

**Centro de Investigación Científica y de
Educación Superior de Ensenada**



GOLFO DE CALIFORNIA: ¿FUENTE O SUMIDERO DE CO₂?

TESIS

MAESTRÍA EN CIENCIAS

CLAUDIA RODRIGUEZ IBAÑEZ

Ensenada Baja California, México Agosto del 2007

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR
DE ENSENADA**



**PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS
EN ECOLOGÍA MARINA**

GOLFO DE CALIFORNIA: ¿FUENTE O SUMIDERO DE CO₂?

TESIS

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
MAESTRO EN CIENCIAS

Presenta:

CLAUDIA RODRIGUEZ IBAÑEZ

Ensenada, Baja California, México, 27 de Agosto de 2007.

RESUMEN de la tesis de CLAUDIA RODRÍGUEZ IBÁÑEZ presentada como requisito parcial para la obtención del grado de MAESTRO EN CIENCIAS EN ECOLOGÍA MARINA, Ensenada, Baja California, México. Agosto de 2007.

Resumen aprobado por:



Dr. Saúl Álvarez Borrego
Director de Tesis

En el último cuarto de siglo se han hecho estudios oceánicos sobre el flujo de CO_2 entre el agua y el aire, pero se ha hecho muy poco para conocer este proceso en la zona costera, incluyendo mares marginales. La zona costera incluye mares semicerrados como el Mar Caribe, Golfo de California, Mar Mediterráneo, etc. El Golfo de California gana calor a pesar de la evaporación. En promedio anual esta ganancia es $\sim 120 \text{ W m}^{-2}$ que tiene que ser exportada al Océano Pacífico adyacente. Agua superficial más caliente y menos densa fluye del golfo hacia el Pacífico de 0 a 200 m y es compensada por un flujo subsuperficial de 200 a 600 m del Pacífico al golfo. Recientemente se ha utilizado el valor medio anual de productividad fitoplanctónica nueva para calcular el nitrato requerido para la misma, considerando que este nitrato es fundamentalmente aportado por el Pacífico, lo que ha permitido calcular flujos netos medios anuales de agua en la boca del golfo. El resultado de este cálculo (0.53 Sv) no es significativamente diferente a uno de los más bajos de los obtenidos por métodos físicos ($0.45 \pm 0.1 \text{ Sv}$). Este flujo neto promedio, hacia el Pacífico en la superficie y hacia el golfo a profundidad, puede ser utilizado para calcular flujos netos de materiales en solución del Pacífico al golfo. La concentración total del bióxido de carbono inorgánico disuelto (TCO_2) aumenta con la profundidad. En los primeros 600 m este aumento se debe principalmente a la respiración. Por lo anterior se puede calcular un aporte neto promedio anual de TCO_2 del Pacífico al golfo. Se realizaron cálculos del aporte neto promedio anual de TCO_2 para seis escenarios diferentes. Estos escenarios consideraron flujos netos de agua diferentes, del golfo al Pacífico y viceversa, de acuerdo con la literatura, desde 0.285 Sv hasta 10 Sv. Se consideró que el escenario más aceptable es el de 0.53 Sv. En este último escenario, comparando el aporte neto anual del CO_2 del Pacífico al golfo con la producción fitoplanctónica nueva anual se infiere que el golfo es una fuente de CO_2 hacia la atmósfera con una emisión posible de 11.3×10^6 toneladas de C en forma de CO_2 año⁻¹.

Palabras clave: Bióxido de carbono, Golfo de California, Sumidero o fuente hacia la atmósfera.

ABSTRACT of the Thesis of CLAUDIA RODRIGUEZ-IBAÑEZ presented as partial requirement to obtain the MASTER OF SCIENCE degree in MARINE ECOLOGY, Ensenada, Baja California, Mexico, August 2007.

Approved by: 
Dr. Saul Alvarez-Borrego
Thesis Director

During the last three decades, oceanographic studies have been made about the air-sea CO₂ flux, but little has been made to know this process for the coastal zone, including the marginal seas. The coastal zone includes semi-enclosed seas, such as the Caribbean, the Gulf of California, the Mediterranean, etc. The Gulf of California gains heat despite evaporation. The annual average is $\sim 120 \text{ W m}^{-2}$. This heat has to be exported to the Pacific Ocean. Surface water, warmer and less dense, flows from the gulf into the Pacific from 0 to 200 m. This flow is compensated by a subsurface flow at 200-600 m from the Pacific to the gulf. Recently, the annual average of the new phytoplanktonic productivity has been used to calculate the nitrate requirement, considering that it comes mainly from the Pacific. This nitrate requirement allowed to estimate the annual average net flow of water into and out of the gulf. This estimate (0.53 Sv) is not very different from one of the lowest obtained by physical methods ($0.45 \pm 0.1 \text{ Sv}$). This average net flow, to the Pacific on the surface and to the gulf at 200-600 m, can be used to measure net flows of materials in solution from the Pacific into the Gulf. The total concentration of dissolved inorganic carbon dioxide (TCO₂) increases with depth. Up to the first 600 m the main reason for this increase is respiration. Net inputs of dissolved CO₂, from the Pacific into the Gulf, were estimated under six different scenarios. These scenarios consider different net water fluxes, from the gulf to the Pacific and viceversa, from 0.285 Sv up to 10 Sv. The most acceptable scenario was considered to be that with 0.53 Sv. Under this last scenario, comparing the net annual CO₂ input from the Pacific into the gulf with the new annual phytoplanktonic production, it was inferred that the gulf it is a source of CO₂ to the atmosphere with a possible emission of 11.3×10^6 tons of C as CO₂ year⁻¹.

Keywords: Carbon dioxide, Gulf of California, Sink or source to the atmosphere.

A Dios

A mi familia por creer siempre en mi...

Agradecimientos

Al Dr. Saúl Álvarez Borrego, le debo mi más profundo y sincero agradecimiento por su gran interés por este trabajo, su infinita paciencia, invaluable consejos y constante apoyo que hicieron posible la realización del mismo. Gracias por compartir no sólo su experiencia, sus conocimientos y su motivante entusiasmo por la labor científica, sino también su amistad. Gracias por las importantes aportaciones como experto en el conocimiento sobre sistema del bióxido de carbono.

A los Dres. Rubén Lara y Silvio Guido Marinone, les agradezco su participación como parte del comité de tesis. Su apoyo para el desarrollo de este trabajo, así como sus acertados comentarios y sugerencias que enriquecieron de manera importante esta investigación.

Al Dr. Martín Hernández por sus valiosos comentarios para el enriquecimiento de mi tesis y por su aportación en los datos que utilicé para llevar a cabo este trabajo.

De igual manera un gran agradecimiento al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología por apoyar económicamente mi formación académica a través de la beca CONACyT.

Lucerito (Queta) por desvelarte al igual que yo con tu trabajo, por apoyarme, por estar siempre con tu sonrisa y alegría que me ayudó a salir adelante. Al igual que yo compartiste las mismas presiones y exigencias de la tesis y estoy muy orgullosa que las dos hicimos un buen trabajo y terminamos a tiempo. A Sandra, Ena y Mario... gracias por ser mi apoyo para realizar mi trabajo, por ser mi paño de lágrimas y mi mayor ejemplo y motivación para salir adelante.

Lino, Emmanuel, Ana y Elba, mi novio y mis amigos ensenadenses, muchísimas gracias por el ejemplo de vivir intensamente cada segundo de nuestras vidas, por tratar de comprender mi trabajo y escucharme cada día, por estar siempre conmigo, apoyándome y animándome para culminar mi tesis, por quitarme el estrés y compartir conmigo momentos de alegría, tristezas, diversión y felicidad. Los quiero mucho.

A mis papás les agradezco infinitamente su fe, su confianza y que hayan creído en mi. Por su apoyo incondicional y su gran amor. A mi hermana Pilar por estar siempre conmigo, por creer en mí, por tu amor y tu cariño y por ser un ejemplo a seguir, por ser mi inspiración y mi mayor orgullo, te quiero mucho hermana y colega. A mi hermanos Hugo y Luz por estar siempre pendientes de mi y motivándome para salir adelante, por su amor y cariño.

CONTENIDO

	Página
I. INTRODUCCIÓN.....	1
<i>I.1. Marco teórico y conceptual.....</i>	<i>8</i>
II. AREA DE ESTUDIO.....	13
III. OBJETIVOS.....	16
IV. HIPOTESIS.....	16
V. METODOLOGIA.....	17
<i>V.1. Cálculo de la TCO₂ a partir de pH, alcalinidad específica, temperatura y salinidad.....</i>	<i>17</i>
<i>V.2. Cálculo de los flujos de bióxido de carbono disuelto para la boca del golfo.</i>	<i>21</i>
VI. RESULTADOS	27
VII. DISCUSIÓN.....	32
VIII. CONCLUSIONES.....	37
IX. LITERATURA CITADA	39

LISTA DE FIGURAS

Figura		Página
1	Diagrama simplificado del ciclo del carbono mostrando cantidades en los reservorios de carbono (en 10^9 toneladas de carbono) (Modificada de Libes, 1992).....	5
2	Flujos de agua y CO_2 en solución entre el Golfo de California y el Pacífico.....	9
3	Proporciones relativas de las tres formas inorgánicas de CO_2 disueltas en el agua de mar, en función del pH (Tomado de www.royalsoc.ac.uk).....	11
4	Golfo de California.....	15
5	Localidades de muestreo en la boca del Golfo de California (base de la bandera).....	18
6	Factor de ponderación estimado a partir del transporte neto anual integrado a través de la boca del golfo de Bray (1988a). Este factor de ponderación está dado aquí como valores relativos.....	25
7	Factor de ponderación estimado a partir del transporte neto anual integrado a través de la boca del golfo proporcionado por S. G. Marinone (comunicación personal). Este factor de ponderación está dado aquí como valores relativos.....	26
8	Distribución vertical promedio de TCO_2 para la boca del Golfo de California y para todo el año.....	27

LISTA DE TABLAS

Tabla		Página
I	Localidades geográficas de muestreo en el Golfo de California...	18
II	Resumen de los escenarios para los cálculos de los flujos de bióxido de carbono disuelto entre el Pacífico y el golfo. Los valores de TCO ₂ de cada capa son los promedios ponderados.....	22
III	Distribución vertical de TCO ₂ (mili-moles Kg ⁻¹) de cada estación de muestreo, con valores interpolados cada 25 m de 0 a 600 m y cada 100 m de 600 a 2600 m.....	28
IV	Resumen de los resultados para los diferentes escenarios de flujos de bióxido de carbono disuelto entre el Pacífico y el golfo.	31

I. Introducción

El estudio del sistema del bióxido de carbono (CO_2) ha sido históricamente motivo de investigación de oceanólogos químicos y geoquímicos. Esto se debe a que el bióxido de carbono es responsable de cerca del 95% del amortiguamiento ácido-base sobre el rango normal del pH en agua de mar. Por otro lado, el CO_2 es un gas de invernadero con un efecto significativo en la temperatura atmosférica. Debido a que el mayor reservorio de CO_2 es el océano, cambios pequeños en los procesos que afecten el reservorio oceánico pueden tener un impacto significativo en la concentración de CO_2 en la atmósfera (Pilson, 1998).

Producir estimaciones reales de un escenario climático en un futuro requiere del entendimiento de la capacidad del océano de remover el incremento de CO_2 atmosférico. Solamente a través de un entendimiento de flujos aire-agua y cantidades de bióxido de carbono acumulado en el océano se permitirá la predicción de la evolución del sistema del carbono marino en respuesta a un incremento de CO_2 atmosférico y esto a su vez podría coadyuvar a la predicción del cambio del clima en el siglo XXI.

Los océanos tienen una circulación profunda termohalina (Gordon, 1986). Esto implica que las aguas superficiales de altas latitudes se hunden y renuevan las aguas profundas hasta que finalmente vuelven a surgir en otros lugares del océano. A gran escala, ahora se conoce muy bien que el océano absorbe CO_2 atmosférico principalmente en latitudes altas y templadas, mientras que el océano es una fuente de CO_2 hacia la atmósfera generalmente en los trópicos. La distribución del flujo aire-agua de CO_2 está controlada por su solubilidad y por procesos biológicos y físicos (Le Quééré y Metal, 2004). La absorción de CO_2 antropogénico que ocurre en la interfase superficial entre la atmósfera y el océano

ha sido estimada en un valor máximo de $2.8 \pm 1.5 \text{ PgC año}^{-1}$ ($2.8 \times 10^{15} \text{ gC año}^{-1}$) (Takahashi *et al.*, 2002). El ecosistema pelágico es donde los procesos biológicos contribuyen a la incorporación y al secuestro del CO_2 por el océano, fundamentalmente por fotosíntesis y el hundimiento de partículas donde el carbono se incorpora a los compuestos orgánicos y exoesqueletos hasta llegar al sedimento. Este flujo de carbono se ha denominado “la bomba biológica” y ha sido muy efectivo en la escala geológica.

Se ha observado que la presión parcial del bióxido de carbono (pCO_2) en la superficie del océano a menudo no es igual que la pCO_2 de la atmósfera (Kelling, 1968; Kelley, 1971). Debido a esto se considera que la atmósfera y el océano no están en equilibrio con respecto al sistema del bióxido de carbono. Además el transporte de CO_2 del océano hacia la atmósfera, o viceversa, depende del gradiente de la pCO_2 en la interfase y la velocidad del viento (Gordon *et al.*, 1971). La diferencia entre las presiones parciales del agua y de la atmósfera ($\text{pCO}_{2\text{agua}} - \text{pCO}_{2\text{aire}}$) se simboliza como ΔpCO_2 . Si este gradiente es positivo el agua es una fuente de CO_2 hacia la atmósfera y viceversa.

En las regiones polares, los océanos tienen valores de ΔpCO_2 negativos, lo cual quiere decir que el agua superficial no se encuentra saturada de CO_2 . Esto promueve la transferencia de CO_2 desde la atmósfera (Takahashi *et al.*, 1993; Takahashi *et al.*, 2002). Caso contrario, en las regiones tropicales se han determinado valores positivos de ΔpCO_2 , por lo que esta zona actúa inversamente a las regiones polares (Strutton *et al.*, 2004; Feely *et al.*, 1995). En las zonas costeras se ha encontrado mucha variabilidad. Esto provoca una fuerte controversia sobre si estas zonas actúan como fuentes o sumideros de CO_2 (Friederich *et al.*, 2002).

Feely *et al.* (1995) analizaron las propiedades químicas en la columna de agua en el Pacífico oriental ecuatorial durante el evento de El Niño 1991-1994. Sus resultados sugieren que la variabilidad de los flujos de CO₂ en la interfase agua-aire es producto de una combinación de efectos físicos, como los cambios de temperatura, estado del oleaje, viento, etc. En los últimos cuarenta años se han hecho muchos estudios oceánicos de intercambio de CO₂ entre el agua y el aire, pero se ha hecho muy poco para conocer este proceso en la zona costera, que aunque solo representa el 8% de la superficie oceánica, contiene 25% de la productividad primaria total (Walsh, 1991). Los transportes de materiales de la zona costera al océano profundo y viceversa no se han estudiado a fondo. Se necesitan más datos para realizar una caracterización del papel de la zona costera en el destino del CO₂ antropogénico, o bien realizar cálculos del tipo de balance de masa para inferir como fluye el CO₂ entre cuerpos de agua costeros y la atmósfera.

El bióxido de carbono emitido a la atmósfera por actividades humanas es absorbido en parte por el océano, haciéndolo cada vez más ácido. Este aumento de acidez (que en realidad es disminución de la basicidad) ha hecho que el océano se haga cada vez menos efectivo para absorber CO₂ antropogénico. Además de los procesos físicos, el flujo de bióxido de carbono es afectado por procesos biológicos como fotosíntesis y respiración (Broecker, 1991; Longhurst, 1991; Sarmiento, 1991). Sin embargo, la bomba biológica ha sido efectiva para secuestrar CO₂ sólo en la escala geológica, ya que en la escala de tiempo corta (de décadas a siglos) los cambios de fotosíntesis no son significativos.

La atmósfera contiene $\sim 0.8 \times 10^{12}$ tC. Cada año la sociedad humana produce $\sim 7 \times 10^9$ tC en forma de CO₂ (Libes, 1992), lo que equivale a más del doble del carbono contenido

en toda la biota marina. Esta producción se debe a la quema de combustibles fósiles, fabricación de cemento, deforestación y cambios de uso de suelo. Esta tendencia de aumento nos ha llevado a un valor medio global de pCO₂ atmosférica en 2006 de ~380 ppm (el valor de la era pre-industrial fue 280 ppm que fue básicamente el mismo valor para todo el milenio pasado). Aproximadamente 30% de este carbono ha sido absorbido por el mar (118 ± 19 Gigatoneladas de C) (una Gigatonelada es igual a 10⁹ toneladas, o 10¹⁵ gC) (Sabine *et al.*, 2004). Cuando el CO₂ se disuelve en el agua de mar, el pH disminuye a pesar del efecto de amortiguamiento de la misma. Esta disolución ha bajado el pH del océano 0.1 unidades desde niveles pre-industriales (Caldeira y Wickett, 2003). El agua de los mares contiene cerca de 37 000 Gt C en forma de bióxido de carbono inorgánico disuelto (Fig. 1).

Con el aumento de la presión parcial de bióxido de carbono (pCO₂) atmosférico por el aporte antropogénico de los últimos 200 años ha habido un flujo de CO₂ del aire al agua en todos los mares (Keeling, 1989). Esta absorción del CO₂ antropogénico ha sido estimada para las zonas oceánicas del mundo (Sabine *et al.*, 2004) pero no para la zona costera y los mares marginales, incluyendo al Golfo de California. Como una manera de coadyuvar a la predicción de la magnitud de un futuro cambio climático como resultado de las emisiones de gases invernadero, es necesario adquirir un conocimiento de los flujos de CO₂ a través de la interfase océano-atmósfera y de la eficiencia del océano para almacenar el carbono, incluyendo a la zona costera. Se ha sugerido el uso de imágenes de satélite como una herramienta para monitorear pCO₂ del agua superficial del mar (Pak *et*

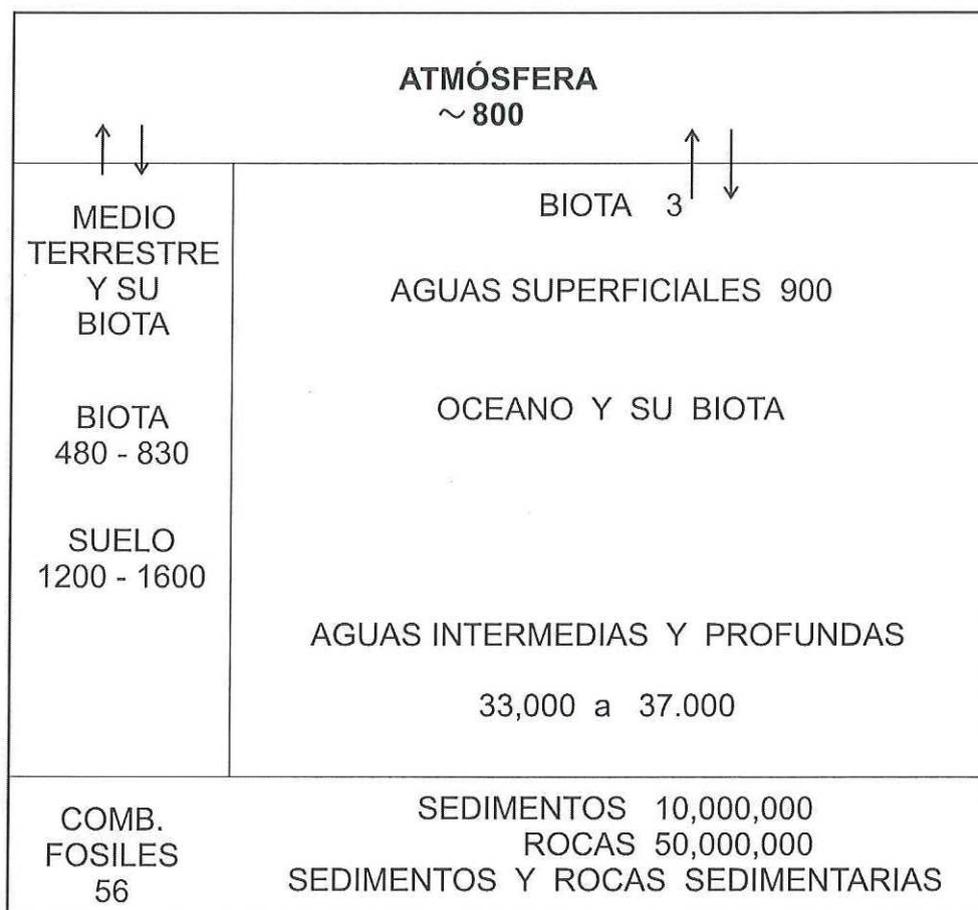


Figura 1.- Diagrama simplificado del ciclo del carbono mostrando cantidades en los reservorios de carbono (en 10^9 toneladas de carbono) (Modificada de Libes, 1992).

al., 1990; Watson *et al.*, 1991; Stephens *et al.*, 1995; Zirino *et al.*, 1997).

Hay tres aproximaciones principales para estimar los flujos netos de carbono en el océano: 1) basado en la diferencia de la pCO_2 en la superficie del océano y la atmosférica (Takahashi *et al.*, 1993); 2) modelar el océano (Sarmiento *et al.* 1992; Siegenthaker y Sarmiento, 1993 y Zirino *et al.*, 1997); y 3) basado en cálculos de concentraciones de

1992). Una cuarta posibilidad es el calcular los flujos horizontales de bióxido de carbono inorgánico disuelto en las bocas de mares marginales donde se tiene un buen conocimiento de la circulación neta promedio, como en los casos del Mar Mediterráneo, Mar Rojo y Golfo de California.

Se ha estimado la variabilidad de la $p\text{CO}_2$ para el Golfo de California utilizando mediciones superficiales de temperatura, pH, salinidad y alcalinidad específica. Con esta $p\text{CO}_{2\text{agua}}$ y la $p\text{CO}_{2\text{aire}}$ han calculado el $p\text{CO}_2$ y con un modelo sencillo han estimado flujos a través de la interfase atmósfera-océano (Zirino *et al.*, 1997). Liss (1973) y Watson *et al.* (1991) encontraron una correlación inversa entre la $p\text{CO}_2$ y la temperatura superficial y, dependiendo de la localidad, una correlación inversa entre $p\text{CO}_2$ y clorofila, en escalas de 10 a 100 km y mayores. Estas correlaciones no son constantes, varían con la época del año, la localidad y la fenomenología física local. Por lo que ellos también establecieron que la predicción de $p\text{CO}_2$ requiere de la generación de datos de muchos lugares del mundo para calibrar imágenes de satélite.

Para la región del Golfo de California se ha generado muy poca información sobre flujos de CO_2 . Hidalgo-González *et al.* (1997) estimaron la $p\text{CO}_2$ y el flujo de CO_2 a través de la interfase aire-agua para las zonas de las Grandes Islas del Golfo de California. Para ello utilizaron datos de temperatura, salinidad y pH superficial que fueron recolectados en verano de 1990. Pero con esta metodología sólo se puede saber lo que sucede en un lugar y tiempo determinado, y no es posible extrapolarlo a un año entero y a todo el golfo. Hidalgo-González *et al.* (1997) estimaron un flujo cuasi-continuo de CO_2 del agua al aire en la zona del umbral de San Esteban. Sin embargo, posiblemente esto indica que en zonas cercanas debe haber un flujo de CO_2 en el otro sentido para compensar el consumo por

fotosíntesis.

El Golfo de California es el mar mexicano más estudiado. Su productividad primaria es alta con condiciones de invierno, con vientos del noroeste. Estos producen surgencias costeras que causan florecimientos fitoplanctónicos. Un mecanismo de fertilización natural del Golfo de California es la circulación, que hace que el Golfo exporte calor al Pacífico. El Golfo de California gana calor a pesar de la evaporación, la cual es de 0.61 m año^{-1} (Beron-Vera y Ripa, 2002). En promedio anual esta ganancia es $\sim 120 \text{ W m}^{-2}$ (Castro *et al.*, 1994). Esto induce una circulación muy particular porque el golfo tiene que exportar este calor al Océano Pacífico adyacente (Lavín *et al.*, 1997).

Estudios sobre la circulación en la boca del golfo indican un patrón complejo de flujo. En el promedio anual, agua superficial más caliente y menos densa fluye del golfo hacia el Pacífico. Para compensar el volumen de este flujo hacia el Pacífico, existe un flujo a profundidades intermedias del Pacífico hacia el golfo (Lavín *et al.*, 1997). El flujo superficial hacia el Pacífico es pobre en nutrientes, mientras que el flujo hacia el golfo es rico en nutrientes (incluyendo metales traza que actúan como nutrientes) y bióxido de carbono inorgánico disuelto (Álvarez-Borrego, 2007a). El flujo superficial es de 0 a 200 m y el flujo subsuperficial es de 200 a 600 m del Pacífico al golfo (Marinone, 2003). Este tipo de flujo en la boca del golfo tiene un efecto neto de enriquecimiento de nutrientes y bióxido de carbono en las aguas del golfo, que luego son acarreadas hacia la superficie por surgencias y procesos de mezcla. Tanto los nutrientes como el bióxido de carbono son utilizados por la fotosíntesis nueva fitoplanctónica. Esta última es la fracción de la fotosíntesis del fitoplancton que no utiliza los nutrientes reciclados en la capa eufótica, sino nutrientes nuevos que son aportados principalmente por transporte vertical (surgencias) o

por transporte turbulento (Fig. 2) (Hidalgo-González y Álvarez-Borrego, 2004).

Álvarez-Borrego (2006) utilizó el valor medio anual de productividad fitoplanctónica nueva de Hidalgo-González y Álvarez-Borrego (2004) para calcular el nitrato requerido y consideró que este nitrato es fundamentalmente aportado por el Pacífico lo que le permitió calcular flujos netos medios anuales de agua en la boca del golfo. Su resultado (0.53 Sv) no es significativamente diferente al de Bray (1988a) (0.45 ± 0.05 Sv). Este flujo neto promedio, hacia el Pacífico en la superficie y hacia el golfo a profundidad, puede ser utilizado para calcular aportes netos de materiales en solución del Pacífico al golfo, tales como el CO_2 inorgánico disuelto.

La concentración total del bióxido de carbono inorgánico disuelto (TCO_2) aumenta con la profundidad. En los primeros 600 m este aumento se debe principalmente a la respiración y a la disolución de carbonato de calcio. Por lo anterior se puede esperar un aporte neto de CO_2 inorgánico disuelto del Pacífico al golfo. Comparando este aporte neto anual de CO_2 del Pacífico al golfo con la producción fitoplanctónica nueva anual se puede inferir si el golfo es una fuente o sumidero de CO_2 debido a que es posible que el bióxido de carbono esté en exceso o en deficiencia con relación a nutrientes como nitrato. Si está en exceso, las aguas del golfo son una fuente de bióxido de carbono hacia la atmósfera, y viceversa.

I. 1. Marco Teórico y Conceptual

El carbono es un elemento biológicamente activo. Su distribución en el océano es influenciada por consumo biológico en las aguas superficiales y por la oxidación de materia orgánica y la solución de carbonatos a profundidades mayores (Gaxiola *et al.*, 1978). El

dióxido de carbono, como otros gases, sigue la ley de Henry, la cual indica que un incremento en los niveles atmosféricos de CO_2 incrementa la concentración de CO_2 en la superficie del océano. Uno de los efectos del CO_2 al disolverse en el mar es que incrementa la concentración de iones hidrógeno $[\text{H}^+]$ lo cual disminuye el pH. Este es el resultado de una reacción inicial entre el agua (H_2O) y CO_2 para formar ácido carbónico (H_2CO_3). Por lo anterior la medición del pH, que es sencilla y barata, se incluye en una de las metodologías para calcular el TCO_2 .

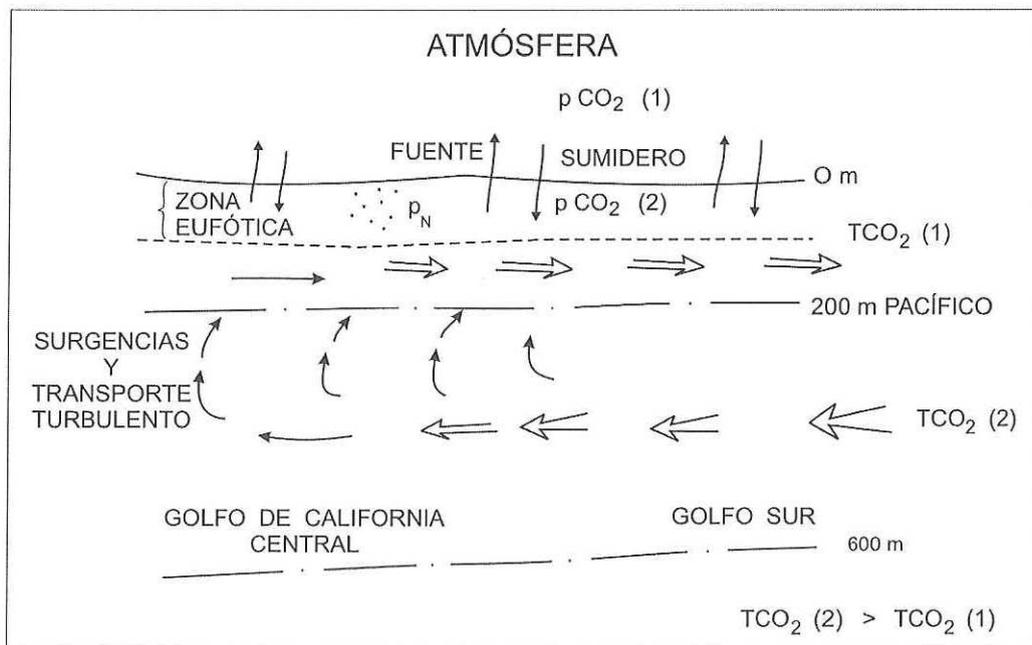


Figura 2. Flujos de agua y CO_2 en solución entre el Golfo de California y el Pacífico.

En los océanos, el CO_2 disuelto en el agua de mar existe en tres formas inorgánicas principales conocidas como carbón inorgánico disuelto. Estas son: (i) CO_2 y ácido carbónico (H_2CO_3), cuyas concentraciones generalmente se estiman juntas ($\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{CO}_3$)

(cerca del 1% de la concentración total); y dos formas cargadas eléctricamente, (ii) bicarbonato (HCO_3^-) (cerca del 91% de la concentración total), y (iii) iones carbonato (CO_3^{2-}) (cerca del 8% de la concentración total). El bicarbonato es la especie química más abundante de CO_2 disuelto en el agua de mar (Figura 3). La suma de todas estas especies químicas se denomina bióxido de carbono inorgánico total disuelto (TCO_2) (Libes, 1992).

La superficie del océano tiene un pH promedio de 8.2. Sin embargo, este pH puede variar ± 0.3 debido a factores regionales o con la estación del año. Los cambios estacionales, como los de la temperatura y los procesos biológicos, incluyendo la fotosíntesis y la respiración, contribuyen a la fluctuación del pH en el océano (González-Dávila *et al.*, 2003). Los dos factores físicos principales que afectan la distribución espacial del pH superficial del océano son: (i) temperatura; y (ii) surgencia de aguas profundas ricas en CO_2 . Cuando el CO_2 pasa del agua a la atmósfera o a los organismos fotosintetizadores, a una temperatura constante, el pH aumenta y viceversa (Libes, 1992).

El CO_2 se mueve entre la atmósfera y el océano por difusión molecular y turbulenta cuando hay una diferencia de presión parcial ($\Delta p\text{CO}_2$) cerca de la interfase entre ambos. En la parte superficial de la región fría del océano, donde se forma el agua profunda, se disuelven grandes cantidades de CO_2 en el agua, que luego se hunde a grandes profundidades para no estar más en contacto con la atmósfera por mucho tiempo. Desde hace 200 años parte de este CO_2 es antropogénico. La profundidad media de penetración del CO_2 antropogénico en el océano global es únicamente de ~ 800 m (Sabine *et al.*, 2002).

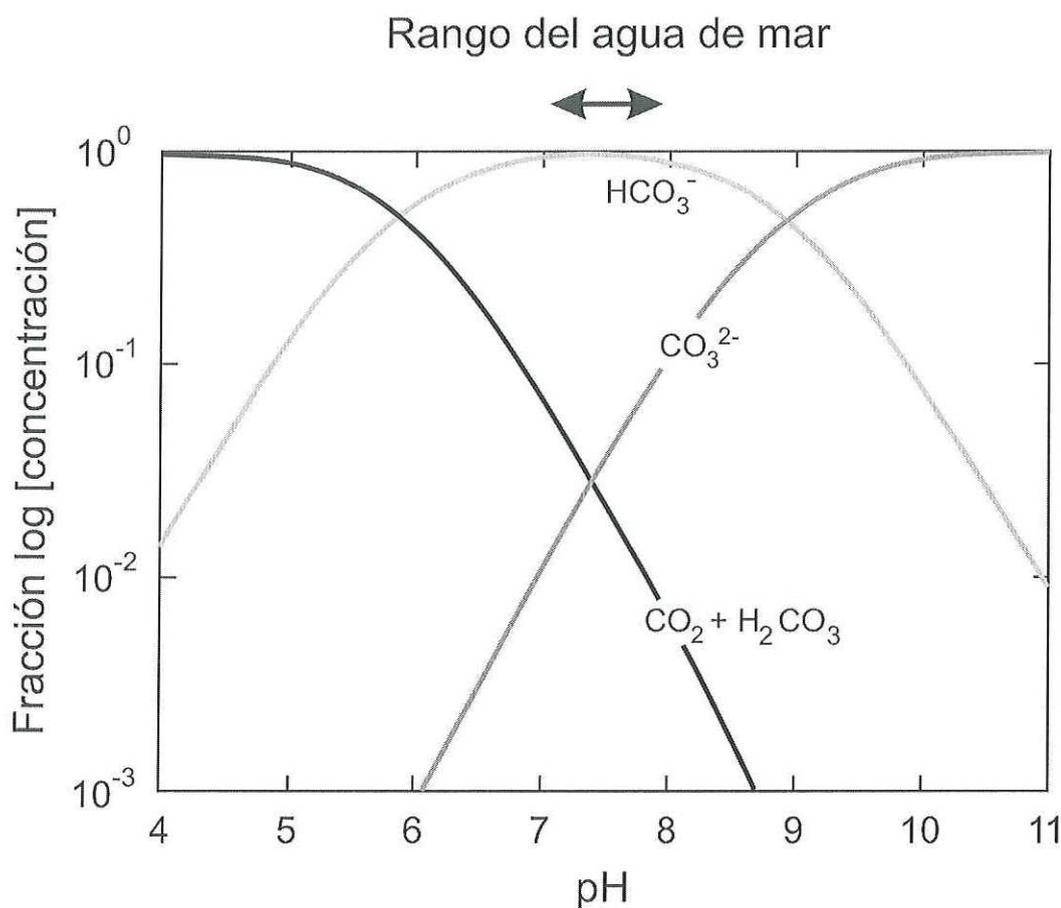


Figura 3. Proporciones relativas de las tres formas inorgánicas de CO_2 disueltas en el agua de mar, en función del pH (Tomado de www.royalsoc.ac.uk).

En latitudes bajas, en zonas de divergencia, como donde se producen surgencias, el agua fría que llega a la superficie es calentada y se desgasifica pudiendo aportar CO_2 a la atmósfera. Además de los procesos físicos que mueven CO_2 hacia o desde la atmósfera, los procesos biológicos como lo son la fotosíntesis y respiración, juegan también un papel muy importante (Pilson, 1998).

La comunidad fitoplanctónica es la principal productora primaria en el océano y es

la que consume cantidades mayores de CO_2 del mar, ya que lo fija por medio de la fotosíntesis y la producción de estructuras duras como los cocolitos. La producción primaria total fitoplanctónica (P_t) se divide en producción regenerada y producción nueva. Si P_N se debe sólo al nitrato que proviene de aguas profundas, con la fotosíntesis no necesariamente hay un efecto neto de "consumo" de CO_2 proveniente de la atmósfera local porque esa agua rica en nitrato también es rica en CO_2 (Álvarez Borrego, 2007a).

El aporte de nitratos del Pacífico al Golfo de California por el flujo de agua subsuperficial que compensa el flujo superficial de agua caliente hacia fuera del golfo es el soporte principal de la producción nueva de todo el golfo, ya que el aporte por ríos no llega ni al 1% de lo que se requiere, sobre todo después de la construcción de las presas (Álvarez-Borrego, 2007b).

El conocimiento de la P_N total anual del golfo (Hidalgo-González y Álvarez-Borrego, 2004) puede ser utilizado como herramienta comparándola con el bióxido de carbono neto que se aporta del Pacífico al golfo y con esto inferir si el golfo es una fuente o sumidero de CO_2 , ya que la diferencia entre las dos tiene que balancearse con el flujo aire-agua de CO_2 que se da en toda la extensión del golfo. Por lo anterior se aprecia que el flujo aire-agua de CO_2 se puede deducir de una manera indirecta.

II. Área de estudio

El Golfo de California es un mar dinámico marginal entre México continental y la península de Baja California, en la parte oriental del océano Pacífico. Ha sido descrito como un área subtropical de gran fertilidad y alta productividad primaria (Gilbert y Allen, 1943; Zeitzschel, 1969; Álvarez-Borrego y Lara-Lara, 1991). Sus dimensiones son de 150 km de ancho y 1100 km de longitud, con una profundidad que varía de 200 m en la cuenca más norteña a 3600 m en la cuenca de la boca (Fig. 4). Los vientos del noroeste generan surgencias en la costa oriental en invierno y primavera (condiciones de “invierno”), mientras que los vientos del suroeste causan surgencias en la costa occidental en verano y otoño (condiciones de “verano”). Topográficamente, el golfo está dividido en una serie de cuencas separadas por umbrales, con profundidades disminuyendo del sur al norte (Shepard, 1950). Hidrográficamente el golfo puede dividirse en dos partes bien diferenciadas: una al norte del umbral de la Cuenca Salsipuedes o Canal de Ballenas y otra al sur del umbral (Sverdrup, 1941; Roden, 1964; Gaxiola-Castro *et al.*, 1978). La estructura termohalina del sur del golfo es básicamente la misma que la del Pacífico ecuatorial, con modificaciones en la superficie causadas por la evaporación que excede a la precipitación (Sverdrup, 1941; Roden, 1964).

El clima y circulación de las aguas están fuertemente influenciados por la estacionalidad de los vientos y los cambios en la radiación solar. Otros agentes forzantes de la circulación del golfo son las mareas y el efecto del Océano Pacífico (Marinone, 2003). El efecto del Océano Pacífico sobre el clima del golfo se ve reducido por la cadena montañosa de entre 1 y 1.8 Km de altura en Baja California. Por lo tanto el clima del golfo es más

continental que oceánico, lo cual contribuye al desarrollo de intervalos de temperatura grandes, diurnos y anuales (Roden, 1964). En invierno la temperatura del aire decrece hacia el interior del golfo, mientras que en verano ocurre lo contrario, encontrándose diferencias entre la costa este y oeste de Baja California de hasta 10 °C (Roden, 1964; Álvarez-Borrego, 1983). La temperatura superficial del agua varía entre 14 °C en febrero y 30 °C en agosto en la parte norte, mientras que en la parte sur oscila entre 20 °C y 30 °C para los mismos meses (Branton *et al.*, 1986; Roden, 1964; Robles y Marinone, 1987; Bray, 1988a).

Los agentes forzantes que controlan la circulación del Golfo de California son la atmósfera en la superficie (flujos de calor y estrés del viento), el forzamiento del océano Pacífico, mareas y movimientos de baja frecuencia. Se han construido modelos para describir la variación temporal y espacial de la circulación en el Golfo de California. Esto resulta en una circulación compleja y variable que incluye la generación de giros que cambian su sentido de rotación de acuerdo con la época del año (Marinone, 2003; Castro *et al.*, 2006). Estos autores reportan como resultado principal para la boca del golfo una circulación superficial con agua entrando por la parte oriental en verano y saliendo por la parte occidental. Mientras que en invierno, dependiendo de los meses, se puede dar una circulación superficial con el agua saliendo hacia el Pacífico a través de toda la boca o entrando por la parte occidental y saliendo por la parte oriental. Sin embargo, como se explicó anteriormente, no toda el agua que entra por un lado del golfo sale por el otro, ya que hay flujo neto superficial del golfo al Pacífico. Los flujos netos de agua para ciertos intervalos de profundidad (por ejemplo 0-200 m y 200-600 m) no toman en cuenta la recirculación por giros o remolinos. Bray (1988a) utilizó el método geostrófico para calcular perfiles verticales de transporte anual de agua integrado a través del Golfo de

California (en un transecto en la cuenca de Guaymas) con datos de nueve cruceros (de 1939 a 1985) y estimó un promedio de aporte neto del golfo al Pacífico en la capa superficial de $0.45 \pm 0.1 \text{ Sv}$ ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) con un transporte neto igual del Pacífico al golfo en la capa subsuperficial.

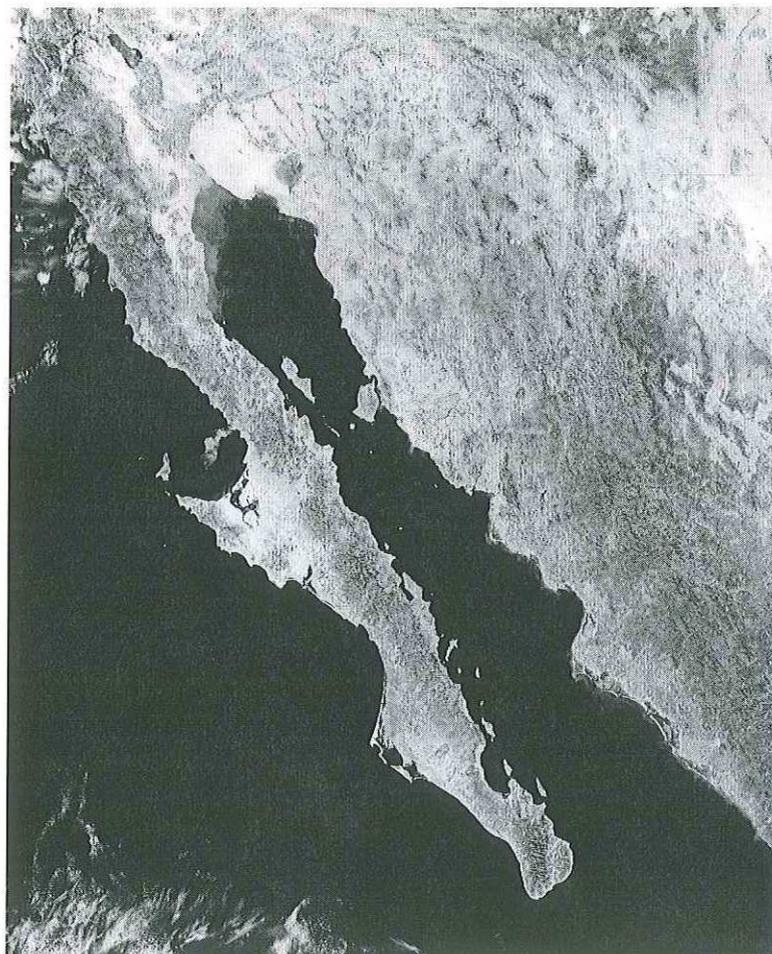


Figura 4.- Golfo de California

III. Objetivos

- 1 Estimar los transportes netos anuales de la TCO_2 del golfo hacia el Pacífico y del Pacífico hacia el interior del golfo con el fin de estimar aportes netos entre el Pacífico y el golfo.
- 2 Comparar estos aportes netos anuales del CO_2 inorgánico disuelto con la producción fitoplanctónica nueva anual para todo el golfo.
- 3 De acuerdo con estas diferencias se diserta sobre la naturaleza del golfo como fuente o sumidero de CO_2 y sobre los escenarios más razonables de flujo de CO_2 entre el Pacífico y el golfo.

IV. Hipótesis

Para los diferentes escenarios de cálculos de flujo neto de CO_2 del Pacífico al golfo:

H_0 : No hay diferencia entre la P_N anual de todo el Golfo y el aporte neto de CO_2 del Pacífico al Golfo.

$\mu_{PN} = \text{Aporte neto de } \text{CO}_2$

H_1 : Hay diferencia significativa entre la P_N anual de todo el Golfo y el aporte neto de CO_2 del Pacífico al Golfo.

$\mu_{PN} = \text{Aporte neto de } \text{CO}_2$

V. METODOLOGÍA

Para realizar los cálculos de los flujos anuales promedio de bióxido de carbono inorgánico disuelto hacia fuera y hacia dentro del Golfo en la boca del mismo, se utilizaron datos de TCO_2 reportados por Gaxiola-Castro *et al.* (1978) para abril-mayo de 1974. Además se tomó información de seis estaciones hidrográficas muestreadas en noviembre de 1985 (Zirino *et al.*, 1997) (los datos originales fueron proporcionados por J. M. Hernández Ayón, Instituto de Investigaciones Oceanológicas, UABC, Ensenada); cuatro estaciones de un crucero de Julio-Agosto de 1990 (S. Álvarez Borrego, CICESE, Ensenada, comunicación personal); y una de marzo de 1997 (Hernández Ayón, comunicación personal) (Fig. 5) (Tabla 1). Para los casos en que no hubo datos calculados de TCO_2 se utilizó información de pH, alcalinidad específica, salinidad y temperatura para calcularla. En todos estos casos se seleccionaron los datos correspondientes a la zona de la boca del golfo y con profundidades de 0 a 600 m y, donde la profundidad del fondo lo permitía, hasta 2600 m.

V.1. Cálculo de la TCO_2 a partir de pH, alcalinidad específica, temperatura y salinidad.

Para calcular la TCO_2 se deben tener las siguientes variables: pH, alcalinidad específica, temperatura y salinidad. En los casos en los que no se contó con datos de pH sino los mili-voltajes resultantes de las lecturas de los electrodos y el potenciómetro, se calculó el pH con la siguiente fórmula (1):

$$\text{pH} = (E_{\text{cell}} - E_{8.875})(8.875 - 7.458)(E_{8.875} - E_{7.458})^{-1} + 8.875, \quad (1)$$

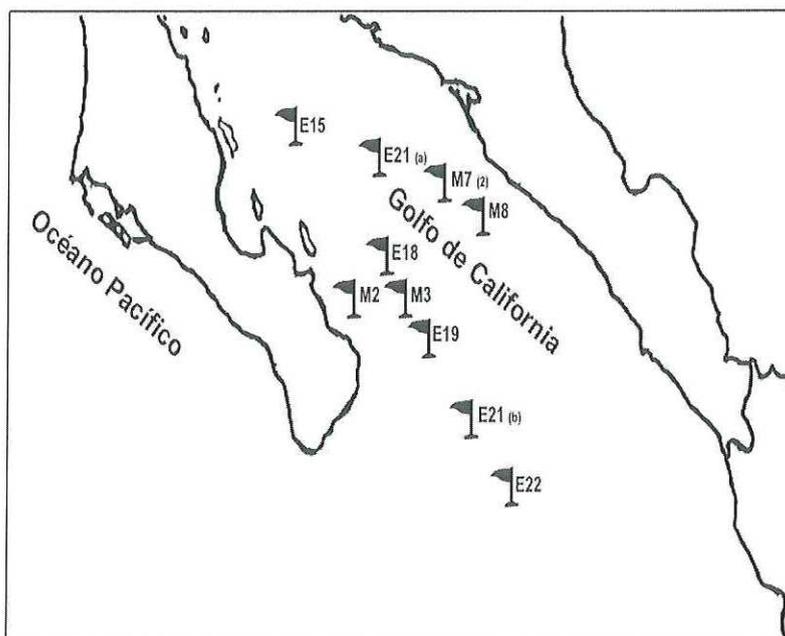


Figura 5. Localidades de muestreo en la boca del Golfo de California (base de la bandera).

Tabla I. Localidades geográficas de muestreo en el Golfo de California.

ESTACION	LATITUD N	LONGITUD W
M2	23° 39.9'	109° 18.3'
M3	23° 43.6'	109° 09.4'
M7	24° 31.4'	108° 17.2'
M7 (2)	24° 31.4'	108° 17.2'
E15	24° 47.5'	109° 43.2'
E18	23° 52.79'	109° 08.8'
E19	23° 36.3'	108° 57.4'
E21	22° 54.3'	108° 31.5'
E22	22° 35.9'	108° 19.3'
E21 (a)	24° 37.2	108° 85.7'
EG	25° 24.5'	109° 54.0'

donde E_{cell} es el voltaje de la muestra y $E_{8.875}$ y $E_{7.458}$ son los voltajes de los amortiguadores para calibración y los subíndices son los pH respectivos. Todas las ecuaciones y procedimientos se formularon en escala NBS de pH (Pilson, 1998). Los datos de pH de Zirino y de Hernández Ayón estaban en la escala de protones totales. Se utilizó la siguiente fórmula (2)(3) para convertir los valores a escala NBS:

$$\text{pH}_{\text{NBS}} = \text{pH}_{\text{T}} - \text{Log}(f_{\text{H}}), \quad (2)$$

$$\text{y } f_{\text{H}} = 0.739 + 0.0307\text{S} + 0.0000794\text{S}^2 + 0.00006443\text{T} - 0.000117\text{ST}. \quad (3)$$

La TCO_2 es (Pilson, 1998) (4):

$$\text{TCO}_2 = A_c \left[(a_{\text{H}^+})^2 + (a_{\text{H}^+}) K_1^* + K_1^* K_2^* \right] (K_1^* [(a_{\text{H}^+}) + 2K_2^*])^{-1} \quad (4)$$

donde a_{H^+} es la actividad del ión hidrógeno obtenida del pH ($\text{pH} = -\log a_{\text{H}^+}$; $a_{\text{H}^+} = 10^{-\text{pH}}$); K_1^* y K_2^* son la primera y la segunda constantes aparentes de disociación del ácido carbónico; y A_c es la alcalinidad de los carbonatos. Para calcular K_1^* (5) y K_2^* (6) se utilizan expresiones de sus logaritmos negativos de una manera similar a como se define el pH:

$$\text{p}K_1^* = 17.788 - 0.073104(\text{T}) - 0.0051087(\text{S}) + 1.1463 \times 10^{-4}(\text{T})^2, \quad (5)$$

$$\text{p}K_2^* = 20.919 - 0.064209(\text{T}) - 0.011887(\text{S}) + 8.7313 \times 10^{-5}(\text{T})^2, \quad (6)$$

donde T es la temperatura en $^{\circ}\text{K} = \text{T } ^{\circ}\text{C} + 273.15$. Estas ecuaciones de $\text{p}K$ fueron tomadas de Mehrbach *et al.* (1973), modificadas por Plath *et al.* (1980), y se reproducen en Pilson (1998). La alcalinidad de los carbonatos es (7):

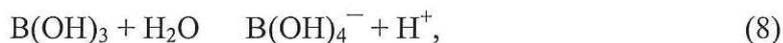
$$A_c = [\text{HCO}_3^-] + 2[\text{CO}_3^{2-}], \quad (7)$$

y resulta de restarle la alcalinidad de los boratos a la alcalinidad total: $A_c = A_{\text{T}} - A_{\text{B}}$, donde

A_T es la alcalinidad total y A_B es la alcalinidad de los boratos.

En el caso en el cual no se contó con la alcalinidad total se utilizó la alcalinidad específica o la alcalinidad normalizada por unidad de salinidad de la literatura y se combinó con la salinidad de la muestra para calcular la alcalinidad total: $A_{\text{esp}} = A_T(\text{Cl}\%_0)^{-1}$. La alcalinidad específica para las aguas superficiales de la boca del golfo se tomó igual a 0.120 miliequivalentes por cada parte por mil de clorinidad, siguiendo la sugerencia de Zirino *et al.* (1997). De tal forma, $A_T = A_{\text{esp}}\text{Cl}\%_0 = A_{\text{esp}}(S/1.80655)$. Esta alcalinidad específica se incrementó en función de la profundidad de acuerdo con la tendencia mostrada para la boca del golfo (Gaxiola Castro, 1974).

El segundo amortiguador más importante en el agua de mar, después del sistema del bióxido de carbono, está compuesto por ácido bórico y el ión bórico. La disociación del ácido bórico está dada por (8):



donde la constante aparente de disociación es (9):

$$K_B^* = (a_{\text{H}^+})^2 [\text{B(OH)}_4^-] [\text{B(OH)}_3]^{-1}. \quad (9)$$

La alcalinidad de los boratos es la concentración del ión B(OH)_4^- . Debido a que el boro tiene un razón constante con la salinidad (es un componente mayor del agua de mar), la concentración total del boro (T_B , en mol/kg), puede ser calculado a partir de la siguiente relación (10) (11) (12):

$$[B_T] = 11.88 \times 10^{-6} \times S, \quad (10)$$

$$[B_T] = [\text{B(OH)}_4^-] + [\text{B(OH)}_3], \quad (11)$$

$$A_B = [B(OH)_4^-] = K_B^* [B_T] [(a_{H^+}) + K_B^*]^{-1}. \quad (12)$$

El algoritmo dado por Edmon y Gieskes (1970) (tomada de Pilson, 1998) para calcular la constante de disociación del ácido bórico es (13):

$$pK_B^* = 2291.90 (T \text{ } ^\circ K)^{-1} + 0.01756T - 3.3850 - 0.26316 (S)^{1/3}. \quad (13)$$

Luego se calcula la alcalinidad de los carbonatos. De una manera similar a las constantes aparentes de disociación del ácido carbónico, K_B^* es el antilogaritmo del valor negativo de pK_B^* .

Todos los cálculos anteriores dan como resultado concentraciones por kilogramo. Para transformarlas a concentraciones por litro, se multiplicaron los valores de TCO_2 por 1.025 como una primera aproximación. Esta densidad es el valor promedio de los primeros 600 m de profundidad, con valores extremos de 1.022 y 1.027 (Bray, 1988b). Cualquier error derivado de que la densidad real de la muestra de agua de mar no sea exactamente 1.025 es del orden de pocas décimas de 1%, lo cual es insignificante. Con estos datos se obtuvieron promedios de las concentraciones de estas propiedades.

V.2. Cálculo de los flujos de bióxido de carbono disuelto para la boca del golfo

Estos cálculos se hicieron para una serie de escenarios. Algunos de ellos con flujos de agua en dos capas, en los primeros 200 m del golfo al Pacífico y de 200 a 600 m de profundidad del Pacífico al golfo; y otros con flujos de agua en cuatro capas, en los primeros 200 m y de 600 a 1200 m del golfo al Pacífico y de 200 a 600 m y de 1200 a 2600 m del Pacífico al golfo (Tabla II). Para ambos se consideraron flujos de agua netos,

promedios anuales, tomados de la literatura, de acuerdo con la tabla II. Los flujos de esta tabla son los flujos netos del golfo al Pacífico y viceversa, en cada caso.

Tabla II. Resumen de los escenarios para los cálculos de los flujos de bióxido de carbono disuelto entre el Pacífico y el golfo. Los valores de TCO_2 de cada capa son los promedios ponderados.

Escenarios	# de Capas	Transporte por capa ($\text{Sv } 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$)	TCO_2 por capa en mili-moles Kg^{-1}	Fuente
A	4	0.36, 0.18, 0.09, 0.27	2.196, 2.354, 2.395, 2.428	Bray, 1988a
B	4	0.228, 0.114, 0.057, 0.171	2.196, 2.354, 2.395, 2.428	Marinone, 2007
C	2	0.45, 0.45	2.159, 2.357	Bray, 1988a
D	2	1.6, 1.6	2.159, 2.357	Roden, 1964
E	2	10, 10	2.159, 2.357	Roden, 1972
F	2	0.53, 0.53	2.159, 2.357	Alvarez-Borrego, 2007

A partir de los once perfiles de distribución vertical de TCO_2 se calculó un perfil promedio anual de TCO_2 de 0 a 2600 m. A partir de este perfil promedio de TCO_2 , se calcularon promedios ponderados de TCO_2 para cada capa, en cada escenario. El factor de ponderación fue la forma del perfil promedio anual del transporte de agua integrado

transversalmente para el Golfo de California. Este factor de ponderación hace que las TCO_2 de profundidades con mayor velocidad pesen más que las TCO_2 de profundidades con menor velocidad, para un promedio apropiado de TCO_2 en cada capa. Para los escenarios con dos capas, el perfil promedio anual del transporte de agua integrado transversalmente para el Golfo de California fue el propuesto por Bray (1988a). Bray (1988a) es la única autora que ha proporcionado perfiles verticales de transporte de agua integrado para todo el golfo transversalmente, para nueve cruceros, que más o menos cubren el año entero. El perfil de transporte integrado de Bray (1988a) sólo llega hasta 500 m de profundidad. El perfil que se utilizó en este trabajo tiene la misma forma que el de Bray (1988a) pero se extiende hasta 600 m con un valor de transporte igual a cero a esta última profundidad (Fig. 6). Para los escenarios con cuatro capas se utilizó un perfil vertical de transporte integrado de agua proporcionado por Marinone (comunicación personal) (Fig. 7) y cuyas profundidades abarcan hasta 2600 m. Debido a que lo que realmente se requiere como factor de ponderación es la forma de cada perfil de transporte, por lo que los valores de transporte de las figuras 6 y 7 son relativos, ya que sólo se usan para calcular el promedio de la TCO_2 de cada capa. Utilizando el perfil basado en Bray (1988a), se calcularon promedios ponderados de la TCO_2 para las capas de 0-200 y 200-600 m; y utilizando el perfil de Marinone se calcularon promedios ponderados de la TCO_2 para las capas de 0-200, 200-600, 600-1200 y 1200-2600 m.

Los promedios ponderados de TCO_2 de cada capa se cambiaron de miliM l^{-1} a moles m^{-3} , ya que es el mismo número. Posteriormente se multiplicaron por el peso atómico del C

(12), para quedar como gramos m^{-3} . Luego se multiplicaron por los flujos netos de agua de su respectiva capa en 10^6 m^3 . En los casos de los escenarios de cuatro capas, los flujos netos de agua del golfo al Pacífico, y viceversa, se multiplicaron por la fracción de agua que entra o sale por la capa respectiva (las fracciones de los flujos de salida para las cuatro capas son 0.8 para 0-200 m y 0.2 para 600-1200 m, y para los flujos de entrada son 0.4 para 200-600 m y 0.6 para 1200-2600 m). Esto resulta en un transporte a través de toda la boca del golfo, para la capa respectiva, en gramos s^{-1} . Paso seguido se dividieron entre 1000 para obtener valores en Kg s^{-1} . Multiplicando estos valores por 86400 s día^{-1} y por $365 \text{ días año}^{-1}$, se obtuvieron valores en toneladas de C año^{-1} . Finalmente para obtener los aportes netos de bióxido de carbono inorgánico disuelto del Pacífico al Golfo de California, se hizo la sumatoria algebraica de entradas y salidas de todas las capas en cada escenario.

Los aportes netos anuales de CO_2 que resultaron para los escenarios diferentes se compararon con la productividad nueva anual total del golfo. Para un escenario determinado, si el aporte neto anual de CO_2 del Pacífico al golfo resultó menor a la productividad nueva anual, el golfo es un sumidero de CO_2 , y viceversa.

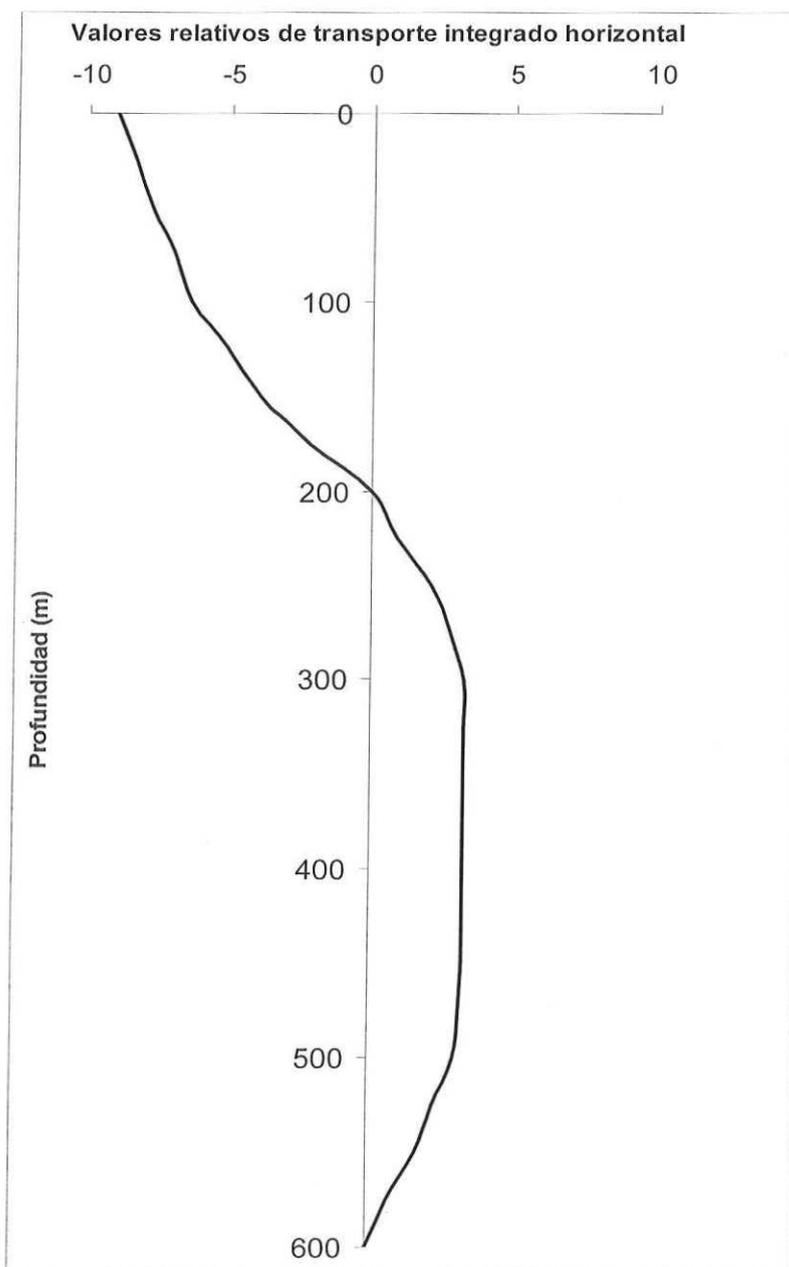


Figura 6.- Factor de ponderación estimado a partir del transporte neto anual integrado a través de la boca del golfo de Bray (1988a). Este factor de ponderación está dado aquí como valores relativos.

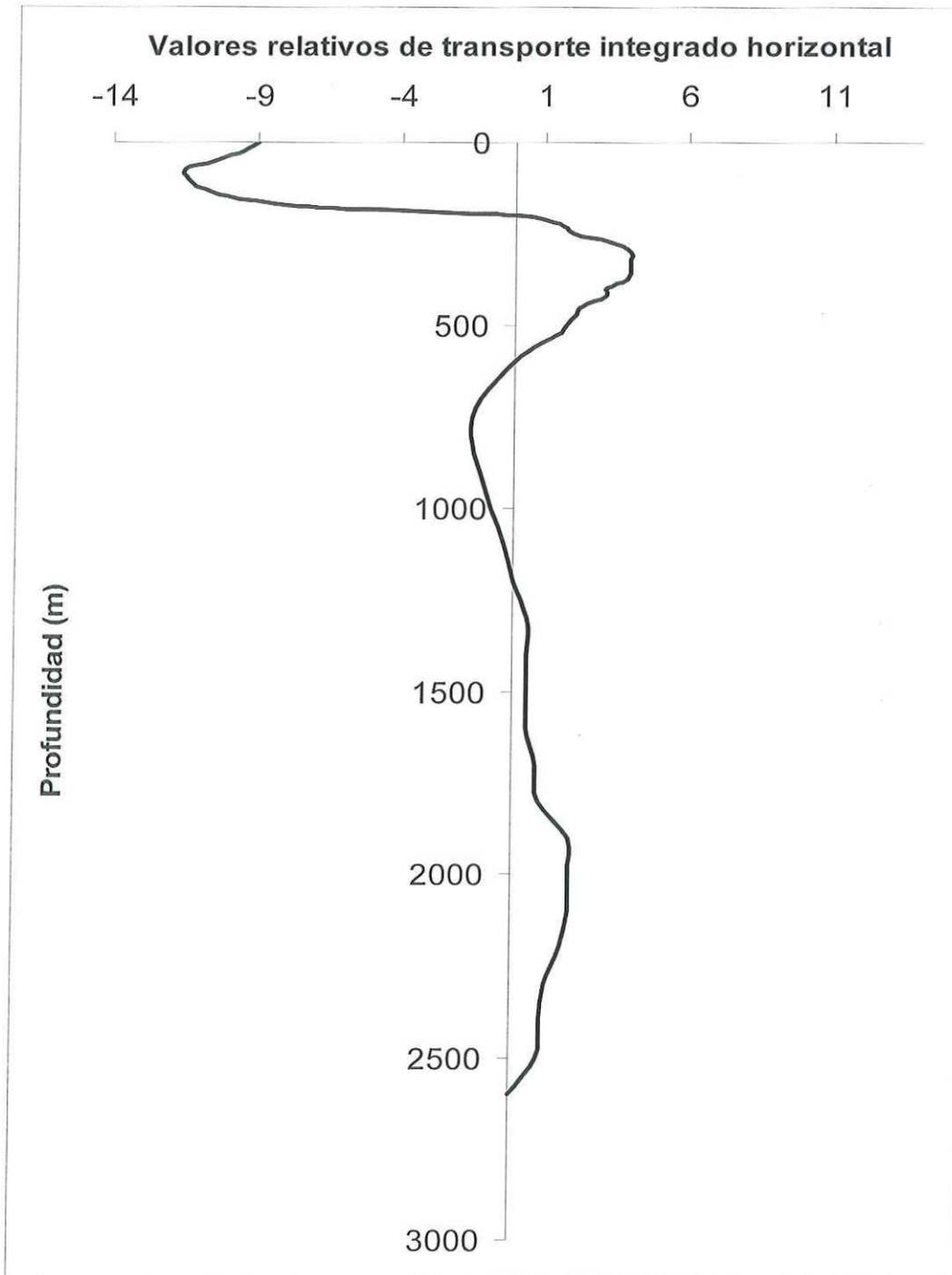


Figura 7.- Factor de Ponderación estimado a partir del transporte neto anual integrado a través de la boca del golfo proporcionado por S. G. Marinone (Comunicación personal). Este factor de ponderación está dado aquí como valores relativos.

VI. RESULTADOS

La distribución vertical promedio anual de TCO_2 para la boca del Golfo de California muestra un gradiente muy intenso en los primeros 500 m, con los valores cambiando de ~ 2.00 mili-moles Kg^{-1} en la superficie hasta >2.40 a ~ 1500 m, y manteniéndose constante de ahí a profundidades mayores (Fig. 8). Los valores individuales de la distribución vertical de TCO_2 de cada localidad muestreada se muestran en la tabla II. En esta tabla se aprecia que los valores superficiales variaron de un mínimo de 1.90 mili-moles Kg^{-1} en “verano” a 2.11 en “invierno”.

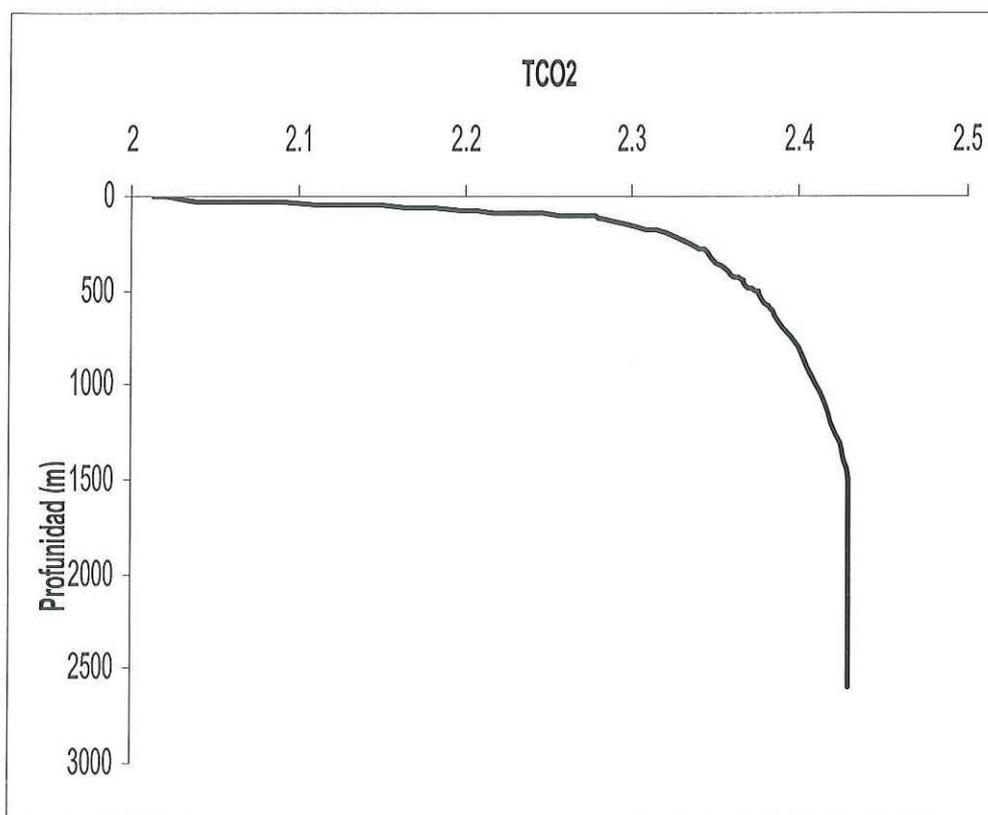


Figura 8.- Distribución vertical promedio de TCO_2 para la boca del Golfo de California y para todo el año.

Tabla III. -Distribución vertical de TCO₂ (mili-moles Kg⁻¹) de cada estación de muestreo, con valores interpolados cada 25 m de 0 a 600 m y cada 100 m de 600 a 2600 m.

Estación	M2	M3	M7	M7(2)	E15	E18	E19	E21	E22	E21(a)	EG
Fecha	27-Jul-90	27-Jul-90	1-Ago-90	1-Ago-90	3-Nov-85	4-Nov-85	4-Nov-85	4-Nov-85	4-Nov-85	Marzo-97	Mayo-1974
Profundidad (m)	TCO2	TCO2	TCO2	TCO2	TCO2	TCO2	TCO2	TCO2	TCO2	TCO2	TCO2
0	1.94	1.91	1.9	1.9	1.99	1.97	1.97	1.97	1.97	2.11	2.06
25	1.96	1.95	1.9	1.9	2.01	2.03	2	2.03	2.08	2.12	2.12
50	2.03	2.03	1.95	1.95	2.17	2.1	2.17	2.2	2.25	2.15	2.2
75	2.18	2.16	2.08	2.08	2.22	2.23	2.24	2.25	2.25	2.16	2.26
100	2.24	2.24	2.22	2.22	2.26	2.3	2.31	2.28	2.3	2.25	2.31
125	2.26	2.26	2.23	2.23	2.27	2.31	2.32	2.3	2.31	2.27	2.31
150	2.28	2.29	2.24	2.24	2.28	2.32	2.32	2.31	2.32	2.3	2.31
175	2.29	2.3	2.26	2.26	2.29	2.33	2.33	2.32	2.33	2.32	2.31
200	2.3	2.31	2.27	2.27	2.3	2.33	2.34	2.34	2.34	2.34	2.32
225	2.31	2.32	2.28	2.28	2.31	2.34	2.35	2.35	2.35	2.35	2.32
250	2.32	2.33	2.29	2.29	2.32	2.35	2.36	2.35	2.36	2.36	2.32
275	2.33	2.33	2.3	2.3	2.33	2.35	2.36	2.36	2.36	2.37	2.32
300	2.34	2.34	2.31	2.31	2.33	2.35	2.36	2.36	2.36	2.38	2.32
325	2.34	2.34	2.32	2.32	2.34	2.36	2.37	2.36	2.36	2.38	2.32
350	2.34	2.35	2.33	2.33	2.34	2.36	2.37	2.36	2.37	2.38	2.32
375	2.34	2.35	2.34	2.34	2.35	2.36	2.37	2.36	2.37	2.39	2.32
400	2.35	2.35	2.34	2.34	2.36	2.36	2.37	2.37	2.37	2.39	2.33
425	2.36	2.36	2.35	2.35	2.36	2.37	2.37	2.37	2.37	2.39	2.33
450	2.37	2.37	2.37	2.37	2.36	2.37	2.37	2.37	2.37	2.4	2.33
475	2.38	2.37	2.37	2.37	2.37	2.37	2.37	2.37	2.37	2.4	2.33
500	2.38	2.38	2.38	2.38	2.37	2.37	2.37	2.38	2.37	2.41	2.34
525	2.38	2.38	2.38	2.38	2.37	2.37	2.37	2.38	2.37	2.41	2.34
550	2.38	2.39	2.39	2.39	2.37	2.37	2.37	2.38	2.37	2.41	2.34
575	2.38	2.39	2.39	2.39	2.37	2.37	2.37	2.38	2.37	2.42	2.34
600	2.38	2.4	2.4	2.4	2.37	2.37	2.37	2.38	2.37	2.42	2.34
700	2.38	2.45	2.4	2.4	2.38	2.38	2.38	2.39	2.38	2.42	2.35
800	2.38	2.45	2.4	2.4	2.38	2.38	2.38	2.39	2.38	2.42	2.35
900	2.39	2.46	2.41	2.41	2.39	2.39	2.39	2.4	2.39	2.43	2.36
1000	2.39	2.46	2.41	2.41	2.39	2.39	2.39	2.4	2.39	2.43	2.36
1100	2.41	2.48	2.43	2.43	2.41	2.41	2.41	2.42	2.41	2.45	2.38
1200	2.41	2.48	2.43	2.43	2.41	2.41	2.41	2.42	2.41	2.45	2.38
1300	2.42	2.49	2.44	2.44	2.42	2.42	2.42	2.43	2.42	2.46	2.39
1400	2.42	2.49	2.44	2.44	2.42	2.42	2.42	2.43	2.42	2.46	2.39
1500	2.42	2.49	2.44	2.44	2.42	2.42	2.42	2.43	2.42	2.46	2.39
1600	2.42	2.49	2.44	2.44	2.42	2.42	2.42	2.43	2.42	2.46	2.39
1700	2.41	2.48	2.43	2.43	2.41	2.41	2.41	2.42	2.41	2.45	2.38
1800	2.41	2.48	2.43	2.43	2.41	2.41	2.41	2.42	2.41	2.45	2.38
1900	2.42	2.49	2.44	2.44	2.42	2.42	2.42	2.43	2.42	2.46	2.39
2000	2.42	2.49	2.44	2.44	2.42	2.42	2.42	2.43	2.42	2.46	2.39
2100	2.42	2.49	2.44	2.44	2.42	2.42	2.42	2.43	2.42	2.46	2.39
2200	2.42	2.49	2.44	2.44	2.42	2.42	2.42	2.43	2.42	2.46	2.39
2300	2.42	2.49	2.44	2.44	2.42	2.42	2.42	2.43	2.42	2.46	2.39
2400	2.42	2.49	2.44	2.44	2.42	2.42	2.42	2.43	2.42	2.46	2.39
2500	2.42	2.49	2.44	2.44	2.42	2.42	2.42	2.43	2.42	2.46	2.39
2600	2.42	2.49	2.44	2.44	2.42	2.42	2.42	2.43	2.42	2.46	2.39

SEIS ESCENARIOS

A) 4 capas, 0.45 Sv

Se consideraron los 0.45 Sv propuestos por Bray (1988a) pero aplicados a las dos capas de salida y a las dos capas de entrada propuestos por Marinone. Los promedios ponderados de TCO_2 para las diferentes capas fueron 2.196 mili-moles Kg^{-1} para 0 a 200 m, 2.354 para 200 a 600 m, 2.395 para 600 a 1200 m, y 2.428 para 1200 a 2600 m. Para las cuatro capas, de la superficial a la más profunda, se tiene 306.6×10^6 toneladas año⁻¹ de C, 164.3×10^6 , 83.6×10^6 , y 254.3×10^6 , respectivamente. La sumatoria de entradas y salidas resultó en un aporte neto de 28.4×10^6 toneladas año⁻¹ de carbono en forma de bióxido de carbono inorgánico disuelto del Pacífico al Golfo de California.

B) 4 capas, 0.285 Sv

De una manera similar al escenario A, se hicieron los cálculos tomando en cuenta las mismas capas pero con un flujo de agua del Pacífico al golfo y viceversa de 0.285 Sv de acuerdo con Marinone. Los promedios ponderados de TCO_2 para las diferentes capas fueron los mismos que en escenario A. Haciendo el mismo cálculo se llegó al resultado de cada capa y a la sumatoria de entradas y salidas resultando un aporte neto del Pacífico al Golfo de California de 18×10^6 toneladas año⁻¹ de carbono en forma de bióxido de carbono inorgánico disuelto.

C) 2 capas, 0.45 Sv

Similar a los casos de los escenarios anteriores, se hicieron los cálculos respectivos pero con dos capas (Fig. 6). Se consideró el flujo de agua del Pacífico al golfo y viceversa de

0.45 Sv propuestos por Bray (1988a). Los promedios ponderados de TCO_2 para las dos capas fueron 2.160 mili-moles Kg^{-1} para 0 a 200 m y 2.357 para 200 a 600 m. La suma de entrada y salida resultó en un aporte neto de 34.4×10^6 toneladas año^{-1} de carbono en forma de bióxido de carbono inorgánico disuelto del Pacífico al Golfo de California.

D) 2 capas, 1.6 Sv

De una manera similar al escenario C se hicieron los cálculos tomando en cuenta las mismas capas pero con un flujo de agua del Pacífico al golfo y viceversa de 1.6 Sv. Los promedios ponderados de TCO_2 para las dos capas fueron los mismos que para el escenario C. La suma de entrada y salida resultó en un aporte neto de 122.4×10^6 toneladas año^{-1} de carbono en forma de bióxido de carbono inorgánico disuelto del Pacífico al Golfo de California.

E) 2 capas, 10 Sv

De una manera similar al escenario C se hicieron los cálculos tomando en cuenta las mismas capas pero con un flujo de agua del Pacífico al golfo y viceversa de 10 Sv. Los promedios ponderados de TCO_2 para las dos capas fueron los mismos que para el escenario C. La suma de entrada y salida resultó en un aporte neto de 765.2×10^6 toneladas año^{-1} de carbono en forma de bióxido de carbono inorgánico disuelto del Pacífico al Golfo de California.

F) 2 capas, 0.53 Sv

Con un flujo igual a 0.53 Sv, y tomando en cuenta el flujo en dos capas como en los escenarios C, D y E, resulta un aporte neto de carbono en forma de bióxido de carbono del Pacífico al golfo igual a 40.5×10^6 toneladas de C año⁻¹.

Tabla IV-. Resumen de los resultados para los diferentes escenarios de flujos de bióxido de carbono disuelto entre el Pacífico y el golfo.

Escenarios	Capas	Sv $10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$	Aporte neto anual de CO ₂ al golfo (ton año ⁻¹)	Diferencia con la P _N (ton año ⁻¹)
A	4	0.45 (Bray,1988 ^a)	28.4×10^6	-0.8×10^6
B	4	0.285 (Marinone, 2007)	18×10^6	-11.2×10^6
C	2	0.45 (Bray,1988 ^a)	34.4×10^6	5.2×10^6
D	2	1.6 (Roden, 1964)	122.4×10^6	93.2×10^6
E	2	10 (Roden, 1972)	765.2×10^6	736×10^6
F	2	0.53 (Álvarez-Borrego, 2007)	40.5×10^6	11.3×10^6

VII. DISCUSIÓN

Los resultados de los seis escenarios tienen un rango muy amplio de aporte neto de 18 a 765.2×10^6 toneladas año⁻¹ de carbono en forma de bióxido de carbono inorgánico disuelto del Pacífico al Golfo de California. Álvarez Borrego (2007b) se basó en los datos de productividad nueva de Hidalgo González y Álvarez Borrego (2004) para estimar una media anual para todo el Golfo de California (P_N) de $29.2 \times 10^6 \pm 5.2 \times 10^6$ toneladas de carbono año⁻¹ para el periodo 1999-2002 (años no-El Niño). En la estimación anterior el valor 5.2×10^6 es el error. Los valores de aporte neto de carbono en forma de CO₂ del Pacífico al golfo que están por debajo de este valor promedio de P_N son los de los escenarios A y B, aunque el del escenario A no es estadísticamente significativamente diferente. Los valores de los escenarios C, D, E y F son más altos que el promedio de P_N , aunque el valor del escenario C es apenas significativamente diferente.

Para que el bióxido de carbono inorgánico disuelto que aporta el Pacífico al golfo sea asimilado por el fitoplancton se requiere que haya un mecanismo que mueva el agua hacia la zona eufótica. Estos mecanismos podrían ser las surgencias, el transporte por difusión turbulenta causada por el viento y por la mezcla por fenómenos asociados a mareas. Sin embargo, el acarreo hasta la superficie por surgencias solo proviene de unos 200-300 m de profundidad, y el transporte por difusión turbulenta más profundo se da sólo en la zona de las grandes islas (Ángel de la Guarda y Tiburón) donde se ha reportado que llega de ~500 m hasta la superficie (Simpson *et al.*, 1994). Por lo anterior, en los escenarios A y B donde los flujos de las dos capas inferiores se dan por debajo de los 600 m quizá no aportan bióxido de carbono inorgánico a la zona eufótica. En el caso de los escenarios C, D,

E y F, con dos capas con profundidad máxima de 600 m, se puede apelar a los mecanismos físicos conocidos para tener un transporte hacia la superficie del bióxido de carbono inorgánico disuelto que aporta el Pacífico al golfo. Por lo anterior, los escenarios C, D, E y F son más factibles de relacionarse con la productividad fitoplanctónica nueva.

El resultado del escenario C (34.4×10^6 toneladas de C año⁻¹) es el que más se acerca al valor de P_N , está prácticamente en el valor crítico para ser significativamente mayor que P_N . Los resultados de los escenarios D y E (122.4 y 765.2 millones de toneladas de C año⁻¹) son extremadamente elevados e indican que los valores de flujo de agua propuestos por Roden (1964 y 1972) (1.6 y 10 Sv) son inexactos. Se podría argumentar que estos últimos escenarios son correctos y que el golfo es una fuente de CO₂ hacia la atmósfera ya que la P_N sólo consume una parte de este aporte de CO₂. Pero este aporte de CO₂ del Pacífico al golfo viene acompañado de nutrientes como nitratos, fosfatos, silicatos, y metales traza como cadmio, etc., y al no ser consumidos por la P_N se estarían acumulando en el golfo. Por lo anterior, flujos de agua como los propuestos por Roden (1964 y 1972) no son congruentes con la oceanografía química y biológica del golfo. Por otro lado habría que pensar en la magnitud de las velocidades superficiales generadas por los valores diferentes de flujo neto entre el Pacífico y el golfo. Con 0.5 Sv resulta una velocidad superficial del flujo neto del golfo al Pacífico de 2.5 cm s⁻¹, lo cual es muy razonable. Con 1.6 Sv y 10 Sv estas velocidades superficiales serían igual a 8 y 50 cm s⁻¹, lo cual es muy elevado, de acuerdo a la literatura.

Por otro lado, Calvert (1966) calculó el aporte neto de silicatos del Pacífico al golfo en aproximadamente 100 millones de toneladas año⁻¹ utilizando el flujo de agua de 1.6 Sv

de Roden (1964). Este flujo de silicatos resultó ser igual a siete veces la cantidad de silicatos depositados en los sedimentos del golfo central cada año. Quizás parte de esta diferencia se deba a un flujo de agua muy elevado y parte se deba a que Calvert (1966) no tomó en cuenta la depositación de silicatos en la parte sur del golfo.

Álvarez Borrego (2007b) utilizó la razón de Redfield para transformar el aporte neto de nitrógeno en forma de nitratos, del Pacífico al golfo, a productividad nueva. Igualando el equivalente de P_N en cantidad de nitrógeno en forma de nitrato al total del aporte anual de nitrógeno en forma de nitrato le resultó un flujo de agua del Pacífico al golfo y viceversa de 0.53 Sv. Es decir, este es el flujo de agua necesario para que la concentración de nitratos en el interior del golfo se mantenga constante de año a año y sostenga la P_N . Este valor del flujo de agua no es estadísticamente significativamente diferente del de Bray (1988a). Además, Bray (1988a) hizo su cálculo en una sección transversal en la Cuenca de Guaymas, por lo que se podría pensar que el valor para la boca del golfo debe ser mayor. En este escenario F, se tiene un aporte significativamente mayor del Pacífico al golfo que lo que se requiere para P_N .

Los escenarios A y B podrían descartarse porque implican aportes de bióxido de carbono a profundidades mayores a 2000 m y no se tienen mecanismos físicos conocidos para transportar esta agua hasta la zona eufótica. Los escenarios D y E podrían descartarse porque se basan en flujos de agua exageradamente altos. Por lo anterior nos quedan los escenarios C y F. En el caso del escenario C no hay una diferencia significativa, al 95% de nivel de confianza, entre el aporte neto de bióxido de carbono del Pacífico al golfo y P_N , por lo cual se concluiría que bajo este escenario, con los datos disponibles, no se puede

discernir si el golfo es un sumidero o fuente de CO_2 de o hacia la atmósfera. En el escenario F, existe un aporte de CO_2 del Pacífico al golfo significativamente mayor que P_N , lo cual implica que el golfo es una fuente de CO_2 hacia la atmósfera con un aporte mínimo de 6×10^6 toneladas de C año⁻¹ y con un aporte máximo de 16.5×10^6 toneladas de C año⁻¹, dependiendo del valor real de la media de P_N dentro del intervalo estimado ($29.2 \times 10^6 \pm 5.2 \times 10^6$ toneladas de carbono año⁻¹). El valor medio de este aporte de CO_2 hacia la atmósfera es 11.3×10^6 toneladas de carbono año⁻¹.

Teóricamente se puede hipotetizar que el golfo debe ser una fuente de CO_2 hacia la atmósfera porque el aporte neto de bióxido de carbono del Pacífico al golfo debe estar en exceso de los nutrientes que, como los nitratos, se están aportando también del Pacífico al golfo. La concentración de bióxido de carbono en las aguas relativamente profundas del golfo (hasta 600 m) depende de los procesos biológicos (respiración), del efecto de la salinidad en la alcalinidad, de la disolución de carbonato de calcio en el tiempo que tardó en llegar el agua al golfo desde su origen (del orden de siglos), y el CO_2 preformado disuelto en el agua superficial en la zona geográfica de origen (generalmente más fría que el agua superficial del golfo y por lo tanto más rica en todos los gases) (Culberson y Pytkowicz, 1970). Esto hace que cuando las aguas relativamente profundas del golfo son acarreadas hacia la superficie por algún mecanismo físico, el bióxido de carbono inorgánico disuelto esté en exceso con relación a los nutrientes para la fotosíntesis (razones de Redfield). Una vez en la superficie, las aguas se calientan y se desgasifican. Por lo anterior, el escenario F sería el más aceptable. El escenario F requiere que el golfo emita hacia la

atmósfera 113 gramos de C en forma de bióxido de carbono $\text{m}^{-2} \text{año}^{-1}$ en promedio a todo lo largo y ancho de su extensión.

VIII. CONCLUSIONES

Debido a la disolución de carbonato de calcio en el trayecto desde el origen de las masas de agua hasta el golfo, y también al mayor bióxido de carbono inorgánico disuelto preformado cuando esa agua estaba en la superficie en altas latitudes, se esperaría que el CO_2 esté en exceso de los nitratos con relación a la razón de Redfield. Por lo que se puede teorizar que las aguas superficiales del golfo son una fuente de CO_2 hacia la atmósfera.

Los escenarios A y B, con cuatro capas, y con la capa más profunda abarcando hasta 2600 m, no son en principio convincentes porque no se ha descrito para el Golfo de California un mecanismo físico que acarree agua de más de dos kilómetros de profundidad hasta la zona eufótica, para que los nutrientes y el bióxido de carbono sean utilizados por el fitoplancton.

Los escenarios D y E, con flujos de agua muy elevados (1.6 y 10 Sv) resultan en cantidades de bióxido de carbono muy por encima de lo que se requiere por la P_N , pero esto también implica cantidades de nutrientes (como nitratos, fosfatos, etc.) que sobrarían y se estarían acumulando en el interior del golfo, lo cual no ocurre.

En el escenario C se llega a un equilibrio con un aporte de CO_2 del Pacífico al golfo igual a la P_N . Pero esto implicaría que en el trayecto de las masas de agua de su origen al golfo no hay disolución de carbonato de calcio, lo cual hubiese creado una alcalinidad específica invariante con la profundidad en el golfo. Sin embargo, la alcalinidad específica aumenta con la profundidad en el golfo y en el Pacífico adyacente.

Por lo anterior, los resultados parecen indicar que a pesar de la posible inexactitud de estos seis escenarios, el escenario más plausible es el F, porque implica un balance en

los nitratos (y posiblemente los otros nutrientes) y un exceso de bióxido de carbono que no es exagerado. De acuerdo con esto, el Golfo de California sería una fuente de bióxido de carbono hacia la atmósfera con una emisión posible de 11.3×10^6 toneladas de C en forma de CO_2 año⁻¹.

IX. LITERATURA CITADA

- Álvarez Borrego, S. y J. R. Lara Lara. 1991. The physical environment and primary productivity of the Gulf of California. En: J. P. Dauphin y B. R. Simoneit (Eds.), The Gulf and Peninsular Province of the Californias. American Association of Petroleum Geologist, Memoir 47, pags. 555-567.
- Álvarez Borrego, S. 2006. Producción fitoplanctónica nueva como una herramienta para estimar flujos de agua y aportes netos de carbono y nutrientes del Pacífico al Golfo de California. Conferencia Magistral, XVI Congreso Nacional de oceanografía. 15-19 de mayo, Manzanillo.
- Álvarez Borrego, S. 2007a. Principios generales del ciclo del carbono en el océano. En: Hernández de la Torre, B. y G. Gaxiola Castro (Eds), Carbono en los ecosistemas acuáticos de México. INE, CICESE, México, D. F. En Prensa.
- Álvarez Borrego, S. 2007b. Physical, Chemical, and Biological Oceanography of the Gulf of California. En: Richard Brusca (Ed.), Gulf of California: Conservation and Biodiversity. University of Arizona Press.
- Bense, K. 1991. Rates of phytoplankton cell division in the field and in iron enrichment experiments. *Limnology and oceanography*. 36(8): 1886-1889.
- Berón-Vera, F. J., y P. Ripa. 2002. Seasonal salinity balance in the Gulf of California, *Journal of Geophysical Research*. 107 (C8), 3100, doi: 10.1029/2000jc000769.
- Bray, N. A., 1988a. Termohaline circulation in the Gulf of California, *Journal of Geophysical Research*, 93: 4993-5020.
- Bray, N. A., 1988b. Water mass formation in the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*, 93: 9223-9240.

- Broecker, W. S. 1991: the Great Ocean Conveyor. *Oceanography* 4(1): 79-89.
- Caldeira, K. y Wickett, M. E. 2003. Anthropogenic carbon and ocean pH. *Nature*, 425: 365.
- Calvert, S. E. 1966. Accumulation of diatomaceous silica in the sediments of the Gulf of California. *Geological Society of America, Bulletin* 77: 569-596.
- Chen, C. T. A. 2004. Exchanges of carbon in the coastal seas. En: C. B. Field y M. R. Raupach (Eds.), *the Global Carbon Cycle*, Island Press, Washington, D. C., pags. 341-351.
- Culberson, C. y R. M. Pytkowicz. 1970. Oxygen-total Carbon Dioxide Correlation in the Eastern Pacific Ocean. *Journal of the Oceanographical Society of Japan*, 26: 95-100.
- Feely, R. A., R. Wanninkhof, C. E. Cosca, P. P. Murphy, M. F. Lamb, y M. D. Steckley. 1995. CO₂ distributions in the equatorial Pacific during the 1991-1992 ENSO event, *Deep Sea Res. II*, 42:365-386.
- Friederich, G. E., P. M. Walz, M. G. Burczynski y F. P. Chavez. 2002. Inorganic carbon in the central California upwelling system during the 1997–1999 El Niño–La Niña event. *Progress in Oceanography*, 54:185–203
- Gaxiola-Castro, G. 1974. Sistema del bióxido de carbono en el Golfo de California. Tesis de licenciatura. Facultad de Ciencias Marinas. UABC. Ensenada. 55.
- Gaxiola-Castro, G., S. Álvarez-Borrego y R. A. Schwartzlose. 1978. Sistema del bióxido de carbono en el Golfo de California. *Ciencias Marinas*, 5: 25-40.
- Gilbert, J. Y. y W. E. Allen. 1943. The phytoplankton of the Gulf of California obtained by the *E. W. Scripps* in 1939 and 1940. *Journal of Marine Research*, 5: 89-110.
- González-Dávila, M. Santana-Casiano, J. M., Rueda, M. J. Llinas, O. Y González, E. F. 2003. Seasonal and interannual variability of sea-surface carbon dioxide species at the

- European Station for Time Series in the ocean at the Canary Islands (ETOC) between 1996 and 2000. *Global Biogeochemical Cycles* 17(1076): pags.
- Gordon, L. I., P. K. Park, S. W. Hager, y T. R. Parsons. 1971. Carbon Dioxide partial pressure in North Pacific surface waters – Time variations. *Journal of the Oceanographical Society of Japan*, 27: 81-90.
- Gordon, A. L. 1986. Interocean exchange of thermocline water. *Journal of Geophysical Research*, 91: 5037-5046.
- Goyet, C., Walts, D. R. y Brewer, P. G. 1992. Development of PCO₂ in sea water: desing and sea trial. *Deep'sea Res.*, 39: 1015-126.
- Hidalgo González, R. M., S. Álvarez Borrego y A. Zirino. 1997. Mixing in the region of the midrift of the Gulf of California: Effect on the surface pCO₂. *Ciencias Marinas*, 23: 317-327.
- Hidalgo González, R. M. y S. Álvarez Borrego. 2004. Total and New Production in the Gulf of California estimated from ocean color data from the satellite sensor seaWIFS. *Deep'Sea Research II*, 51: 739-752.
- IPCC. 2001. The Third assessment report of intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Cambridge University Press. Cambridge, UK, y New York, USA. pp.
- Kelley J. J. y D. W. Hood. 1971. Carbon Dioxide in the Pacific ocean and the Bering Sea: Upwelling and mixing. *Journal Geophysical Research*, 76: 745-752.
- Keeling, C. D. 1968. Carbon Dioxide in surface ocean waters. 4 Global distribution. *Journal of Physical Research*. 73 (14): 4543-4553.
- Keeling, C. D., R. D. Bacastow, A. F. Carter, S. C. Piper, T. P. Whorf, M. Heimann, W. G. Mook y H. Roeloffzen. 1989. A three dimensional model of atmospheric CO₂

transport based on observed winds. I. Analysis of observational data. En: Aspects of climate variability in the Pacific and Western Americas. Geophysical Monographs, 55: 165-235.

Lavín M. F., E. Beier y A. Badan. 1997. Estructura hidrográfica y circulación del Golfo de California: escalas estacional e interanual. Pp. 141-171. En: M. F. Lavín (Ed.), Contribuciones a la Oceanografía Física en México, Monografía No. 3, Unión Geofísica Mexicana, Ensenada.

Le Quéré C. y N. Metzl. 2004. Natural Processes Regulating the Ocean Uptake of CO₂. pp 243-255. En: C. B. Field y M. R. Raupach (Eds.), The Global Carbon Cycle: Integrating Human, Climate, and the Natural World, Island Press, Washington.

Libes, S. 1992. An Introduction to Marine Biogeochemistry. Wiley and Sons, Inc. New York. 734 p.

Liss, P. S., 1973. Process of gas Exchange across an air-water interface. Deep-Sea Res., 20:221.

Longhurst, A. R. 1991. Role of marine biosphere in the global carbon cycle. Limnol. Oceanogr. 36: 1507-1526.

Marinone, S. G. 2003. A three-dimensional model of the mean and seasonal circulation of the Gulf of California. Journal of Geophysical Research, 108, No. C10: 3325, doi: 10.1029/2002JC001720.

Park, P. K. Elrod, J. A. y Kester, D. R. 1990. Applications of satellite remote sensing to marine pollution studies. Chem. Ecol., 5: 57-73.

Pilson, M. E., 1998. An introduction to the Chemistry of the sea. Prentice hall, New Jersey, 431 pags.

- Roden, G. I. 1964. Oceanographic aspects of the Gulf of California. En: Tj. H. Van Andel y G. G. Shor jr. (Eds.), *Marine Geology of the Gulf of California: A Symposium*, American Association of Petroleum Geologist, Memoir 3: 30-58
- Roden, G. I. 1972. Termohaline structure and baroclinic flow across the Gulf of California entrance and Revillagigedo Islands region. *Journal of Physical Oceanography*, 2(2) 177-183
- Sabine, C. L., R. A., Feely, N. Gruber, R. M. Key, K. Lee, J. L. Bullister, R. Wanninkhof, C. S. Wong, D.W.R. Wallace, B. Tilbrook, F. J. Millero, T. H. Peng, A. Kozyr, T. Ono, y A. F. Rios. 2004. The oceanic sink for anthropogenic CO₂. *Science*, 305: 367-371.
- Sarmiento, J. L., 1991: Slowing the buildup of fossil CO₂ in the atmosphere by iron fertilization: A comment. *Global Biogeochemical Cycles*, 5(1), 1-2.
- Sarmiento, J. L., y U. Siegenthaler. 1992. New production and the global carbon cycle. Pp. 317-332, En: *Primary productivity and biogeochemical cycles in the sea*, P. G Falkowski y A. D. Woodhead (Eds.), Plenum, New York.
- Shepard, F. P. 1950. Submarine topography of the Gulf of California, part 3 of the 1940 E. W. Scripps cruise to the Gulf of California. *Geological Society of American Memoir*. 43:32
- Siegenthaler, U. y Sarmiento, J. L. 1993. *Nature*, Londres. 365: 119-125.
- Simpson J. H, A. J. Souza, and M. F. Lavín. 1994. Tidal mixing in the Gulf of California. In: K. J. Beven, P. C. Chatwin, and J. H. Millbank (Eds.), *Mixing and Transport in the Environment*. Wiley, London, pp. 169-182.

- Stephens, M. P., Samuels, G., Donald, B. y Fine, R. A. 1995. Sea-air flux of CO₂ in the North Pacific using shipboard and satellite data. *L. Geophys. Resp.*, 100: 13571-13583.
- Strutton, P. G., F.P. Chavez, R. C. Dugdale y V. Hogue. 2004. Primary productivity in the central equatorial Pacific (3°S 130°W) during GasEx-2001. *Journal of Geophysical Research*. 109.C80S06, doi:10.1029/2003JC001790.
- Sverdrup, H. U. y R. H. Fleming. 1941. The waters off southern California March to July 1937. *Bull. Scripps Institute Oceanography. University of California, La Jolla*, 4: 261-378.
- Takahashi, T., J. Olafsson, J. G. Goddard, D. W. Chipman y S. C. Sutherland. 1993. Seasonal variation of CO₂ and nutrients in the high-latitude surface oceans: a comparative study. *Global Biogeochemical Cycles*, 7: 843-878.
- Takahashi, T., Sutherland, S. C., Sweeney, C., Poisson, A., Metzl, N., Tillbrook, B., Bates, N., Wanninkhof, R., Feely, R. A., Sabine, C., Olafsson, J. y Nojiri, Y. 2002. Global sea-air CO₂ flux based on climatological surface ocean pCO₂, and seasonal biological and temperature effects, *Deep-Sea Research II*, 49: 1601-1622.
- Walsh, J. J., 1991. Importance of continental margins in the marine biogeochemical cycling of carbon and nitrogen. *Nature*, 350: 53-55.
- Watson, A. J., Robinson, C., Robinson J. E. Williams, O. J. L. y Fasham, M. J. R. 1991. Spatial variability in the sink for atmospheric carbon dioxide in the North Atlantic *Nature*, 350: 50-53.
- Zeitzschel, B. 1969. Primary Productivity in the Gulf of California. *Marine Biology*, 3: 201-207.

Zirino, A., J. M. Hernández-Ayón, R. A. Furmann, S. Álvarez Borrego, G. Gaxiola'Castro, J. R. Lara-Lara y R. L. Bernstein. 1997. Estimate of surface pCO₂ in the Gulf of California from undersay pH measurements ans satellite imagery. *Ciencias Marinas*, 23: 1-22.