas y pseudópodos filamentosos radiantes. La mayoría de los miembros son pelágicos y muchos son luminiscentes.

Reducido (reducción): opuesto a oxidación; adición de hidrógeno a una molécula.

Remineralización (mineralización): transformación de materiales orgánicos a compuestos inorgánicos o minerales, preferentemente por la acción de microorganismos.

Sizigia (zizigia): posición en la cual el Sol y la Luna están alineados, tanto en conjunción como en oposición, respecto a la Tierra.

Surgencia: a) fenómeno que determina que aguas profundas costeras, ricas en nutrientes, asciendan a niveles superficiales por efectos del viento; b) salida del agua a la superficie.

Sustancias húmicas: material amorfo café oscuro. Sustancia de origen orgánico depositadas en el suelo sometida a un constante proceso de descomposición, transformación y estructuración, que sirven de fertilizantes para el cultivo agrícola. La mayor parte procede de estiércol. Fracción orgánica del suelo. Existen denominaciones específicas como humus de agua o humus marino.

Termoclina: intervalo de profundidad en la cual se presenta una tasa máxima de disminución de temperatura, con 1 °C/10 m de profundidad.

Termohalina: perteneciente tanto a temperatura como a salinidad; por ejemplo, circulación termohalina.

Tehuantepecanos (Tehuantepecueros): viento fuerte del Norte procedente del Golfo de México que arrecia al soplar sobre las aguas del Océano Pacífico en las inmediaciones del sur del Golfo de Thuantepec. Ocurre durante los meses más fríos del año.

Trichodesmium: alga fijadora de nitrógeno molecular.

UPS: abreviación de unidades prácticas de salinidad. Unidades de una nueva definición de salinidad (UNESCO, 1978), equivalentes a partes por mil ($‰$) o gramos por litro. Actualmente la salinidad en ups es adimensional (UNESCO, 1985).

Vientos alisios: vientos de la zona tropical que fluyen hacia el Ecuador con dirección noreste-suroeste en el Hemisferio Norte y del sureste-noroeste en el Hemisferio Sur.

W/cm² (watt por centímetro cuadrado): unidad usada para medir la radiación solar.

Zooplankton: formas marinas del plancton que incluye a diversos crustáceos, huevos y larvas de animales bentónicos y nectónicos. Son los consumidores principales del fitoplancton y, a su vez, son el alimento principal de un gran número de peces y ballenas.

Glosario tomado de De la Lanza et al., 1999.

BIBLIOGRAFÍA

- Álvarez Borrego, S. y L. A. Galindo Bect (1974), "Hidrología del alto Golfo de California I. Condiciones durante otoño", *Ciencias Marinas* 1(1): 46-62.
- Álvarez Borrego, S., G. G. Ballesteros y A. Chee Barragán (1976), "Estudio de algunas variables fisicoquímicas superficiales en la bahía de San Quintín, en verano, otoño e invierno", *Ciencias Marinas* 2(2):1-9.
- Álvarez Borrego, S. y A. Chee Barragán (1976), "Distribución superficial de fosfatos y silicatos en bahía San Quintín, B.C.", *Ciencias Marinas* 3(1):51-61.
- Álvarez Borrego, S., J. A. Rivera, Y. S. Gaxiola Castro, M. J. Acosta Ruíz y R. A. Schwartzlose (1978), "Nutrientes en el Golfo de California", *Ciencias Marinas* 5(2):53-71.
- Anderson, G. C. y R. P. Zeuschel (1970), "Release of dissolved organic matter by marine phytoplankton in coastal and offshore areas of the Northeast Pacific Ocean", *Limnology and Oceanography* 15:402-407.
- Arntz, W. E. y E. Fahrbach (1996), "El Niño", *experimento climático de la naturaleza*, Fondo de Cultura Económica, México.
- Badan, A. (1997), "La Corriente Costera de Costa Rica", en Lavin, M. F. (ed.), *Contribuciones a la oceanografía física en México*, Monografía No. 3, Unión Geofísica Mexicana, pp. 99-112.
- Barrientos MacGregor, J. R. (1986), *Contribución al estudio biológico del calamar Lolliguncula tydeus en el Golfo de California, México*, tesis de Licenciatura, UNAM, México.

- Baumgartner, T. R. y F. Jr. N. Christensen (1985), "Coupling of the Gulf of California to large-scale interannual climatic variability", *Journal of Marine Research*, 43:825-848.
- Baumgartner, T. R., H. Ferreira Bactrina, H. Shrader y A. Soutar (1985), "A 20 years varve record of siliceous phytoplankton variability in the Central Gulf of California", *Marine Geology*, 64:113-129.
- Berlage, H. P. (1957), "Fluctuations in the general atmospheric circulation of a more one year, their nature and prognostic value K", *Ned Meteor. Inst. Meded Verh*, 69.
- Bien, G. S., D. E. Contois and W. H. Thomas (1958), "The removal of soluble silica from freshwater entering the sea", *Geochemica et Cosmochemica Acta*, 14:35.
- Bjerknes, J. (1969), "Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific", *Monthly Weather Review*, 97:163-172.
- Blanton, J. y J. G. Pattullo (1970), "The subsurface boundary between subarctic Pacific water in the transition zone off southern California", *Limnology and Oceanography*, 15(4):606-614.
- Bolin, B. y E. Eriksson (1959), *Rossby Memorial Volume*, Rockefeller Institute Press, Nueva York, p. 130.
- Boyd, C. E. (1990), *Water quality in ponds for aquaculture*, Auburn University, Alabama.
- Bray, N. A. (1988), "Water mass formation on the Gulf of California", *Journal of Geophysical Research*, 93: 9223-9240.
- Burke, R. A., D. E. Reid, J. M. Brooks y A. M. Loroie (1983), "Upper water column methane geochemistry in the Eastern Tropical North Pacific", *Limnology and Oceanography*, 28(1):19-32.
- CalCOFI (California Cooperative Oceanic Fishery Investigations; 1969), *Atlas No. 20. Distribution of nitrate, nitrite, phosphate and silicate in the California Current Region*, California.
- CalCOFI (California Cooperative Oceanic Fishery Investigations; 1974), *Atlas No. 20. State of California Marine Research Committee*, California.
- Calvario O. y G. de la Lanza-Espino (1981), "Productividad primaria y productos de excreción en el noreste de la isla Isabel, México", en Villalobos Figuera, A., A. Reséndez Medina, V. Arenas Fuentes,

- G. de la Lanza Espino y S. Gómez Aguirre (eds.), *Memorias del VII Simposio Latinoamericano sobre Oceanografía Biológica*, Acapulco, México, 15-19 de noviembre de 1981, INP-ALICMAR: 155-170.
- Calvert, S. E. (1966), "Accumulation of diatomaceous silica in the sediments of the Gulf of California", *Geological Society American Bulletin*, 77:569-596.
- Case, J. T. y L. M. Cody (1983), *Island biogeography in the Sea of Cortés*, University of California, Berkeley, California.
- Chávez de Ochoa, M. C. (1975), "Algunas condiciones de surgencia durante la primavera de 1974, para el área adyacente de Punta Banda, B.C.", *Ciencias Marinas*, 2(2):111-124.
- Cline, J. D. y F. A. Richards (1972), "Oxygen deficient conditions and nitrate reduction in the Eastern Tropical North Pacific Ocean", *Limnology and Oceanography*, 14:736-739.
- Cline, J. D. e I. R. Kaplan (1975), "Isotopic fractionation of dissolved nitrate during denitrification in the Eastern Tropical North Pacific Ocean", *Marine Chemistry*, 3:271-299.
- Cochrane, J. D. (1968), *Currents and waters on the Eastern Gulf of Mexico and Western Tropical Atlantic Ocean, and of the Eastern Tropical Pacific Ocean*, Reporte no publicado del Departamento de Oceanografía y Meteorología de la Texas A & M University, Ref. 68-8T:19-38.
- Cochrane, J. D. (1969), "Circulation of the Campeche Bank in May", *Bulletin of the Japanese Society of Fisheries Oceanography*, Special Number: 123-128.
- Cochrane, J. D. (1972), Separation of an anticyclonic and subsequent developments in the Loop Current (1969), en Capurro L., R. A. y J. L. Reid (eds.), *Contributions on the physical oceanography of the Gulf of Mexico*, Gulf Publishing Co., Houston, pp. 91-106.
- Cohen, Y. y J. I. Gordon (1978), "Nitrous oxide in the oxygen minimum of the Eastern Tropical North Pacific evidence for its consumption during denitrification and possible mechanisms for its production", *Deep Sea Research*, 25:509-524.

- Collier, A., S. M. Ray and R. Magnitzky (1950), "A preliminary note on natural occurring organic substances in sea water affecting the feeding of oysters", *Science*, 111:151-152.
- Conde Gómez, J. (1991), *Análisis hidrológico y de contaminación en la bahía-Ensenada del Pabellón-Altata, Sinaloa*, tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias, UNAM, México.
- Contreras, F. (1993), *Ecosistemas costeros mexicanos*, Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad/UAM-Unidad Iztapalapa, México.
- Darnell, R. M. (1967), "Organic detritus in relation to the estuarine ecosystems", en Lauff, G. H. (ed.), *Estuaries*, Publ. 85, American Association for the Advancement of Science, Washington D.C.
- De la Lanza Espino, G. (1994), "ENSO of 1986-87 vs. contamination analyses through nitrite, nitrate and orthophosphate concentrations along a transect at 19°N, México", *Revista de Investigaciones Marinas*, 15 (4):3-12.
- De la Lanza Espino, G. y H. Lozano Montes (1999), "Comparación fisicoquímica de las lagunas de Alvarado y Términos", *Hidrobiológica*, 9(1):15-30.
- De la Lanza Espino, G., C. Cáceres Martínez, S. Adame Martínez y S. Hernández Pulido (eds.), *Diccionario de Hidrología y Ciencias Afines*, UABCS-UNAM-Plaza y Valdés, México.
- Drake, C. L., J. Imbrie, J. A. Knauss y K. K. Turekian (1978), *Oceanography*, Holt Rinehart and Winston, New York.
- El-Sayed, S. Z., W. W. Sackett, L. M. Jeffrey, A. D. Fredericks, R. P. Saunders, P. S. Conger, G. A. Frypell, K. A. Steidinges y S. A. Earle (1972), *Serial Atlas of the Marine Environment, Folio 22. Chemistry. Primary Productivity and Benthic Algae of the Gulf of Mexico*, American Geographical Society, USA.
- Elliot, B. A. (1982), "Anticyclonic rings in the Gulf of Mexico", *Journal of Physical Oceanography*, 12:1292-1309.
- Emery, W. J. and J. S. Dewar (1982), "Mean temperature-salinity, salinity-depth and temperature-depth curves for the North Atlantic and North Pacific", *Progress in Oceanography*, 11:219-305.
- Emilsson, J. (1968), *Elementos de oceanografía física*, Brasil.

- Enfield, D. B. (1988), "Is El Niño becoming more common?", *Oceanography Mag.*, 1:23-27 y 59.
- Estrada, M. y D. Blasco (1979), "Two phases of the phytoplankton community in the Baja California upwelling", *Limnology and Oceanography*, 24(6):1065-1079.
- Frederichs, D. A. y W. M. Sackett (1970), "Organic carbon in the Gulf of Mexico", *Journal of Geophysical Research*, 75(12):2199-2206.
- Froelich, N. P., K. D. Atwood y G. S. Giese (1978), "Influence of Amazon River discharge in surface salinity and dissolved silicate concentration in the Caribbean Sea Deep", *Sea Research*, 25:735-744.
- Gallegos García, A., G. de la Lanza Espino, F. Ramos Durón y M. Guzmán Arroyo (1984), "The 1982-83 warm episode in the off shore waters of Guerrero, Mexico (Northern Tropical Pacific Ocean)", *Geofísica*, Instituto Panamericano de Geografía e Historia, 21:43-53.
- Gallegos, A. y S. Czitron (1997), "Aspectos de la oceanografía física regional del Mar del Caribe", en Lavin, M. F. (ed.), *Contribuciones a la oceanografía física en México*, Monografía No. 3, Unión Geofísica Mexicana, México, pp. 225-242.
- Gaxiola Castro, G., S. Álvarez Borrego y R. A. Schwartzlose (1978), "Sistema del bióxido de carbono en el Golfo de California", *Ciencias Marinas*, 5(2):25-40.
- Gendrop Funes, V., M. J. Acosta Ruíz y R. A. Schwartzlose, (1978), "Distribución horizontal de clorofila "a" durante la primavera en la parte norte del Golfo de California", *Ciencias Marinas*, Colección de Reimpresos, 3:77-91.
- Gómez, J. y H. Vélez (1982), "Variaciones estacionales de temperatura y salinidad en la región costera de la Corriente de California", *Ciencias Marinas*, 8(2):167-176.
- Gómez Valdés, J. (1984), "Estructura hidrográfica promedio frente a Baja California", *Ciencias Marinas*, 9(2):75-86.
- González Farfías, F., M. Hernández Garza y F. Flores Verdugo (1986), "Variación estacional del detrito en los diversos ecosistemas del Golfo de California", en *Memoria del Intercambio Académico sobre la Investigación en el Mar de Cortés*, CICTUS-CONACYT, abril de 1986, Hermosillo, Sonora, México, pp. 133-148.

- Grivel, P. F. (1986-1987), *Calendario gráfico de mareas*, Instituto de Geofísica, UNAM, México.
- Gross, G. M. (1977), *Oceanography, a view of the Earth*, segunda edición, Prentice Hall Inc., New Jersey.
- Harris, H. J. (1972), "Characterization of suspended matter in the Gulf of Mexico, spatial distribution of suspended matter", *Deep Sea Research*, 19:719-726.
- Head, P. C. (1976), "Organic processes in estuaries", en Burton, J. D. and P. S. Liss (eds.), *Estuarine Chemistry*, Academic Press, Nueva York, pp. 54-85.
- Henrich, S. M. y P. M. Williams (1985), "Dissolved and particulate aminoacids and carbohydrates in the sea surface microlayer", *Marine Chemistry*, 17:141-163.
- Hochst Vélez, M. C., E. Domínguez Cuéllar y D. López Veneroni (1986), "Características físicas y químicas frente a la costa oeste de Baja California Sur", *Inv. Ocean./F.Q.*, Secretaría de Marina, Dirección General de Oceanografía Naval, vol. III, núm. 3, México, pp. 1-55.
- Ignatiades, L. y G. E. Fogg (1973), "Studies on the factors affecting the release of organic matter by *Skeletonema costatum* (Greville) cleve in culture", *Journal of Marine Biology Association*, Gran Bretaña, 53: 937-956.
- Jacobs, M. B. y M. Ewing (1969), "Suspended particulated matter: concentration in the major oceans", *Science*, pp. 163-380.
- Kennish, M. J. (1986), "Ecology of estuaries", vol. 1, *Physical and Chemical Aspects*, CRC Press Inc., Boca Ratón, Florida, pp. 149-176.
- Kester, D. R. y R. M. Pytkowicz (1967), "Determination of the apparent dissociation constant of phosphoric acid in seawater", *Limnology and Oceanography*, 12: 243-252.
- Lara Lara, J. R. y S. Álvarez Borrego (1975), "Ciclo anual de clorofilas y producción orgánica primaria en bahía San Quintín, B. C.", *Ciencias Marinas*, 2(1):77-96.
- Lavin, M. F., G. Gaxiola Castro y J. M. Robles (1995), "Winter water and nutrients in the northern Gulf of California", *Journal of Geographical Research*, 100 No, C5: 8587-8605.

- Lavin, M. F., E. Beier y A. Badan (1997), "Estructura hidrográfica y circulación del Golfo de California: escalas estacional e inter-anual", en Lavin, M. F. (ed.), *Contribuciones a la oceanografía física en México*, Monografía No. 3, Unión Geofísica Mexicana, México, pp. 141-172.
- Liss, P. S. (1976), "Conservative and non-conservative behaviour of dissolved constituents during estuarine mixing", en Burton, J. D. y P. S. Liss (eds.), *Estuarine Chemistry*, Academic Press, pp. 93-130.
- López Cortés, D., C. H. Lechuga Devéze y L. Bustillos Guzmán (1987), "Influencia hidrográfica en la distribución de la materia orgánica particulada en la zona central del Golfo de California", *Revista Latinoamericana de Microbiología*, 33:305-312.
- López Cortés, D., C. H. Lechuga Devéze y J. J. Bustillos Guzmán (1992), "Relationships of mesozooplankton and nanoplankton with temperature and salinity in Great Islands zone, Gulf of California", *Indian Journal of Marine Sciences*, 21:17-20.
- López Cortés, D. J., J. J. Bustillos Guzmán y C. H. Lechuga Devéze (1996), "Seston distribution in relation to winter hydrographic conditions in central Gulf of California", *Indian Journal of Marine Sciences*, 25:290-296.
- Luna Martínez, J. (1991), *Dinámica hidrológica (físicoquímica) del área oeste del Golfo de Tehuantepec*, tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias, UNAM, México.
- Margalef, R. (1967), "La vida suspendida en las aguas" en Castellvi, J. et al. (ed.), *Ecología marina*, Fundación La Salle de Ciencias Naturales, Caracas, Venezuela, pp. 493-562.
- Marinone, S. G. (1988), "Una nota sobre la variabilidad no estacional de la región central del Golfo de California", *Ciencias Marinas*, 14(4):117-134.
- Marinone, S. G. y M. F. Lavin (1997), "Mareas y corrientes residuales en el Golfo de California, en Lavin, M. F. (ed.), *Contribuciones a la oceanografía física en México*, Monografía No. 3, Unión Geofísica Mexicana, México, pp. 113-139.
- McAllister, C. D. (1963), "Measurements of diurnal variation in productivity at ocean station 'P'", *Limnology and Oceanography*, 8(2): 289-292.

- McAllister, C. D., N. Shah, y J. D. H. Strickland (1964), "Marine phytoplankton photosynthesis as a function of light intensity; a comparison of methods", *Journal of Fishery Research Board of Canada*, 21:159-180.
- McCormick, J. M. and J. V. Thiruvathukal (1976), *Elements of Oceanography*, W. B. Saunders Company, Philadelphia.
- McIntyre, F. (1978), "¿Por qué el mar es salado?" en Moore, J. R. (ed.), *Oceanografía*, Seleccionces de Scientific American, H. Blume Ediciones, pp. 118-151.
- Merino Ibarra, M. (1992), *Afloramiento en la plataforma de Yucatán; estructura y fertilización*, tesis doctoral, UACP y P-CCH, UNAM, México.
- Monreal Gómez, M. A. y D. A. Salas de León (1997), "Circulación y estructura termohalina del Golfo de México", en Lavin, M. F. (ed.), *Contribuciones a la oceanografía física en México*, Monografía No. 3, Unión Geofísica Mexicana, México, pp. 183-199.
- Morrison, J. M. y Jr. W. D. Nowlin (1982), "General distribution of water masses within the Eastern Caribbean Sea during the winter of 1972 and fall of 1973", *Journal of Geographical Research*, 87 (C6):4207-4229.
- Moulin, R. J. (1980), *Observaciones hidrológicas frente al litoral de Tamaulipas en el Golfo de México*, Secretaría de Marina, Dirección General de Oceanografía, México.
- Moulin, R. J. (1988), "Resultados hidrológicos del crucero DGO-MM-79-01 en el Golfo de Tehuantepec, México", *Inv. Ocean./F.Q.*, Secretaría de Marina, México, 4(1):1-36.
- Müller Karger, F. E., J. J. Walsh, R. H. Evans y M. B. Meyers (1991), "On the seasonal phytoplankton concentration and sea surface temperature cycles of the Gulf of Mexico as determined by satellites", *Journal of Geophysical Research*, 96(C7):12645-12665.
- Muñoz, M. A. (1986), "Potencial energético de las mareas en el Golfo de California", *Memorias de la Reunión Internacional Académica de Investigadores del Mar de Cortés*, CICTUS-CONACyT, Hermosillo, Sonora, México, pp. 265-271.
- Mysak, L. A. (1986), "El Niño, interannual variability and fisheries in the Northeast Pacific Ocean", *Journal of Fishery Aquatic Science*, 43:464-497.

- Nowlin, W. D. y H. J. McLellan (1967), "A characterization of the Gulf of Mexico", *Journal of Marine Research*, 25:29-59.
- Nowlin, W. D. (1971), "Water masses and general circulation of the Gulf of Mexico", *Oceanology Contribution*, 452:173-178.
- Panzarini, R. N. (1970), *Introducción a la oceanografía general*, Editorial Universitaria de Buenos Aires, Argentina.
- Pavlova, Y. V. (1966), "Seasonal variations of the California Currents", *Academic of Science Institution of Oceanography*, 6(6):806-814.
- PEMEX (1986), *Evaluación de hidrocarburos y metales pesados en la Costa Occidental de la Península de Baja California 1983-1984*, México.
- Ramos Durón, F., A. Gallegos García y G. de la Lanza Espino (1986), "Nutrient in the shelf waters of Guerrero, Mexico during the 1982-83 ENSO episode", *Revista Geofísica*, Instituto Panamericano de Geografía e Historia, México, (24):157-172.
- Ramos Durón, F. (1990), *Circulación, nutrientes y biomasa fitoplanctónica en la zona de afloramiento frente a Yucatán en julio de 1984*, tesis de Maestría, UACP y P-CCH, UNAM, México.
- Raymont J., E. G. (1980), *Plankton and productivity in the ocean*, vol. I, "Phytoplankton", 2da. edición, Pergamon Press, Oxford, pp. 65-126.
- Redfield, A. C., B. H. Ketchum y F. A. Richards (1963), "The influence of organisms on the composition of sea-water", Hill, M. N. (ed.), *The Sea*, 2: 26-77.
- Reid, J. L. (1960), *Oceanography of the North Eastern Pacific Ocean during the last ten years*, CalCOFI Report, vol. VII, California, pp. 91-95.
- Riley, J. P. y R. Chester (1989), *Introducción a la química marina*, AGT Editor, S.A., México.
- Ripa, P. M. (1990), "Seasonal circulation in the Gulf of California", *Annales Geophysicae*, 8:559-564.
- Ripa, P. M. y G. Velázquez (1993), "Modelo unidimensional de la marea en el Golfo de California", *Geofísica Internacional*, México, 32:41-56.

- Ripa, P. M. (1997), "Ondas y dinámica oceánica", en Lavin, M. F. (ed.), *Contribuciones a la oceanografía física en México*, Monografía No. 3, Unión Geofísica Mexicana, México, pp. 47-74.
- Rivero Beltrán, C. y J. A. Benítez Torres (1988), *Observaciones hidrológicas de Salina Cruz, Oaxaca y bahías adyacentes (1984-1985)*, Est. Invest. Oceanogr., Dir. Gral. Oceanogr. Nav., Secretaría de Marina, Salina Cruz, Oaxaca, México, pp. 87-91.
- Robinson, M. K. (1973), *Atlas of monthly mean sea surface and subsurface and depth of the top of the thermocline of Gulf of Mexico and Caribbean Sea*, Scripps Institution of Oceanography, University of California, EUA.
- Robles Jarero, E. G. y R. Lara Lara (1993), " 'Phytoplankton' biomass and primary productivity by size classes in the Gulf of Te-huantepec, Mexico", *Journal of Plankton Research*, 15(12):1341-1358.
- Roden, G. I. y G. W. Groves (1959), "Recent oceanographic investigations in the Gulf of California", en Van Handel, T. H. y G. G. Jr. Shor (eds.), *Memoire American Association of Petrology and Geology*, 3:30-58.
- Roden, G. I. (1964), "Oceanographic aspects of Gulf of California", en Van Aridal, T. H. y G. G. Jr. Shor (ed.), *A Symposium, Marine Geology of the Gulf of California*, Scripps Institution of Oceanography, University of California American, Association of Petroleum Geologists, Oklahoma, EUA, pp. 30-58.
- Roden, G. I. e I. Emilsson (1980), *Oceanografía física del Golfo de California*, Centro de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM, Contribución No. 90, México.
- Rosas Molina, A. (1997), *Caracterización fisicoquímica de la costa occidental de la Península de Baja California durante la temporada de invierno y primavera de 1990*, tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias, UNAM, México.
- Round, F. E. (1967), "The phytoplankton of the Gulf of California, Part I, Composition, distribution and contribution to the sediments", *Journal of Experimental Biology and Ecology*, 1:76-97.
- Ruíz, F. G. y M. Merino (1989), "Upwelling of the North coast of the Yucatán Peninsula. I", *Reunión México-Australia sobre*

- Ciencias del Mar*, julio 6-17 de 1987, Mérida, Yucatán, México.
- Sánchez Santillán, N. y G. de la Lanza Espino (1995), *La climatología de los ciclones en México y el ciclón Gilberto*, UAM-Xochimilco, México.
- Secretaría de Marina (1972a), *Informe de datos oceanográficos. I crucero VU/71-02*. Instituto Nacional de la Pesca, Secretaría de Marina, México.
- Secretaría de Marina (1972b), *Informe de datos oceanográficos del crucero IV VU/71-74 INP-SM*.
- Secretaría de Marina (1978), *Estudio fisicoquímico del Golfo de Tehuantepec*, tomo II, Dirección General de Oceanografía, México.
- Secretaría de Marina (1980), *Contribución al conocimiento de las características de las aguas del Caribe mexicano. Química del Océano*, México.
- Secretaría de Marina (1985), *Temperatura superficial del mar en la República Mexicana, Veracruz, México*, México.
- Signoret, M., C. Bulit y R. Pérez (1998), "Patrones de distribución de clorofila "a" y producción primaria en aguas del Golfo de México y del Mar Caribe", *Hidrobiológica*, 8(2):81-88.
- Silvert, J. R. y R. J. Naiman (1980), "The role of detritus and the nature of estuarine ecosystems", en Tenore, K. R. y B. C. Coull (eds.), *Marine Benthic Dynamics*, University of South Carolina Press, Columbia, EUA, p. 311.
- Torres Moye, G. y S. Álvarez Borrego (1985), "Efectos de El Niño en los nutrientes y el fitoplancton de verano de 1983, en aguas costeras de Baja California occidental", *Ciencias Marinas*, 11(3):107-113.
- Torres Orozco, E. (1993), *Análisis volumétrico de las masas de agua del Golfo de California*, tesis de Maestría, CICESE, Ensenada, Baja California, México.
- Trasviña, A. y E. D. Barton (1997), "Los nortes del Golfo de Tehuantepec: circulación costera inducida por el viento", en Lavin, M. F. (ed.), *Contribuciones a la oceanografía física en México*, Monografía No. 3, Unión Geofísica Mexicana, México, pp. 25-46.
- Turekian, K. K. (1974), *Los océanos. Fundamentos de las Ciencias de la Tierra*, Ediciones Omega, S. A., Barcelona.

- Valdés Holguin, J. E. y R. Botello (1990), "Hidrología, seston y nutrientes en el estero Sargento", *Res. II Cong. Cienc. del Mar*, México.
- Valdés Holguin, J. E., S. Álvarez Borrego y B. G. Mitchell (1998), "Photosynthetic parameters of phytoplankton in the California Current systems", *California Cooperative Oceanic Fisheries Investigation Reports*, 39: 148-158.
- Vázquez de la Cerda, A. M. (1979), *Currents and water of the upper 100 meter on the Southwestern Gulf of Mexico*, tesis de Maestría, Universidad de Texas, EUA.
- Vázquez Gutiérrez, F., G. Salvador López, A. Ramírez Álvarez, M. Turner Garcés, A. Frausto Castillo y H. Alexander Valdés (1998), "La química del agua", en Tapia García, M. (ed.), *El golfo de Tehuantepec; el sistema y sus recursos*, UAM, México, pp. 35-50.
- Vidal V., M. V., F. V. Vidal y A. F. Hernández (1990), *Atlas Oceanografía del Golfo de México*, vol. II, Instituto de Investigaciones Eléctricas, México.
- Villa Aguilar, V. e I. Cuervo López (1988), *Medición de la productividad primaria en el oeste del Golfo de México*, Secretaría de Marina, Dirección General de Oceanografía Naval, Inv. Ocean./E.Q., 4(1):37-69.
- Wangersky, P. J. (1976), "Particulate organic carbon in the Atlantic and Pacific oceans", *Deep Sea Research*, 26: 457-465.
- Warsh, C. E. and K. L. Warch (1971), "Water exchange at the mouth of the Gulf of California", *Journal of Geophysical Research*, 76(33):80-98-8106.
- Weihaupt, J. G. (1984), "Exploración de los océanos", *Introducción a la Oceanografía*, Compañía Editorial Continental, S.A. de C.V., México.
- Wyllie, J. G. (1966), *Geostrophic flow of the California Current at the surface and at 200 m*, CalCOFI Atlas No. 4.
- Wyrki, K. (1965), "Surface currents of the Eastern Tropical Pacific Ocean. Inter-American Tropical Tuna Commission", *Bulletin*, IX (5):271-304.
- Wyrki, K. (1984), "The slope of sea level along the equator during the 1982-83 El Niño", *Journal of Geophysical Research*, 89: 10419-10424.

**OBRAS PUBLICADAS
DENTRO DE LA COLECCIÓN**

I. Textos Monográficos

1. Historia y Geografía

1. *Europa y el urbanismo neoclásico en la Ciudad de México. Antecedentes y esplendores*

Federico Fernández Christlieb

2. *México a través de los mapas*

Héctor Mendoza Vargas (coord.)

3. *La Geografía, arma científica para la defensa del territorio*

Luz Ma. O. Tamayo P. de Ham

3. Sociedad

1. *Aspectos sociales de la población en México: educación y cultura*

Lilia Susana Padilla y Sotelo

4. Urbanización

1. *El clima de la Ciudad de México*

Ernesto Jáuregui Ostos

5. Economía

1. *La ganadería en México*

Gregorio Villegas Durán *et al.*

7. Relaciones Internacionales

1. *Las relaciones diplomáticas de México*

Mercedes Pereña-García

II. Textos de Carácter General

1. *México: una visión geográfica*

Atlántida Coll-Hurtado

*Características físico-químicas
de los mares de México*

Se terminó de imprimir en octubre de 2001.

Tiraje 1 000 ejemplares

TEMAS SELECTOS DE GEOGRAFÍA DE MÉXICO

Coordinación General

Dr. José Luis Palacio Prieto

Dra. Ma. Teresa Sánchez Salazar

Secciones:

I. Textos monográficos

Dra. Atlántida Coll-Hurtado

1. Historia y Geografía

Dr. José Omar Moncada Maya

2. Naturaleza

Dr. Mario Arturo Ortiz Pérez

3. Sociedad

Dra. Ma. Inés Ortiz Álvarez

4. Urbanización

Dr. Javier Delgado Campos

5. Economía

Dra. Atlántida Coll-Hurtado

6. Medio Ambiente

Mtra. Oralia Oropeza Orozco

7. Relaciones Internacionales

Dra. Atlántida Coll-Hurtado

8. La Cuenca de México

Dr. José Lugo Hubp

9. Costas y Mares

Dr. Mario Arturo Ortiz Pérez

II. Textos de carácter general

Dra. Ma. Teresa Sánchez Salazar

III. Métodos y técnicas

Dr. José Luis Palacio Prieto

Redactor cartográfico

Lic. Ma. del Consuelo Gómez Escobar

El conocimiento de los mares y océanos, desde los puntos de vista físico, químico, climático y biológico, permite comprender ciertos fenómenos que tienen injerencia sobre los recursos, y su variación en el espacio y en el tiempo. México, ubicado en una latitud tropical en poco más del 90% del territorio y con cuatro vertientes de diferentes características oceánicas, presenta un marco ambiental biótico y abiótico fértil, no sólo para el conocimiento mismo, sino también para la generación de nuevas investigaciones y para el manejo de ciertos recursos, por ejemplo, los de la zona costera.

En esta obra se abordan con un enfoque teórico, y ejemplificando en mares mexicanos de las cuatro vertientes (Golfo de México, Golfo de California, costa occidental de Baja California y Pacífico mexicano), los puntos de vista arriba citados; es decir, ciertos aspectos físicos (como luz, temperatura, salinidad, corrientes y mareas, entre otros); químicos (como sales inorgánicas del nitrógeno, fósforo y silicio, llamadas nutrientes; materia orgánica, entre otros); biológicos (como la clorofila "a") y climáticos (incluyendo el fenómeno de "El Niño"). Dichos aspectos se abordan en un nivel y lenguaje apropiados que permiten al lector, sea estudiante o público en general con ciertos conocimientos, comprender los elementos más importantes de la oceanografía nacional. Además, se utiliza una gran diversidad de fuentes bibliográficas que el lector puede consultar en detalle individualmente.



ISBN 968-856-950-X



9 789688 569504