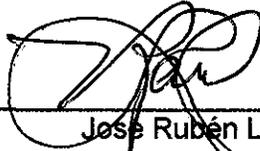


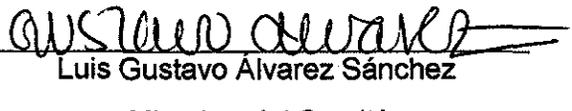
TESIS DEFENDIDA POR  
**Mauricio Alfredo Muñoz Anderson**  
Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITÉ



\_\_\_\_\_  
José Rubén Lara Lara  
*Director del Comité*



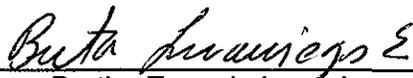
\_\_\_\_\_  
Saúl Álvarez Borrego  
*Miembro del Comité*



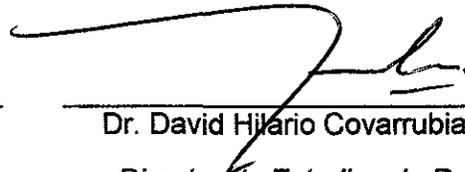
\_\_\_\_\_  
Luis Gustavo Álvarez Sánchez  
*Miembro del Comité*



\_\_\_\_\_  
Reginaldo Durazo Arvizu  
*Miembro del Comité*



\_\_\_\_\_  
Bertha Eugenia Lavániegos Espejo  
*Coordinador del programa de posgrado  
en Ecología Marina*



\_\_\_\_\_  
Dr. David Hilario Covarrubias Rosales  
*Director de Estudios de Posgrado*

15 de Diciembre de 2011

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



---

**PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS  
EN ECOLOGIA MARINA**

---

**Flujos de Carbono en la  
Interfase Océano-Atmósfera Durante 2009  
en la Zona de Surgencias Costeras de Baja California**

**TESIS**

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

Presenta:

**MAURICIO ALFREDO MUÑOZ ANDERSON**

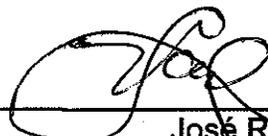
Ensenada, Baja California, México, Diciembre del 2011.

---

**RESUMEN** de la tesis de MAURICIO A. MUÑOZ ANDERSON, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de MAESTRO EN CIENCIAS en ECOLOGIA MARINA. Ensenada, Baja California. 15 de Diciembre 2011.

## **Flujos de Carbono en la Interfase Océano-Atmósfera en la Zona de Surgencias Costeras de Baja California durante 2009**

Resumen aprobado por:



---

José Rubén Lara Lara  
Director de Tesis

Entender la variabilidad de los flujos de carbono en las regiones costeras del mundo, es uno de los retos ambientales más importantes para entender el ciclo de carbono marino, por su intrínseca relación con el cambio climático y ahora por su relación con la disminución del pH y la basicidad del océano. Por primera vez en México, se presentan estimaciones de los flujos de carbono ( $\text{CO}_2$ ) durante un ciclo anual (Enero a Diciembre 2009) en el norte de Baja California, generados en base a series de tiempo con una boya oceanográfica. Esto ha permitido estudiar la variabilidad de los flujos en la escala de alta frecuencia, días, meses y estaciones del año. Los objetivos de este estudio fueron cuantificar el ciclo anual de los flujos de carbono en la zona de surgencias costera frente a Baja California, identificar si había diferencias estacionales significativas entre los flujos de carbono, y si existían variaciones significativas en estos flujos entre las épocas de surgencias y surgencias relajadas. El área de estudio esta al sur de Punta Banda, en Ensenada, BC., y es conocida como Observatorio de Monitoreo Costero (OMC) o Sitio Ensenada. Los análisis históricos muestran que la distribución de las propiedades hidrográficas del agua de mar están determinadas por una fuerte variabilidad estacional. El balance anual de los flujos de carbono entre Enero a Diciembre del 2009 fue de  $2465 \text{ mmol C m}^{-2}\text{año}^{-1}$ . Por estación del año, el flujo diario en invierno fue de  $0.60 \text{ mmol m}^{-2}\text{d}^{-1}$ , en primavera de  $2.81 \text{ mmol m}^{-2}\text{d}^{-1}$ , en verano  $0.25 \text{ mmol m}^{-2}\text{d}^{-1}$  y en otoño de  $-0.27 \text{ mmol m}^{-2}\text{d}^{-1}$ . Las temperaturas promediaron en invierno  $14.41 \text{ }^\circ\text{C}$ , en primavera  $14.72 \text{ }^\circ\text{C}$ , en verano  $17.17 \text{ }^\circ\text{C}$  y en otoño  $16.83 \text{ }^\circ\text{C}$ . La zona presentó surgencias, aguas con baja temperatura superficial ( $\leq 15.0 \text{ }^\circ\text{C}$ ), salinidad de 34, y altos valores de  $\text{pCO}_2$  en el mar, lo que sugirió una surgencia costera reciente, cuyo resultado fue una exportación del exceso de  $\text{CO}_2$  en el agua hacia la atmósfera, identificando dicha zona como una fuente temporal de  $\text{CO}_2$ . Las bajas concentraciones de  $\text{pCO}_2$  en el agua, temperaturas bajas y salinidad de 34.0, sugirieron una post-surgencia con un probable desarrollo intenso de fitoplancton y consumo alto de  $\text{CO}_2$  vía fotosíntesis hasta alcanzar valores de  $\text{pCO}_2$  por debajo del punto de equilibrio, convirtiendo la zona de surgencia costera en sumidero de  $\text{CO}_2$ , proceso que podría continuar hasta que los nutrientes en la capa de mezcla llegaran a ser limitantes para el fitoplancton. Por estaciones, el otoño fue sumidero de  $\text{CO}_2$  el invierno, la primavera y el verano se comportaron como fuente de  $\text{CO}_2$ . El balance anual del flujo de carbono durante el año 2009, resultó con un comportamiento de fuente de  $\text{CO}_2$  a la atmósfera. Palabras claves: Flujos de carbono, balances estacionales y anuales, surgencias, Baja California.

**ABSTRACT** of the thesis presented by **MAURICIO ALFREDO MUÑOZ** as a partial requirement to obtain the MASTER OF SCIENCE degree in MARINE ECOLOGY. Ensenada, Baja California, México December 15<sup>th</sup> 2011.

**Carbon fluxes in the atmosphere-ocean interface during 2009  
in the coastal upwelling area of Baja California**

Understanding the variability of carbon fluxes in the coastal regions of the world, is one of the most important environmental challenges, in order to understand the marine carbon cycle, because its close relationship with climate change and now for its relationship with the decreasing pH and the basicity of the ocean. For the first time in Mexico, estimates of the carbon (CO<sub>2</sub>) fluxes are presented during an annual cycle in the Northern part of Baja California, generated on the basis of time series with an oceanographic buoy. This has allowed us to study the variability of carbon fluxes in the high-frequency scale (daily, monthly and seasonal). The objectives of this study were, to quantify the annual carbon flux in the coastal upwelling area off Baja California, to identify whether there were seasonal differences between the carbon fluxes, and if there were significant variations in these fluxes between the time of intensive upwelling events and the relaxed periods. The study area is at the south of Punta Banda, in Ensenada, BC, México, and is known as the observatory of Coastal Monitoring (OCM), or Ensenada site. The historical hydrographic analysis shows that the distribution of water properties is determined by the seasonal variability. The annual balance of carbon fluxes during 2009 was 2465 C mmol m<sup>-2</sup>año<sup>-1</sup>. Seasonally, the daily fluxes in winter were 0.60 mmol m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup>, in spring of 2.81 mmol m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup>, in summer 0.25 mmol m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup> and in autumn were - 0.27 mmol m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup>. The temperatures averaged in winter 14.41 °C, in spring 14.72 °C, in summer 17.17 °C and during autumn 16.83 °C. The area presented upwelling events with low surface temperature (≤15.0 °C), salinity of 34, and high values of pCO<sub>2</sub> in the water, which suggested a recent coastal upwelling, whose result was an export of CO<sub>2</sub> in the water to the atmosphere, identifying such a zone as a temporary source of CO<sub>2</sub>. Low concentrations of pCO<sub>2</sub> in the water, low temperature and salinity of 34.0, suggested a post-upwelling with probably intense phytoplankton growth and high consumption of CO<sub>2</sub> via photosynthesis to reach values of pCO<sub>2</sub> below the equilibrium point, making the area as a coastal upwelling CO<sub>2</sub> sink. Seasonally, fall was a CO<sub>2</sub> sink, winter, spring and summer behaved as a source of CO<sub>2</sub> to the atmosphere. The annual assessment of the carbon flux of the year 2009, turned out to be a source of CO<sub>2</sub> into the atmosphere.

Keywords: Carbon fluxes, annual and seasonal budgets, upwelling, Baja California.

Dedicatorias

**A DIOS**

**A Liz, Mauricio, Annaliz....**

## Agradecimientos

Al Dr. José Rubén Lara, le debo un sincero agradecimiento, por la oportunidad de realizar esta investigación, por su interés por este trabajo, por su paciencia, invaluable consejos y constante apoyo que hicieron posible la realización del mismo. Gracias por compartir su experiencia, conocimientos, así como las aportaciones como experto en el tema de sistema de dióxido de carbono.

A los Doctores Saúl Álvarez, Reginaldo Durazo y Gustavo Álvarez, por 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 muy sustancial esta investigación.

Al Dr. Martín Hernández, por sus valiosos comentarios y apoyo durante los procesos difíciles de este trabajo. A la Dra. Elena Solana, por su apoyo, comentarios y guía. A la Sra. Elizabeth Farías, asistente del post grado, sin ti muchos no podríamos terminar este proceso.

Un reconocimiento muy especial a la Dra. Lorena Linacre. Desde el inicio de este proceso siempre estuviste dispuesta a ayudar y animar en momentos inciertos. Muchas Gracias.

A Carmen Bazán por su inagotable apoyo. A Mariana Macías siempre estuviste atenta. Al meteorólogo Santiago Higareda, por su apoyo para la obtención de datos climatológicos.

Al CICESE por darme esta oportunidad y al CONACyT por el beneficio de la beca que me otorgó.

A mis amigos Javier Arreola, fuiste fundamental, Mariela por animarme a iniciar, Lidia y a Juan por animarme a seguir; y a todos aquellos que de alguna manera estuvieron conmigo.

A mi Liz, mi Esposa, gracias por estar siempre a mi lado, por ser como eres y por la fuerza que día a día me brindas, por ser mi inspiración y mi mayor orgullo. Gracias por los hijos que me diste, Mi Mauricio Mi Annaliz, con ustedes todo es más fácil.

**A DIOS, sin ti simplemente no se hace nada.**

## CONTENIDO

	<b>Página</b>
<b>Resumen español.....</b>	<b>i</b>
<b>Resumen inglés.....</b>	<b>ii</b>
<b>Dedicatorias.....</b>	<b>iii</b>
<b>Agradecimientos.....</b>	<b>iv</b>
<b>Contenido.....</b>	<b>v</b>
<b>Lista de Figuras.....</b>	<b>vi</b>
<b>Lista de Tablas.....</b>	<b>vii</b>
<b>I. INTRODUCCION.....</b>	<b>1</b>
<b>I.1 Antecedentes.....</b>	<b>5</b>
<b>II. AREA DE ESTUDIO.....</b>	<b>10</b>
<b>III. HIPOTESIS.....</b>	<b>13</b>
<b>IV. OBEJETIVO GENERAL.....</b>	<b>13</b>
<b>IV.1. Objetivos Particulares</b>	<b>14</b>
<b>V. METODOLOGIA.....</b>	<b>15</b>
<b>V.1 Cálculo de Flujos.....</b>	<b>15</b>
<b>VI. RESULTADOS.....</b>	<b>19</b>
<b>VI.1. Temperatura y Salinidad.....</b>	<b>19</b>
<b>VI.2. <math>\Delta</math> de CO<sub>2</sub>.....</b>	<b>25</b>
<b>VI.3. Velocidad del Viento.....</b>	<b>25</b>
<b>VI.5. Flujos de CO<sub>2</sub></b>	<b>26</b>
<b>VII. DISCUSIONES.....</b>	<b>32</b>
<b>VIII. CONCLUSIONES.....</b>	<b>42</b>
<b>IX. LITERATURA CITADA.....</b>	<b>43</b>
<b>X. DOCUMENTOS ELECTRONICOS.....</b>	<b>49</b>
<b>XI. ANEXOS.....</b>	<b>50</b>

Figura	Lista de Figuras	Pagina
1	<b>Ubicación del sitio Ensenada del programa FLUCAR.</b>	13
2	<b>Representación esquemática del modelo conceptual general de la transferencia de gases. <math>M</math> = concentración del gas, <math>\alpha</math> = coeficiente de solubilidad del gas, <math>\delta</math> = ancho de la subcapa difusiva, <math>a</math> = aire y <math>w</math> = agua. Tomado de Ocampo <i>et al.</i>(2007).</b>	17
3	<b>Flujos de CO<sub>2</sub> en el sitio Ensenada durante 2009.</b>	21
4	<b>Series de tiempo, de temperatura, salinidad, intensidad del viento, <math>\Delta p\text{CO}_2</math> y flujos de CO<sub>2</sub> para el sitio Ensenada, durante 2009. Las líneas verticales en rojo indican los periodos del flujo de CO<sub>2</sub> promedio más intensos del año.</b>	22
5	<b>Diagramas T-S (temperatura y salinidad), por estación del año para 2009, para el sitio Ensenada.</b>	23
6	<b>Flujos mensuales de CO<sub>2</sub>, obtenido para el sitio Ensenada durante 2009. Los números más grandes representan el valor del flujo en <math>\text{mmoles C m}^{-2} \text{mes}^{-1}</math>. Los números más pequeños representan el promedio anual, con su desviación estándar.</b>	29
7	<b>Anomalías, de Temperatura, Salinidad, Viento, <math>\Delta p\text{CO}_2</math> y Flujos de CO<sub>2</sub> para el sitio Ensenada durante 2009.</b>	31
8	<b>Área de estudio que muestra polígonos para cálculo de carbono generado durante el 2009 en el sitio Ensenada.</b>	40

## LISTA DE TABLAS

Tabla		Página
I	<b>Estudios del sistema de CO<sub>2</sub> en aguas costeras mexicanas y otras regiones del mundo.</b>	8
II	<b>Ecuaciones y variables usadas para el cálculo de los flujos de CO<sub>2</sub>. Los promedios globales de la velocidad de transferencia de CO<sub>2</sub> y demás gases, fueron obtenidos en 41 años de mediciones por la NCEP, con promedios mensuales de velocidad del viento y climatología en general (Sarmiento et al., 2006).</b>	16
III	<b>Promedios de las variables medidas y calculadas, para la obtención de los balances anuales, estacionales y mensuales del flujo de CO<sub>2</sub> en el sitio Ensenada durante el 2009. Para invierno se consideraron los meses de enero, febrero y marzo. Para primavera se incluyeron los meses de abril, mayo y junio. Para verano se consideraron los meses de julio, agosto y septiembre y para otoño se incluyeron los meses de octubre, noviembre y diciembre de 2009.</b>	20
IV	<b>Flujo de CO<sub>2</sub> en el sitio Ensenada durante 2009.</b>	21
V	<b>Pruebas no paramétricas de variables estudiadas para el sitio Ensenada durante 2009. Los valores en rojo indican que existen diferencias estadísticamente significativas.</b>	24

## LISTA DE TABLAS (CONTINUACION)

Tabla		Página
VI	<b>Balance mensual, estacional y anual, del flujo de CO<sub>2</sub>, para el sitio Ensenada durante 2009.</b>	28
VII	<b>Correlaciones de las variables estudiadas para el sitio Ensenada, durante 2009.</b>	30
VIII	<b>Comparación de mediciones de flujos de CO<sub>2</sub>, para la zona de surgencias costeras de la Corriente de California.</b>	39

## I. Introducción

La zona costera cubre aproximadamente un 7% de la superficie terrestre, y como parte de esta, los ecosistemas de frontera oriental representan una fracción muy pequeña de la superficie total de los océanos, sin embargo, son las regiones más productivas del mundo ya que sostienen un gran porcentaje de las pesquerías mundiales (Gatuso *et al.*, 1998). Su alta productividad se atribuye a que transportan hacia el ecuador aguas templadas y a la ocurrencia de vientos favorables para que se den eventos de surgencias costeras que en conjunto producen un transporte de aguas superficiales mar adentro y originan el afloramiento de aguas relativamente frías y ricas en nutrientes hacia la superficie (Casas *et al.*, 1997). La importancia de los sistemas de frontera oriental reside, además, en que éstos exportan mar adentro aguas recién emergidas, lo que los identifica como regiones prioritarias en el estudio de los balances globales de propiedades tales como los contenidos de carbono y nitrógeno (Gaxiola-Castro *et al.*, 2010). Estas áreas son también importantes conductos en los flujos de carbono a través de la plataforma continental hacia el océano abierto (Borges, 2005).

La zona norte frente a la Península de Baja California se considera como parte del Sistema de la Corriente de California, un ecosistema de frontera oriental, caracterizado por cadenas tróficas cortas, generalmente compuestas por fitoplancton, zooplancton y peces pelágicos y que están moduladas por la intensidad y dirección del viento, aunque la topografía local y las características propias del ambiente costero pueden llegar a jugar un papel importante en su variabilidad (Schloss *et al.*, 2007). Esta zona presenta vientos predominantes del nor-noroeste, paralelos a la costa y causan un transporte de Ekman a la derecha del viento, dicho transporte da como resultado un volumen de agua hacia fuera de la costa el cual origina una depresión de la superficie y requiere el reemplazo por el agua subsuperficial y que provoca un movimiento vertical y hacia la costa (Bakun y Nelson, 1991), y da como resultado surgencias de aguas frías,

relativamente salinas y ricas en nutrientes y bióxido de carbono (Huyer 1983., Schwing *et al.*, 1996., Strub y James, 2000).

El intercambio de bióxido de carbono entre la atmósfera y el océano, estimado en  $\sim 90 \text{ PgC año}^{-1}$ , ocurre en la interfase superficial donde los procesos biológicos contribuyen a la incorporación del  $\text{CO}_2$  por el océano (Takahashi, 2004). Sin embargo, durante los últimos 200 años las actividades humanas, como el uso excesivo de combustibles fósiles, han alterado el ciclo global del carbono de manera significativa, lo que ha motivado a tratar de entender los efectos que este incremento tendrá en las próximas generaciones. Del mismo modo se tiene que considerar que los cambios en los flujos de  $\text{CO}_2$  atmosférico no sólo dependen de los cambios en las actividades humanas sino también de procesos biogeoquímicos y climatológicos así como de sus interacciones con el mismo ciclo del carbono (Álvarez-Borrego, 2007).

El balance global del carbono es un proceso clave del funcionamiento del sistema que afecta al cambio climático, el transporte global de contaminantes y las perturbaciones de los ciclos biogeoquímicos (Sarmiento *et al.*, 2004). Sin embargo, los modelos regionales y mundiales vigentes del ciclo del carbono no cuentan con un entendimiento claro y comprensible del intercambio océano-atmósfera del carbono inorgánico. Esto no es debido a la magnitud mínima de estos procesos, sino, más bien, a la escasez de mediciones y conocimiento cuantitativo (Libes, 1992). Ahora bien, cada uno de estos flujos presenta una variación considerable en el tiempo y el espacio, y dependen de un número de subprocesos totales del sistema. Por ejemplo, los cambios a largo plazo de los flujos de carbono derivados de la fotosíntesis y respiración entre la biósfera terrestre y la atmósfera están modulados por procesos en los que participan los nutrientes y los microorganismos, mientras que el flujo aire-océano está modulado por procesos que afectan la concentración de  $\text{CO}_2$  en el agua superficial (Libes, 1992). Entre ellos figuran la mezcla vertical de todo el carbono

disuelto, el hundimiento neto de la materia orgánica particulada y el contenido de material de carbonato en el océano profundo, acumulado en parte por la productividad biológica de la superficie (Friederich *et al.*, 2002).

Las estimaciones anuales del flujo de carbono entre el océano y la atmósfera en los márgenes continentales, se basan en mediciones de la presión parcial del CO<sub>2</sub> (pCO<sub>2</sub>) en la interfase océano-atmósfera, para determinar si el sistema es una fuente (hacia la atmósfera) o un sumidero (hacia el océano) de carbono. Existen pocos estudios en México que han determinado la dirección del flujo de CO<sub>2</sub> entre el océano y la atmósfera. Por mencionar algunos tenemos estudios en el Golfo de California, Golfo de México, así como en las costas de la Península de Baja California. En el Golfo de California trabajos como los de Gaxiola-Castro *et al.* (1978) y Zirino *et al.* (1997), quienes realizaron estimaciones de CO<sub>2</sub> superficial y encontraron resultados similares para la zona de las grandes islas, es decir el agua superficial se comportó como fuente de CO<sub>2</sub> a la atmósfera. Hidalgo-González *et al.* (1997) cuantificaron flujos de CO<sub>2</sub> también en la región de las grandes islas, y encontraron valores bajos de pCO<sub>2</sub> en mareas muertas (380 µatm) y valores altos en mareas vivas (>485 µatm), Montes-Hugo *et al.* (1998) encontraron que en la zona norte del Golfo de California el flujo de CO<sub>2</sub> estuvo en equilibrio para marzo-abril de 1996, mientras que Hidalgo-González y Álvarez-Borrego (2004) estimaron la producción nueva ( $P_{nueva}$ ) por medio de imágenes de satélite, y consideraron la producción nueva como un flujo neto de CO<sub>2</sub>. Álvarez-Borrego (2006) utilizó el valor medio anual de la productividad nueva para calcular el nitrato aportado por el Pacífico y reportó que el Golfo de California no fue ni fuente ni sumidero para ese periodo de estudio, el sistema estuvo en balance. Hernández-Ayón *et al.* (2007) estimaron el contenido del carbono inorgánico disuelto en verano para la región central el Golfo de California, y reportaron valores cerca del equilibrio y que no permitieron concluir el sentido del flujo. Rodríguez-Ibáñez (2007) calculó los flujos anuales de CO<sub>2</sub>, con datos

históricos, y concluyó que el Golfo fue una fuente ligera de CO<sub>2</sub> a la atmósfera durante su periodo de estudio.

Del lado del Océano Pacífico algunos de los estudios que se han realizado, incluyen, por ejemplo, el de Friederich *et al.* (2002) donde reportaron que las zonas de surgencias costeras fueron fuente de CO<sub>2</sub> a la atmósfera. Hernández-De la Torre (2003) estudió la variación interanual de la producción nueva en la región sur de la Corriente de California, y reportó que en primavera el sistema se comportó como sumidero de carbono. De la Cruz-Orozco *et al.* (2007) estimaron la producción primaria y la distribución del pCO<sub>2</sub> en otoño 2004 y primavera 2005, en la región IMECOCAL y concluyeron que el sistema actuó como fuente o sumidero dependiendo de la época del año, con un promedio anual que exportó CO<sub>2</sub> hacia la atmósfera. Hales *et al.* (2005) estimaron la captación de CO<sub>2</sub> en la zona de surgencias de Baja California, y determinaron que existió un equilibrio en la interfase océano-atmósfera para el mes de abril. Hernández-Ayón *et al.* (2007) estudiaron la variabilidad del CO<sub>2</sub> total durante eventos de surgencias en Bahía San Quintín y determinan que las zonas costeras interiores funcionaron más como fuente que como sumidero de CO<sub>2</sub>. Chávez *et al.* (2007) hicieron un reporte histórico de los flujos océano-atmósfera del carbono, y llegaron a la misma conclusión que los autores anteriores. Hernández-Ayón *et al.* (2007) identificaron cambios estacionales en los flujos de CO<sub>2</sub> en la costa occidental de Baja California y concluyeron que en promedio anual la zona norte de Baja California se comportó como fuente de CO<sub>2</sub> a la atmósfera.

Los datos del sistema del CO<sub>2</sub> son muy escasos para el Golfo de México de tal manera que para realizar estimaciones se tiene que depender de lo que se conoce para el Océano Atlántico adyacente y extrapolar al golfo para obtener algunas conclusiones. Hidalgo-González *et al.* (2005) reportaron que la P<sub>nueva</sub> de la región de aguas profundas tuvo una variación estacional entre en la época caliente con respecto a los de la época fría. De estos datos, se puede deducir que

la  $P_{\text{nueva}}$  integrada para toda el área del Golfo de México fue  $\sim 216 \times 10^6 \text{ t C año}^{-1}$ , unas siete veces la  $P_{\text{nueva}}$  integrada para toda el área del Golfo de California (por el mayor tamaño geográfico del Golfo de México, Álvarez Borrego 2007).

En este trabajo se investigó la variabilidad temporal de los flujos de carbono en la interfase océano-atmósfera en la Estación Ensenada del Observatorio de Monitoreo Costero (OMC) del Programa FLUCAR y se cuantificó el ciclo anual (enero a diciembre de 2009) de los flujos de carbono en la zona de surgencias frente a Baja California, para determinar si el sistema en la zona era fuente o sumidero de  $\text{CO}_2$ .

### **I.1. Antecedentes**

Los océanos del mundo absorben cierta proporción de  $\text{CO}_2$  antropogénico de la atmósfera. Sin embargo, la cuantificación de la absorción oceánica de  $\text{CO}_2$  antropogénico es todavía incierta (Takahashi *et al.*, 2002). Para poder realizar predicciones fiables de cambio climático se requiere la comprensión y la cuantificación de los sumideros y fuentes de  $\text{CO}_2$  atmosférico, de su transporte a aguas profundas ya que actualmente el océano es responsable de una absorción neta global aproximadamente el 25% de las emisiones industriales de  $\text{CO}_2$  que se estiman en  $7 \text{ pG C año}^{-1}$  (Takahashi *et al.*, 2009).

El  $\text{CO}_2$  se elimina de la atmósfera a través de las interacciones que tienen lugar en la interfase océano-atmósfera (Salomón *et al.*, 2009); como la producción fotosintética primaria junto con la formación de diversos minerales formados en el océano y el flujo hacia los sedimentos oceánicos (Berner, 2004). A pesar de que las zonas costeras y las plataformas continentales representan el 7% de la superficie oceánica, el porcentaje de productividad primaria de esta región de la plataforma, comparada con el de mar abierto, oscila entre el 20% a 40% (Walsh, 1988) y por lo tanto desempeña un papel importante en la absorción de  $\text{CO}_2$

atmosférico. El papel de estas zonas del océano dependerá el equilibrio entre la absorción y la regeneración de CO<sub>2</sub> en estas aguas superficiales y su transporte a mar abierto y al sistema bentónico (Thomas *et al.*, 2004).

En las costas de Norteamérica existen poco sitios con registros de series de tiempo de flujos de CO<sub>2</sub> océano-atmósfera, entre ellos esta Monterey Bay (36.6° latitud norte, -122.0° longitud oeste y 36.7° latitud norte, -122.4° longitud oeste) las aguas costeras frente a Ensenada, B.C. (31.671° latitud norte y -116.693° longitud oeste) y Bahía Magdalena en B.C.S. (24.5° latitud norte -112.1° latitud oeste). Si bien la información existente para la región norte de Baja California es limitada, es importante mencionar que se han realizado esfuerzos por recopilar información histórica de mediciones superficiales de la presión parcial de CO<sub>2</sub> (pCO<sub>2</sub>) obtenidas de manera oportunista de barcos en ruta a lo largo de las costas de Norteamérica (Hernández–Ayón *et al.*, 2010). Con la información hasta ahora obtenida se ha mostrado la gran variabilidad espacio-temporal del flujo de CO<sub>2</sub> en la región costera, pero es también evidente la falta de información para muchas áreas (Chávez *et al.*, 2007). Una de las conclusiones relevantes de estos estudios fue que hacia el sur de 30 ° N el sistema se comportó en promedio como fuente de CO<sub>2</sub> (Takahashi *et al.*, 2002, Chávez *et al.*, 2007), lo que coincide con lo reportado de forma más específica para la región IMECOCAL por De La Cruz-Orozco *et al.* (2007) a partir de mediciones superficiales de pCO<sub>2</sub>.

La gran mayoría de los trabajos publicados sobre la presión parcial del bióxido de carbono (pCO<sub>2</sub>) proceden de las aguas de mar abierto (Takahashi *et al.*, 2002). Como resultado, hay debate sobre el papel del océano costero como fuente o sumidero de CO<sub>2</sub> (Thomas *et al.*, 2004). El océano costero se considera un sumidero de carbono debido a tasas de sedimentación alta y exportación de carbono a profundidad en el borde de la plataforma (Chen, 2004). Sin embargo de acuerdo con Chávez *et al.* (2007) estas zonas también deben ser consideradas como una fuente de CO<sub>2</sub> debido a la surgencias costera y el escurrimiento de las

aguas ricas de carbono de origen terrestre. Esta síntesis (Chávez *et al.*, 2007) sugiere que los sistemas de alta latitud tienden a ser sumideros y sistemas de latitud baja tienden a ser fuentes de CO<sub>2</sub> a la atmósfera. Un análisis de un conjunto de datos realizado por Borges *et al.* (2005) y Cai *et al.* (2006) llegó a una conclusión similar.

Observaciones realizadas en sistemas de surgencias (Borges *et al.*, 2005; Friederich *et al.*, 2002) indican que fuentes y sumideros de CO<sub>2</sub> pueden ocurrir en las proximidades de la costa y la absorción de carbono biológico con frecuencia puede producir importante sobresaturación de CO<sub>2</sub> a la atmósfera. En algunos sistemas de surgencias como el del Sistema de la Corriente de California central estos flujos opuestos casi se equilibran entre sí cuando se consideran escalas adecuadas de tiempo y espacio (un año y 150 km). En latitudes más altas como las costas de Oregón (45°N) el resultado parece ser una transferencia de CO<sub>2</sub> del océano a la atmósfera.

Los sistemas de surgencias se caracterizan por las altas tasas de producción primaria. Las costas Marroquíes y Chilenas son sitios de flujos importantes de carbono a través de la plataforma continental (Walsh, 1988). La surgencias trae a la superficie agua profunda con un alto contenido de CO<sub>2</sub> que induce la sobresaturación de CO<sub>2</sub> en las aguas superficiales. Otros sistemas de surgencias costera como son las aguas frente a Perú que se sabe que están entre las áreas más productivas en todo el mundo, se ha reportado una sobresaturación de CO<sub>2</sub> en la atmósfera con valores de pCO<sub>2</sub> hasta 1200 µatm, aunque también se han observado valores bajos de hasta 140 µatm, resultado de la fijación de carbono inorgánico por fitoplancton (Torres *et al.*, 1999).

Otros sistemas de surgencias costera también muestran una amplia gama de valores de pCO<sub>2</sub> por ejemplo de 130–690 µatm frente a las costas de California (Green *et al.*, 2000), 300–450 µatm frente a las costas de Mauritania (Bakker *et*

*al.*, 1996). En general, los conjuntos de datos disponibles no cubren totalmente el ciclo anual por lo que no está claro si los sistemas de surgencias se comportan, en un ciclo anual, como sumideros o fuentes de CO<sub>2</sub> hacia la atmósfera (Borges *et al.*, 2005).

Martínez-Gaxiola *et al.* (2005) realizaron un cálculo de flujo de CO<sub>2</sub> océano-atmósfera en la Bahía de Todos Santos, Baja California, durante un florecimiento de dinoflagelados que duró aproximadamente 5.5 meses. Los autores realizaron mediciones continuas en abril de 2005, durante 2 días de muestreo de la presión parcial de CO<sub>2</sub> en la superficie, se siguió la mancha del florecimiento, se cuantificaron las abundancias de grupos fitoplanctónicos y la concentración de nutrientes. Los autores reportaron que la pCO<sub>2</sub> mar fue de 580 µatm.

A continuación se muestran (Tabla I) los resultados de algunos de los estudios relacionados con el sistema del CO<sub>2</sub> en aguas costeras de México y en algunas otras regiones de surgencias del mundo.

**Tabla I. Estudios del sistema de CO<sub>2</sub> en aguas costeras mexicanas y otras regiones del mundo.**

AUTOR	AÑO	REGION	DESCRIPCION DEL TRABAJO
Gaxiola-Castro, <i>et al.</i>	1978	Golfo de California	Descripción del sistema de CO <sub>2</sub> con datos de 1974. Se reportó que el Golfo de California y el Mar Adyacente, el CO <sub>2</sub> varió de ~2.1 mmoles Kg <sup>-1</sup> en la superficie a 2.4 mmoles Kg <sup>-1</sup> a ~2000 de profundidad.
Zirino, <i>et al.</i>	1997	Golfo de California	Estimaciones de pCO <sub>2</sub> superficial con medición de pH y pigmentos con imágenes de satélite. Se reportó una disminución del pH de hasta 0.2 u. en las Grandes Islas, con respecto a la parte Sur y Central del Golfo de California.
Hidalgo-González, <i>et al.</i>	1997	Golfo de California	Estimación de los flujos de CO <sub>2</sub> en las Grandes Islas, mareas vivas y mareas muertas, se encontraron valores bajos de pCO <sub>2</sub> en mareas muertas de 385 µatm, y en mareas vivas valores de 435 µatm
Montes-Hugo, <i>et al.</i>	1998	Golfo de California	Se midieron flujos de CO <sub>2</sub> en la región norte del Golfo de California, y se concluyó que en invierno el sistema está en equilibrio.
Hidalgo-González y Álvarez-Borrego.	2004	Golfo de California	Estimación de producción nueva por imágenes de satélite. Consideran que la producción nueva como un flujo neto de CO <sub>2</sub> , que fue igual a un flujo hacia la atmósfera.

**Tabla I. Estudios del sistema de CO<sub>2</sub> en aguas costeras mexicanas y otras regiones del mundo (continuación).**

Álvarez-Borrego	2006	Golfo de California	Hizo una estimación preliminar de flujos netos de CO <sub>2</sub> entre la boca del Golfo de California y el Pacífico, basándose en la P nueva anual (media), reportando un valor de $29.2 \times 10^6$ tC año <sup>-1</sup>
Hernández - Ayón	2007	Golfo de California	Estimación de CiD, en condiciones de verano en la región central del Golfo de California, en donde estimo que el 85% de la variabilidad, fue provocada por mezcla vertical.
Rodríguez - Ibáñez	2007	Golfo de California	Realizo cálculos de flujos anuales de CO <sub>2</sub> en base a datos históricos, y concluyó que el balance de nitratos y el exceso de CO <sub>2</sub> , el Golfo de California fue una fuente hacia la atmósfera.
Barber y Chávez	1983	Costas de California	Investigaron las consecuencias biológicas en la producción primaria y concluyeron que el Pacífico Ecuatorial se considera como una fuente de CO <sub>2</sub> a la atmósfera, mientras que en las latitudes altas el océano se comporta como sumidero de CO <sub>2</sub> .
Friederich, <i>et al</i>	2002	Costas de California	Hacen determinaciones de carbono inorgánico, en la Corriente de California, en la zona de surgencias, y concluyeron que las variaciones fueron mucho más alta en las zonas costeras, que en el océano, debido a los mayores cambios físicos, biológicos y químicos de las zonas costeras.
Takahashi	2002	Costas de California	Realizo un estudio para determinar la variación estacional del CO <sub>2</sub> y algunos nutrientes en altas latitudes del Pacífico, y concluyó que en estas zonas el océano se comporta como sumidero de CO <sub>2</sub> .
Hernández de la Torre	2003	Costas de California	Determinó la variación interanual de la producción nueva en la región Sur de la Corriente de California, y reportó una fuerte variación en verano por los cambios en la intensidad de los flujos de CO <sub>2</sub> . En primavera se observó una alta productividad primaria.
Hales <i>et al</i>	2005	Costas de California y Baja California	Estudiaron la captación de CO <sub>2</sub> atmosférico en la zona de surgencias de California y Baja California, y encontraron equilibrio en la interfase océano atmósfera para el mes de abril.
De la Cruz-Orozco	2006	Costas de Baja California	Estimó la variación de pCO <sub>2</sub> en otoño de 2004 y primavera de 2005, en la Región IMECOCAL, y concluyó que los flujos a lo largo del área, el sistema actúa como fuente o sumidero dependiendo de la época del año, pero el promedio del flujo de CO <sub>2</sub> fue exportación hacia la atmósfera.
Hernández - Ayón, <i>et al</i>	2007	Costas de Baja California	Estudiaron la variación de CO <sub>2</sub> total durante el evento de surgencias en Bahía San Quintín, y reportaron que las aguas interiores funcionan como fuente más que como sumidero de CO <sub>2</sub>
Chávez <i>et al</i>	2007	Costas de Baja California	Reportaron que el aumento en las emisiones de CO <sub>2</sub> antropogénico, aumentó en un 30% respecto a valores previos a la Revolución Industrial.
Borges y Frankignoulle	2001	Zonas de Surgencias en España	Reportaron las variaciones a corto plazo de la presión parcial de CO <sub>2</sub> en las aguas superficiales del sistema de surgencias de Galicia, España
Borges	2005	Zonas Costeras	Estimó los flujos de CO <sub>2</sub> para determinar si las zonas de surgencias costera eran fuentes o sumideros. Reportó que las zonas con alto índice de surgencias se pueden considerar fuentes y las zonas con bajo índice de surgencias como sumideros
Chen y Borges	2009	Zonas Costeras	Hicieron conciliación de puntos de vista opuestos sobre el ciclo del carbono en el océano costero, y concluyeron que las plataformas continentales podrían ser considerados como sumideros, y los ecosistemas costeros como fuentes de CO <sub>2</sub> hacia la atmósfera

Por primera vez en México se presentan estimaciones de los flujos de carbono ( $\text{CO}_2$ ) durante un ciclo anual en la región norte de la Península de Baja California, generados en base a series de tiempo (cada 3 horas) en una boya oceanográfica. Esto ha permitido estudiar la variabilidad de los flujos en la escala de alta frecuencia, tales como variaciones diarias, semanales y estacionales. El conocer la variabilidad de corta escala temporal con una estación fija de monitoreo continuo nos ayuda también a generar series de tiempo de variables oceanográficas (temperatura y salinidad) y a elucidar las posibles relaciones con la variabilidad del ciclo del carbono, en particular la  $\text{pCO}_2$ .

## II. AREA DE ESTUDIO

El área de estudio se localiza al sur de Punta Banda, Ensenada, Baja California, en la costa norte, y es conocida como un Sistema de Surgencias Costera (SSC), basado en sus características oceanográficas en cuanto a la magnitud del viento, sus ciclos de surgencias asociados y estacionalidad de las condiciones biológicas de este ecosistema (Jiménez-Pérez *et al.*, 1998). En esta zona se estableció un Observatorio de Monitoreo Costero (OMC) en donde se ancló una boya oceanográfica en el sitio denominado ENSENADA (Figura 1) como parte del programa FLUCAR. Esta zona forma parte del Sistema de la Corriente de California (SCC), el cual se considera como uno de los sistemas de frontera este más productivos del mundo, principalmente por la incidencias os vientos a lo largo de la costa que generan surgencias, aguas frías relativamente saladas ricas en nutrientes y bióxido de carbono, con flujo del fondo hacia la zona eufótica. Mucho de este conocimiento del SCC de la costa oeste de la Península de Baja California se ha obtenido a través de datos hidrográficos, colectados entre 1959 y 1978 por el programa de la California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations (CalCOFI) y desde 1997 por el programa de Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California, IMECOCAL. Estudios esporádicos de la zona noroeste de la región de Baja California han presentado descripciones de la variabilidad hidrográfica de aguas costeras (Pérez - Brunius *et al.*, 2007).

Los vientos del noreste prevalecen en la región casi todo el año, y como consecuencia los eventos de surgencias costera ocurren casi todo el año en BC (Durazo *et al.*, 2009), lo que cambia es su intensidad. Estos vientos son más intensos en primavera donde los eventos de surgencias costera son más fuertes y más frecuentes (Pérez-Brunius *et al.*, 2007; Castro y Martínez, 2010). Adicionalmente un estrés positivo del viento en los márgenes continentales de BC generan bombeo positivo de Ekman que hacen que aguas profundas lleguen a la superficie en la zona costera (Castro y Martínez, 2010).

Las condiciones dominantes del SCC, del norte de BC, se caracterizan por dos masas de agua que son transportadas hacia niveles de superficie y subsuperficiales. La Corriente de California (CC) transporta superficialmente Agua Subártica (AS), caracterizada por un mínimo relativo de salinidad, alto contenido de oxígeno disuelto, y un rango de densidad de 24.4 a 25.5 kg m<sup>-3</sup> (Durazo *et al.*, 2009). La Contracorriente de California (CCC) es un flujo hacia el polo subsuperficial (100 a 400 m) que transporta el Agua Ecuatorial Subsuperficial (AES), caracterizada por una relativa alta salinidad, alta concentración de nutrientes y un bajo contenido de oxígeno disuelto. Este núcleo de relativa máxima salinidad está normalmente confinado encima del talud continental desde la costa norte a la costa central de BC, con una isopicna (100 y 400 m) de 26.5 kg m<sup>-3</sup> (Durazo y Baumgartner, 2002; Durazo *et al.*, 2009).

Un tercer flujo hacia el norte se describe alrededor de 200 km al sur de la costa de California como una extensión de la CC. Esta corriente no ha sido bien documentada, en escalas estacionales, sin embargo, el flujo hacia el norte, fluye a la largo de la plataforma continental y se asocia con bajas temperaturas de pequeña escala (20 a 50km), con giros ciclónicos costeros (Durazo y Baumgartner, 2002).

Los análisis climatológicos en base a series de tiempo de la hidrografía muestran que la distribución de las propiedades del agua del SCC está determinada principalmente por una variabilidad estacional a decadal (Hickey 1979; Lynn y Simpson, 1987; Bograd y Lynn, en Linacre 2010). Las fluctuaciones estacionales han sido reportadas para flujos superficiales y subsuperficiales del SSC. Durante la primavera en el norte de BC el flujo superficial hacia el Ecuador se intensifica por el chorro costero, y el flujo hacia el norte prácticamente no existe en aguas costeras, o se encuentra muy profundo o desplazado hacia el oeste (Bograd y Lynn, 2003; Lynn *et al.*, 2003; Durazo *et al.*, 2010, en Linacre 2010). Hacia el verano y el otoño la CC se caracteriza por una pronunciada actividad de mesoescala, con desarrollo de giros y remolinos que se desplazan hacia el sur. El flujo hacia el polo de la CCC se intensifica durante el verano y el otoño temprano (Lynn y Simpson, 1987; Soto-Mardones *et al.*, 2004; Jerónimo y Gómez-Valdés, 2007; Durazo *et al.*, 2010, en Linacre, 2010).

La variabilidad en las condiciones termohalinas del SCC ha sido fuertemente ligado con escalas largas, forzados por efectos de calentamiento o enfriamiento de aguas locales durante El Niño y La Niña, respectivamente, principalmente por anomalías en flujos locales y la intensificación de la surgencias costera, que provoca cambios en el transporte de agua modulada por fluctuaciones de largo plazo y patrones de viento. Particularmente, en el océano superficial, la temperatura de la capa de mezcla y la salinidad se ha demostrado que tienen una variabilidad interanual principalmente asociado con diferencias regionales en la capa océano-atmósfera, flujos de calor y con variabilidad de gran escala en las anomalías superficiales de calor (Durazo *et al.*, 2010).



Figura 1. Ubicación del OCM en el sitio Ensenada del programa FLUCAR.

### III. Hipótesis

Existe una intensa variabilidad de la  $p\text{CO}_2$  en la interfase océano-atmósfera en las escalas de alta frecuencia del sitio ENSENADA, por lo tanto habrá también una variabilidad estacional significativa de los flujos de carbono en dicho sitio. También, se espera que el sitio sea, en el balance anual, una fuente ligera de carbono del océano a la atmósfera.

### IV. Objetivo General

Cuantificar un ciclo anual de los flujos de carbono en la zona de surgencias costera frente a Baja California.

#### **IV.1. Objetivos Particulares:**

- Identificar si hay diferencias estacionales significativas entre los flujos de carbono océano-atmósfera.
- Investigar si existen variaciones significativas entre los flujos de carbono entre la época de surgencias y no surgencias
- Estimar el balance anual de los flujos de carbono

#### **Justificación**

En la actualidad existen en las costas de Norteamérica muy pocos sitios que cuentan con series de tiempo y registros históricos de flujos de CO<sub>2</sub> atmósfera-océano. Es hasta recientemente, desde el 2008, que bajo el programa FLUCAR se empezaron a instalar los OMC en las regiones costeras de México, para estudiar la variabilidad temporal de los flujos de carbono. Esto apoyará las investigaciones a nivel mundial para entender el papel del océano costero en el ciclo del carbono y sus implicaciones con el cambio climático.

Por otra parte, el programa FLUCAR está permitiendo tener una base de datos continua y completa en el tiempo, de una zona dinámicamente activa, que además, se utilizará como una base de datos para el desarrollo de futuros modelos biogeoquímicos en el contexto global del cambio climático.

## V. Metodología

En el sitio Ensenada se midieron distintas variables relacionados con el ciclo del carbono: presión parcial de CO<sub>2</sub> en el agua y el aire, temperatura del agua y salinidad, en el periodo enero-diciembre del 2009. Los datos registrados se usaron para calcular los flujos de CO<sub>2</sub> entre la atmósfera y el océano en las aguas costeras frente a la Península de Baja California (Fig. 1).

Para esta investigación se utilizaron los datos de la presión parcial del CO<sub>2</sub> en el agua generados en la boya oceanográfica y la pCO<sub>2</sub> en el aire, obtenido de <http://www.cmdl.noaa.gov/ccgg/globalview/index.html> (Globalview-CO<sub>2</sub>) y de <http://scrippsco2.ucsd.edu/data/ljo.html>, y datos de temperatura y salinidad superficiales de dicha boya, la velocidad del viento se obtuvo por medio de la estación meteorológica de CICESE (Isla Todos Santos). Para el análisis de todos los datos se realizaron pruebas estadísticas no paramétricas, ya que los datos no cumplían con los supuestos de normalidad, para poder hacer las comparaciones entre estaciones y épocas de surgencia y no surgencia en el año, y así mismo, determinar las correlaciones que había entre las diferentes variables.

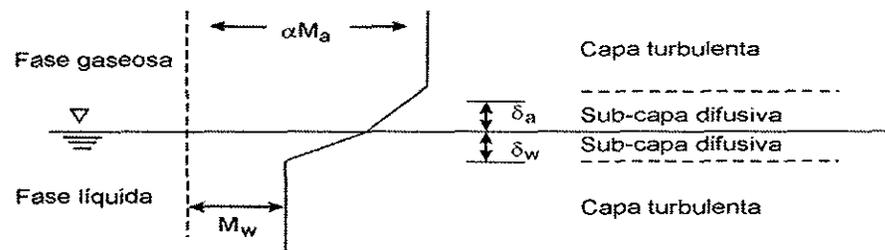
### V.1.Cálculo de flujos

Para el cálculo de los flujos ( $F_{CO_2}$ ) de CO<sub>2</sub> se usaron las ecuaciones descritas en la tabla II, tomadas de Sarmiento y Gruber (2006). La rapidez del viento ( $u_{10}$ ; m s<sup>-1</sup>) se obtuvo de datos de la estación meteorológica del CICESE, ubicada en la Isla Todos Santos [http://observatorio.cicese.mx/cicese/Current\\_cicese.htm](http://observatorio.cicese.mx/cicese/Current_cicese.htm). Para aquellos periodos en que no se registraron datos de pCO<sub>2</sub> en el sitio Ensenada, para el cálculo de  $\Delta pCO_2$  (diferencia entre las presiones parciales de CO<sub>2</sub> del mar y del aire) se utilizó la media regional diaria de pCO<sub>2</sub> atmosférico, obtenida de Internet (Tabla II). El signo del valor de  $\Delta pCO_2$  indica la dirección que tiene el flujo de CO<sub>2</sub> entre el océano y la atmósfera. Los valores positivos corresponden a un flujo de CO<sub>2</sub> hacia la atmósfera y los negativos a uno de la atmósfera hacia el océano.

Tabla II. Ecuaciones y variables usadas para el cálculo de los flujos de CO<sub>2</sub>. Los promedios globales de la velocidad de transferencia de CO<sub>2</sub> y demás gases, fueron obtenidos en 41 años de mediciones, con promedios mensuales de velocidad del viento y climatología en general (Sarmiento *et al.*, 2006).

$FCO_2 = K_s S_A (\Delta_p CO_2)$	Flujos de CO <sub>2</sub>
$\Delta_p CO_2 = pCO_{2\text{ mar}} - pCO_{2\text{ aire}}$	Diferencia de presiones parciales de CO <sub>2</sub> entre el océano ( $pCO_{2\text{ mar}}$ ) y la atmósfera ( $pCO_{2\text{ atm}}$ )
$K_s = 0.27 (u_{10})^2 [S_c/600]^{-0.5}$	Velocidad de transferencia, la cual representa la difusividad molecular del gas. Está normalizada a un número de Schmidt de 600, para CO <sub>2</sub> a 20°C. La velocidad del viento interpolado a una altura nominal de 10 m sobre el nivel del mar. (Sweeney <i>et al.</i> , 2007). Anexo 1
$S_c = 2073.1 - 125.62t + 36276t^2 - 0.043219t^2$	Número de Schmidt en función de la temperatura (t). Representa la razón entre la viscosidad cinemática y la difusión molecular del gas. Se calcula usando los coeficientes determinados para cada gas. Anexo 2
$U_{10}$	Rapidez del viento Estación meteorológica de CICESE
$pCO_{2\text{ aire}}$ de la atmósfera obtenidos de:	<a href="http://www.cmdl.noaa.gov/ccgg/globalview/index.html">http://www.cmdl.noaa.gov/ccgg/globalview/index.html</a> (Globalview-CO <sub>2</sub> ) y de <a href="http://scrippsco2.ucsd.edu/data/ljo.html">http://scrippsco2.ucsd.edu/data/ljo.html</a>
$S_A = \frac{F_A}{P - p^{H_2O}}$	Parámetro de Solubilidad: En función de la temperatura y salinidad. Ley de Henry. Coeficiente de Bunsen: volumen de un gas que se disuelve en una unidad de volumen de solución. Fugacidad, actividad, de las sustancias disueltas  P= presión atmosférica = 1 atm <sup>10<sup>6</sup></sup> Factor de conversión a milimoles. Anexo 1
$F_A = e^{([A1+A2(100/t)+A3\ln(t/100)+A4(t/100)^2 + S(B1+B2(t/100)+B3(t/100))]2)}$	Función de la solubilidad volumétrica: A1 = -160.7333, A2= 215.4152, A3=89.892, A4=1.47759, B1=0.029941, B2=-0.2746, B3=0.005341, Coeficientes de solubilidad para CO <sub>2</sub> t=Temperatura, S= Salinidad. Ley de Fix Anexo 1
$p^{H_2O} = e^{[24.45-65.45(100/t)-4.84 \ln(t/100)-S(0.00054)]}$	Presión parcial del vapor de agua. Se aplica esta fórmula. La presión parcial es reportada en seco a 1 atm. La concentración de un gas en agua de mar está determinada por su presión parcial en el aire húmedo, con respecto a la humedad del aire a una presión total de P. Anexo 1.

El intercambio de gases entre el océano y la atmósfera funciona en escalas espaciales muy pequeñas y se lleva a cabo principalmente mediante los procesos de difusión molecular, determinado por las características físicas y químicas de las moléculas y la difusión turbulenta determinada por la intensidad y escalas de los movimientos turbulentos (Sarmiento *et al.*, 2006). Aunque en general la difusión turbulenta es mucho mayor que la molecular, muy cerca de la interfase, ya sea por debajo o por arriba de la superficie del mar, los movimientos turbulentos se inhiben a tal grado que la difusión molecular representa el agente dominante para la transferencia de gases. De esta forma se origina un modelo conceptual general del proceso de transferencia de gases en el que la capa límite a ambos lados de la interfase se divide en una sub-capa interior difusiva, con gradientes de concentración intensos y donde la difusión molecular es el principal mecanismo de transferencia de gases, y una capa exterior turbulenta con gradientes débiles y difusión turbulenta como principal mecanismo de transferencia (fig. 2). Aunque la sub-capa difusiva es muy delgada comparada con la capa turbulenta, es allí donde se presenta la mayor resistencia a la transferencia de gases a través de la interfase (Sarmiento *et al.*, 2006).



**Figura 2.** Representación esquemática del modelo conceptual general de la transferencia de gases.  $M$  = concentración del gas,  $\alpha$  = coeficiente de solubilidad del gas,  $\delta$  = ancho de la subcapa difusiva,  $a$  = aire y  $w$  = agua. Tomado de Ocampo *et al.* (2007).

Los coeficientes de difusión de los gases en el aire son de ~ 4 órdenes de magnitud mayores que en el agua. Por lo tanto, el flujo de gases poco solubles en el agua es limitado por la resistencia que presenta la sub-capa difusiva de la fase líquida. En cambio, para los gases muy solubles, o que reaccionan rápidamente con el agua, la mayor resistencia al flujo se presenta en la sub-capa difusiva de la fase gaseosa. Los constituyentes principales del aire seco, entre los que figuran el O<sub>2</sub> y el CO<sub>2</sub>, son representantes de la clase de gases cuya resistencia o limitación a la transferencia reside en la fase líquida, mientras que el vapor de agua corresponde a la clase de gases limitados por la fase gaseosa (Ocampo *et al.*, 2007).

El uso de la velocidad de transferencia en el cálculo del flujo de gas incorpora la dependencia del flujo de factores como la difusión molecular y la viscosidad turbulenta, a través de una descripción en términos del número de Schmidt ( $Sc$ ), ya que este número representa la razón entre la viscosidad cinemática y la difusión molecular del gas. A partir del uso de esta aproximación se propone que la velocidad de transferencia es proporcional a  $Sc^{-2/3}$  en condiciones de flujo laminar, mientras que es proporcional a  $Sc^{-1/2}$  cuando el flujo es turbulento (Ocampo *et al.*, 2007).

## VI. RESULTADOS.

### VI.1. Temperatura y Salinidad

Las series de tiempo de la temperatura y la salinidad mostraron una media anual de  $15.83 \pm 1.75$  °C y  $33.32 \pm 0.16$ , respectivamente. Los valores máximos de temperatura (21.65 °C) ocurrieron en el verano, y el mínimo (11.96 °C), en primavera. El valor máximo de salinidad (33.65) ocurrió en primavera, y el mínimo (32.83) en invierno. La tendencia general de temperatura fue de un aumento de invierno a verano, con una disminución hacia el otoño. El comportamiento de la salinidad para el 2009, mostró aguas de mayor salinidad en invierno, primavera y verano, con valores de  $33.34 \pm 0.11$ ,  $33.51 \pm 0.06$  y  $33.31 \pm 0.11$ , respectivamente. En el otoño se presentó agua de menor salinidad con un promedio de  $33.13 \pm 0.04$ ; sin embargo, el valor mínimo del año ocurrió en el invierno (32.83) y el máximo en primavera (33.65). (Fig.4 y 5, Tabla III).

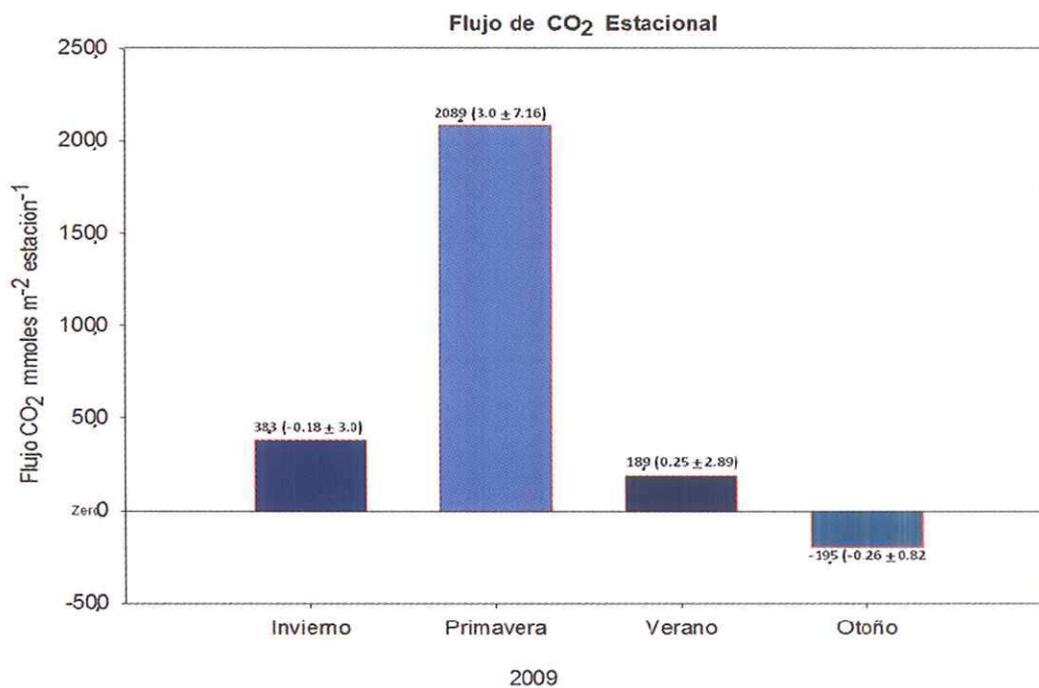
Los diagramas T-S para cada estación del año, mostraron que para invierno, primavera y verano, el agua de menor temperatura (11.96 a 21.65 °C) corresponde con agua de mayor salinidad (33.31 a 33.51). Este comportamiento se invierte durante el otoño, es decir agua más caliente (15.25 °C a 19.23 °C), agua menos salada (33.02 a 33.27 ups) (Fig. 5). Durante el verano se aprecia que las aguas superficiales conservan la salinidad media observada en primavera ( $S < 34$ ). En ambas estaciones del año los diagramas T-S nos indican que la capa superficial estuvo ocupada casi en su totalidad por Agua Subártica (ASA).

Tabla III. Promedios de las variables medidas y calculadas, para la obtención de los balances anuales, estacionales y mensuales del flujo de CO<sub>2</sub> en el sitio Ensenada durante el 2009. Para invierno se consideraron los meses de enero, febrero y marzo. Para primavera se incluyeron los meses de abril, mayo y junio. Para verano se consideraron los meses de julio, agosto y septiembre y para otoño se incluyeron los meses de octubre, noviembre y diciembre de 2009.

Variable	Estación	Promedio	Desv. Estándar	Valor Min.	Valor Max.	Variación
Viento (m s <sup>-1</sup> )	Anual	4.63	1.81	1.04	11.46	10.42
	Invierno	4.62	1.71	1.51	9.06	7.55
	Primavera	4.66	1.62	1.78	10.15	8.37
	Verano	5.02	1.96	1.62	9.31	7.69
	Otoño	4.2	1.85	1.04	11.46	10.42
Temperatura (°C)	Anual	15.83	1.75	11.96	21.65	9.69
	Invierno	14.52	0.89	12.57	16.67	4.1
	Primavera	14.65	1.17	11.96	17.17	5.21
	Verano	17.12	1.93	13.86	21.65	7.79
	Otoño	16.7	0.92	15.25	19.23	3.98
Salinidad (ups)	Anual	33.32	0.16	32.83	33.65	0.82
	Invierno	33.34	0.11	32.83	33.56	0.73
	Primavera	33.51	0.06	33.34	33.65	0.31
	Verano	33.31	0.11	32.95	33.5	0.55
	Otoño	33.13	0.04	33.02	33.27	0.25
pCO <sub>2</sub> mar (µatm)	Anual	387.33	55.32	274.25	683.59	409.34
	Invierno	380.52	44.63	343.38	521.04	177.66
	Primavera	416.15	89.47	274.25	683.59	409.34
	Verano	376.74	35.2	315.78	513.06	197.28
	Otoño	376.22	10.86	331.05	398.11	67.06
pCO <sub>2</sub> aire (µatm)	Anual	387.54	8.04	381	417.15	36.15
	Invierno	395.54	6.61	388.89	417.15	28.26
	Primavera	394.45	5.12	381	408.23	27.23
	Verano	381				0
	Otoño	381				0
Delta pCO <sub>2</sub> (µatm)	Anual	-0.2	53.44	-106.74	286.44	393.18
	Invierno	-15.02	44.08	-69.51	127.76	197.27
	Primavera	21.69	87.43	-106.74	286.44	393.18
	Verano	-4.25	32.2	-65.21	132.06	197.27
	Otoño	-4.77	10.86	-49.94	17.11	67.05

Tabla IV. Flujo de CO<sub>2</sub> en el sitio Ensenada durante 2009.

Variable	Estación	mmoles m <sup>-2</sup> año <sup>-1</sup>	mmoles m <sup>-2</sup> estación <sup>-1</sup>	Promedio mmoles m <sup>-2</sup> día <sup>-1</sup>	Desviación Estándar
Flujos (mmoles C m <sup>-2</sup> día <sup>-1</sup> )	Anual	2465		0.7	4.34
	Invierno (enero, febrero, marzo)		383	-0.17	3
	Primavera (abril, mayo, junio)		2089	3	7.16
	Verano (julio, agosto, septiembre)		189	0.25	2.89
	Otoño (octubre, noviembre, diciembre)		-195	-0.26	0.82

Figura 3. Flujos de CO<sub>2</sub> por estación del año, durante 2009, en el sitio Ensenada.

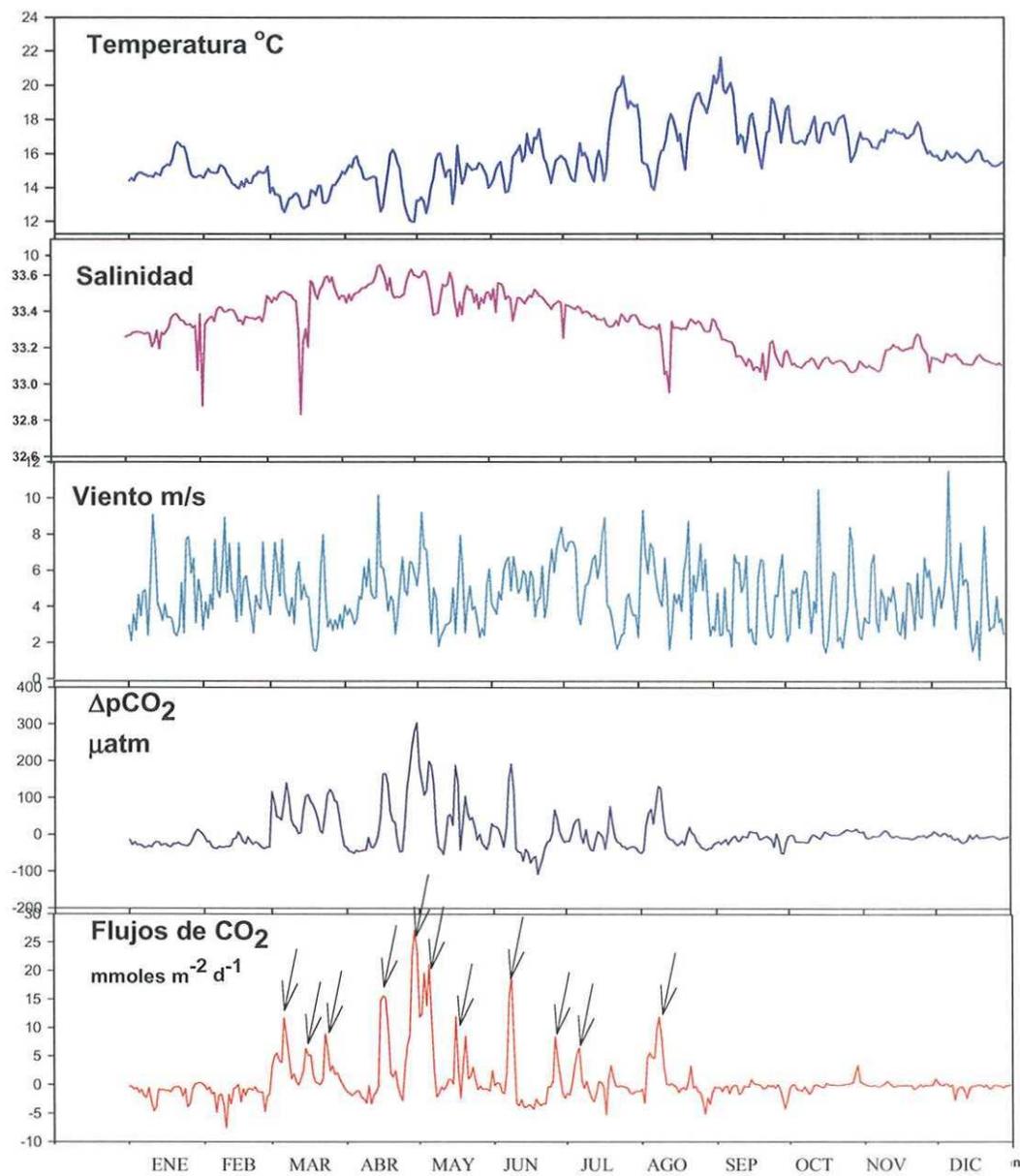


Figura 4. Series de tiempo, de temperatura, salinidad, rapidez del viento,  $\Delta p\text{CO}_2$  y flujos de  $\text{CO}_2$  para el sitio Ensenada, durante 2009. Las flechas en negro indican los flujos de  $\text{CO}_2$  más intensos del año.

La comparación de las temperaturas promedio entre las estaciones de invierno y verano, invierno y otoño, primavera y verano y primavera y otoño, mostró que existieron diferencias estadísticamente significativas ( $p= 0.00$ ), sin embargo, no se encontraron diferencias significativas entre invierno y primavera ( $p= 0.82$ ) y verano-otoño ( $p= 0.60$ ). Para la salinidad en todas las estaciones del año se obtuvo que hubo diferencias estadísticamente significativas ( $p= 0.00$  Tabla V).

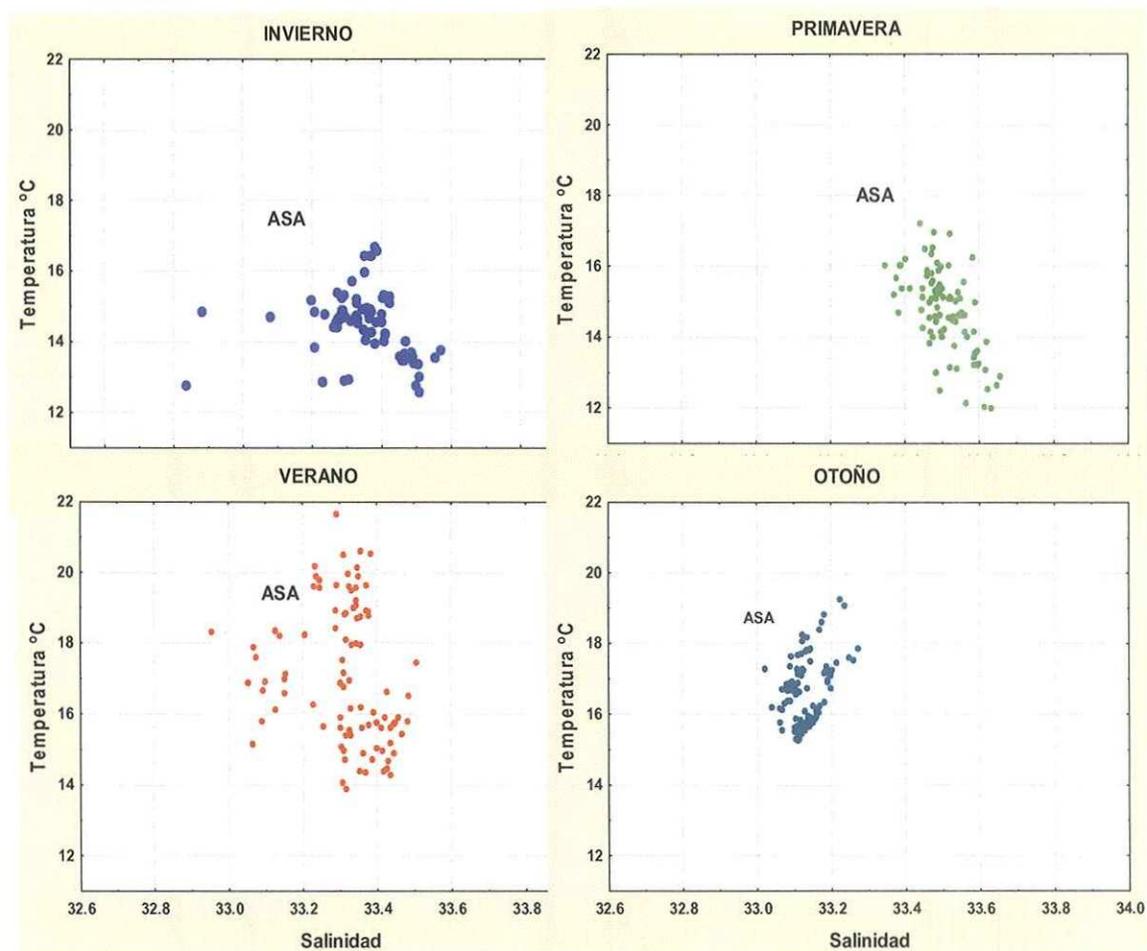


Figura 5. Diagramas T-S (temperatura y salinidad), por estación del año para 2009, para el sitio Ensenada.

La tabla V muestra los resultados de las pruebas no paramétricas, para las variables medidas y calculadas durante 2009 en el sitio Ensenada. La única variable que mostró que hubo diferencias estadísticas significativas durante todo el año fue la salinidad. Caso contrario para el viento en donde la prueba estadística dice que no hubo diferencia estadística significativa prácticamente en todo el año, solo hubo diferencias estadísticas entre el verano y el otoño ( $p=0.03$ ). La temperatura mostró que hubo diferencias estadísticas significativas en casi todo el año, menos entre invierno-primavera y verano-otoño en donde no hubo diferencias. Para los flujos de  $\text{CO}_2$ , se presentaron diferencias significativas entre invierno-primavera y verano-otoño, el resto del año no mostró diferencias significativas. Un comportamiento muy similar se dio para el  $\Delta p\text{CO}_2$ .

**Tabla V. Pruebas no paramétricas para el sitio Ensenada durante 2009. Los valores en rojo indican que existen diferencias estadísticamente significativas.**

TEMPERATURA			$\Delta p\text{CO}_2$		
ESTACION	No.	Valor de P	Invierno- Primavera	79	0.368083
Invierno- Primavera	79	0.821966	Primavera- Verano	92	0.175308
Verano- Otoño	94	0.606056	Primavera- Otoño	92	0.754454
Invierno- Verano	79	<b>0.000000</b>	Verano- Otoño	94	<b>0.079531</b>
Invierno- Otoño	79	<b>0.000000</b>	Invierno- Verano	79	<b>0.003454</b>
Primavera- Verano	92	<b>0.000000</b>	Invierno- Otoño	79	<b>0.000051</b>
Primavera- Otoño	92	<b>0.000000</b>			
SALINIDAD			FLUJO $\text{CO}_2$		
Invierno- Primavera	79	<b>0.000000</b>	Invierno- Otoño	79	0.115228
Verano- Otoño	94	<b>0.000000</b>	Primavera- Verano	92	0.117851
Invierno- Verano	79	<b>0.000000</b>	Primavera- Otoño	92	0.175308
Invierno- Otoño	79	<b>0.000000</b>	Verano- Otoño	94	0.470298
Primavera- Verano	92	<b>0.000000</b>	Invierno- Primavera	79	<b>0.024438</b>
Primavera- Otoño	92	<b>0.000000</b>	Invierno- Verano	79	<b>0.024438</b>
VIENTO					
Invierno- Primavera	79	0.260552			
Invierno- Verano	79	0.499642			
Invierno- Otoño	79	0.652685			
Primavera- Verano	92	0.602167			
Primavera- Otoño	92	0.602167			
Verano- Otoño	94	<b>0.030312</b>			

## VI.2. $\Delta p\text{CO}_2$

La serie de tiempo del  $\Delta p\text{CO}_2$  mostró una media anual de  $-0.2 \pm 53.44 \mu\text{atm}$ , con un máximo anual de  $286.44 \mu\text{atm}$ , y un mínimo de  $-106.74 \mu\text{atm}$ . Estos valores máximos y mínimos ocurrieron en el periodo de primavera, para la cual se obtuvo un promedio estacional de  $21.69 \pm 87.43 \mu\text{atm}$  (Figura 4, Tabla III). El invierno mostró un comportamiento contrario al de primavera, con un  $\Delta p\text{CO}_2$  promedio de  $-15.02 \pm 44.08 \mu\text{atm}$ , con valores mínimos de  $-69.51$  y máximos de  $127$ . El verano mostró el mismo sentido negativo del  $\Delta p\text{CO}_2$  que el de invierno, con una media de  $-4.25 \pm 32.2 \mu\text{atm}$ ; sin embargo, los valores máximos y mínimos fueron muy similares a los del invierno,  $-65.21 \mu\text{atm}$  y  $132.05 \mu\text{atm}$ , respectivamente. El otoño presentó una media de  $-4.77 \pm 10.86 \mu\text{atm}$ , con un valor mínimo de  $-49.94 \mu\text{atm}$  y un máximo de  $17.11 \mu\text{atm}$ , este intervalo fue el más pequeño de todo el año  $67.05 \mu\text{atm}$ . (Figura 4, Tabla III). No existieron diferencias estacionales estadísticamente significativas entre las estaciones de primavera e invierno ( $p=0.368$ ), entre primavera y verano ( $p=0.175$ ), entre primavera y otoño ( $p=0.754$ ) y entre verano y otoño ( $p=0.79$ ). Las estaciones que mostraron diferencias estadísticamente significativas fueron las de invierno y verano con un valor  $p=0.003$ , e invierno y otoño con un valor  $p=0.00$  (Tabla V). En resumen los eventos más importantes para esta variable es que son positivos y recurrentes sobre todo en primavera y verano.

## VI.3. Rapidez del Viento

La serie de tiempo de la rapidez del viento mostró durante 2009, un promedio anual de  $4.63 \pm 1.81 \text{ m s}^{-1}$ , con un valor máximo de  $11.46 \text{ m s}^{-1}$  y un mínimo de  $1.04 \text{ m s}^{-1}$ , ambos resultados se observaron en el otoño. La tendencia general en la serie de tiempo de la rapidez del viento fue de incremento de invierno hacia el verano, para volver a disminuir hacia el otoño, con el valor promedio más bajo de

$4.2 \pm 1.85 \text{ m s}^{-1}$ . En el invierno se presentó un valor promedio de  $4.62 \pm 1.71 \text{ m s}^{-1}$ , con un valor máximo de  $9.06 \text{ m s}^{-1}$  y un mínimo de  $1.51 \text{ m s}^{-1}$ , con un intervalo de  $7.55 \text{ m s}^{-1}$ , este intervalo fue el más bajo de todo el año. (Tabla III). La primavera mostró un ligero aumento en comparación con el invierno, con una media estacional de  $4.66 \pm 1.62 \text{ m s}^{-1}$ , y con un intervalo de  $8.37 \text{ m s}^{-1}$  (Tabla III). El verano fue la estación donde se presentó la mayor intensidad del viento con una media estacional de  $5.02 \pm 1.96 \text{ m s}^{-1}$ , con valores máximos de  $9.31 \text{ m s}^{-1}$  y mínimos de  $1.62 \text{ m s}^{-1}$ . El otoño fue la estación que mostró los promedios más bajos de todo el año, con un valor de  $4.2 \pm 1.85 \text{ m s}^{-1}$ , y como se mencionó anteriormente en esta estación es donde se observó el máximo y el mínimo de todo el año, con valores de  $11.46 \text{ m s}^{-1}$  y  $1.04 \text{ m s}^{-1}$  y por lo tanto donde se presentó la mayor variación de,  $10.42 \text{ m s}^{-1}$ . Las estaciones que resultaron ser estadísticamente diferentes fueron las de verano y otoño con un valor  $p = 0.30$ . El resto de las estaciones no mostraron diferencias estadísticamente significativas (Tabla V).

#### VI.4. Flujos de $\text{CO}_2$

La serie de tiempo de los flujos de  $\text{CO}_2$ , presentó una fuerte variabilidad durante todo el año (Tabla VI, Figuras 4 y 6). En invierno y otoño la variable presentó signo negativo. En el verano el flujo presentó una media de  $0.25 \pm 2.89 \text{ mmol C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ , signo diferente a la  $p\text{CO}_2$  en la misma temporada. Anualmente el flujo de  $\text{CO}_2$  mostró una media de  $0.7 \pm 4.34 \text{ mmol C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ , con un valor mínimo en 2009 de  $-7.53 \text{ mmol C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  y máximo de  $27.12$ , con un registro del valor mínimo en el invierno y el máximo en primavera. El invierno presentó una media de  $-0.17 \pm 3.0 \text{ mmol C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ . La primavera mostró el valor más alto registrado en 2009, con una media de  $3.0 \pm 7.16 \text{ mmol C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  el valor máximo en el año con  $27.12 \text{ mmol C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  y un valor mínimo de  $-4.25 \text{ mmol C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ . El verano presentó un valor medio positivo de  $0.25 \pm 2.89 \text{ mmol C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  con un mínimo de  $-5.23 \text{ mmol C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  y un máximo de  $11.88 \text{ mmol C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  y un intervalo de  $17.11 \text{ mmol C}$

$\text{m}^{-2} \text{d}^{-1}$ . Finalmente el otoño presentó un valor medio de  $-0.26 \pm 0.82 \text{ mmol C m}^{-2} \text{d}^{-1}$ , un valor mínimo de  $-4.16 \text{ mmol C m}^{-2} \text{d}^{-1}$  y un máximo de  $3.4 \text{ mmol C m}^{-2} \text{d}^{-1}$ , obteniendo en esta estación del año el intervalo más pequeño con un valor de  $7.56 \text{ mmol C m}^{-2} \text{d}^{-1}$  (Tabla VI).

Las diferencias estacionales no fueron estadísticamente significativas entre invierno y otoño ( $p= 0.115$ ), primavera y verano ( $p= 0.117$ ), primavera y otoño ( $p= 0.175$ ) y verano y otoño ( $p=0.470$ ). Para invierno y primavera si hubo diferencias estadísticamente significativas con un valor  $p= 0.024$ . De la misma manera existieron diferencias significativas para invierno y verano con un valor  $p= 0.02$  (Tabla V). El balance mensual de flujos de  $\text{CO}_2$  muestra que los meses que se comportaron como sumidero de  $\text{CO}_2$ , fueron los meses de enero con  $-298 \text{ mmoles C m}^{-2} \text{mes}^{-1}$ , con una media de  $-1.2 \pm 1.28$ , septiembre con  $-68 \text{ mmoles C m}^{-2} \text{mes}^{-1}$ , con una media de  $-0.66 \pm 0.99$ , octubre con  $-104 \text{ mmoles C m}^{-2} \text{mes}^{-1}$  con una media de  $-0.04 \pm 0.91$ , noviembre con  $-23 \text{ mmoles C m}^{-2} \text{mes}^{-1}$  con una media de  $-0.09 \pm 0.32$  y diciembre con  $-69 \text{ mmoles C m}^{-2} \text{mes}^{-1}$  con una media anual de  $-0.37 \pm 0.65$ . Los meses de septiembre a diciembre de 2009, coincidieron con la época de no surgencias. Los meses que se comportaron como fuente fueron febrero con  $93 \text{ mmoles C m}^{-2} \text{mes}^{-1}$ , con una media de  $-179.0 \pm 1.69$ , marzo con  $598 \text{ mmoles C m}^{-2} \text{mes}^{-1}$ , y una media de  $3.22 \pm 2.99$ , abril con  $1208 \text{ mmoles C m}^{-2} \text{mes}^{-1}$  y una media de  $4.19 \pm 8.85$ , mayo con  $840 \text{ mmoles C m}^{-2} \text{mes}^{-1}$  y una media de  $3.89 \pm 6.53$ , junio con  $41 \text{ mmoles C m}^{-2} \text{mes}^{-1}$ , y una media de  $0.25 \pm 5.63$ , julio con  $14 \text{ mmoles C m}^{-2} \text{mes}^{-1}$  y una media de  $-0.07 \pm 2.28$  y agosto con  $243 \text{ mmoles C m}^{-2} \text{mes}^{-1}$  y una media de  $0.97 \pm 3.91$ . Estos resultados muestran que de febrero a abril se da un incremento en el valor del flujo de  $\text{CO}_2$  hacia la atmósfera (fuente), que coincide con los valores altos de la rapidez del viento, ( $4.66 \pm 1.62$  y  $5.02 \pm 1.96 \text{ m s}^{-1}$ ), (Fig.6).

La serie de tiempo de los flujos de  $\text{CO}_2$  (Fig. 4) presentó periodos de flujos hacia la atmósfera, como respuesta a los eventos de surgencias. El primero de ellos ocurrió entre los meses de marzo y abril con la presencia de 3 eventos muy

claros. El primer evento se presentó entre el 1 y 8 de marzo, con flujos hasta de  $11.73 \text{ mmoles m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  (duración de 8 días); el segundo se presentó entre el 14 y 18 de marzo, con flujos hasta de  $6.38 \text{ mmoles de C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  (duración de 5 días), y el tercero con flujos de hasta  $8.9 \text{ mmoles de C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  (duración de 8 días). El segundo periodo de flujo de  $\text{CO}_2$  y más intenso de todo el año, ocurrió entre abril y junio, con un primer evento entre el 15 al 21 de abril con flujos hasta de  $15.67 \text{ mmoles de C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  (con duración de 7 días), el segundo entre el 28 de abril y 7 de mayo, con flujos hasta de  $22.83 \text{ mmoles de C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  (con duración de 10 días), y el tercero entre el 19 y 24 de mayo, con flujos hasta de  $8.55 \text{ mmoles de C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ . Otro período observable fue el que ocurrió entre el 25 y 28 de junio con valores de flujos de hasta  $8.45 \text{ mmoles de C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ . El último periodo del año de flujo de  $\text{CO}_2$  hacia la atmosfera ocurrió entre el 3 y 10 de agosto, con valores máximos de  $1.88 \text{ mmoles de C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  (duración de 7 días).

**Tabla VI. Balance mensual, estacional y anual, del flujo de  $\text{CO}_2$ , para el sitio Ensenada durante 2009.**

BALANCE MENSUAL			
	mmoles C $\text{m}^{-2}$ mes <sup>-1</sup>	Media (mmoles C $\text{m}^{-2}$ $\text{d}^{-1}$ )	desviación estándar
Enero	-298	-1.2	1.28
Febrero	93	-1.79	1.69
Marzo	588	3.22	2.99
Abril	1208	4.19	8.86
Mayo	840	3.89	6.53
Junio	41	0.25	5.63
Julio	14	-0.07	2.28
Agosto	243	0.97	3.91
Septiembre	-68	-0.66	0.99
Octubre	-104	-0.04	0.91
Noviembre	-23	-0.09	0.32
Diciembre	-69	-0.37	0.65

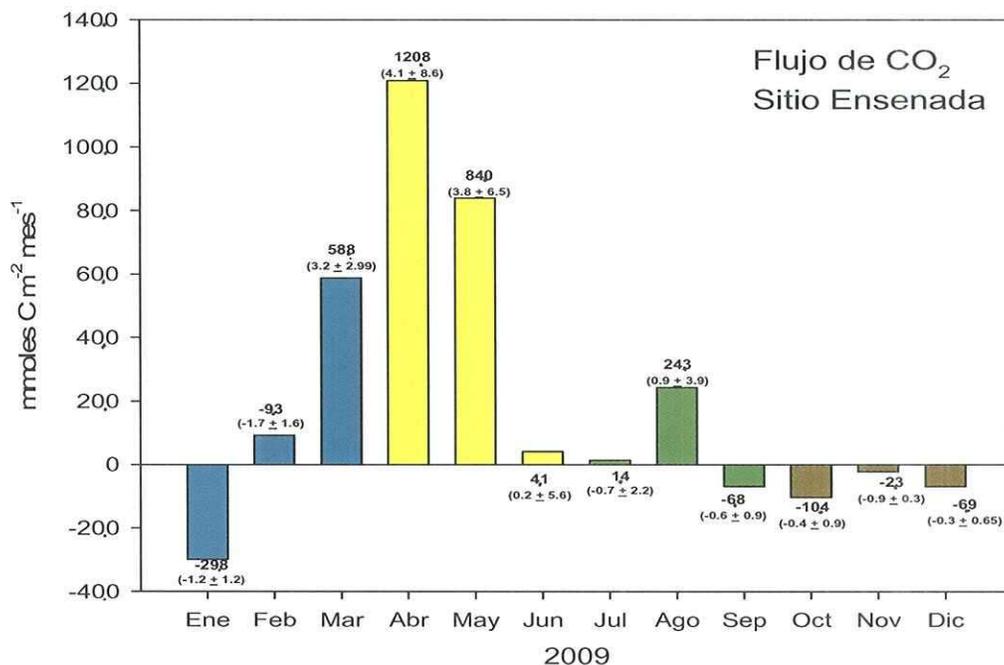


Figura 6. Flujos mensuales de CO<sub>2</sub>, obtenido para el sitio Ensenada durante 2009. Los números más grandes representan el valor del flujo en mmol C m<sup>-2</sup> mes<sup>-1</sup>. Los números más pequeños representan el promedio anual, con su desviación estándar.

La tabla VIII muestra las correlaciones directas entre las diferentes variables medidas durante 2009. Al analizar dichas correlaciones entre el flujo de CO<sub>2</sub>, y considerando un valor de  $r =$  mayor a 0.30 como media correlación, se observó que los flujos de CO<sub>2</sub> presentaron una correlación alta con la temperatura ( $r = 0.48$ ), una correlación media con salinidad  $r = 0.29$ , y una baja correlación con el viento ( $r = 0.19$ ).

**Tabla VII. Correlaciones para el sitio Ensenada, durante 2009.**

Correlación Anual 2009

	VIENTO	TEMP	SALINIDAD	DELTA pCO <sub>2</sub>	FLUJOS	SURGENCIAS
VIENTO	1.00000	-0.28179	0.13296	0.15617	0.19410	0.43567
TEMP	-0.2817	1.00000	-0.47232	-0.47064	-0.4841	-0.12616
SALINIDAD	0.13296	-0.47232	1.00000	0.26419	0.33427	0.26803
DELTA pCO <sub>2</sub>	0.15617	-0.47064	0.26419	1.00000	0.89217	0.21504
FLUJOS	0.19410	-0.48411	0.33427	0.89217	1.00000	0.29366

La figura 7 muestra el comportamiento de las anomalías de las series de tiempo durante 2009, de las distintas variables. Dichas anomalías se calcularon restando el promedio al valor obtenido para cada variable de estudio. La anomalía de temperatura muestra que de febrero a junio se presentaron anomalías negativas y una relación inversa con salinidad, es decir de febrero a agosto se presentaron anomalías positivas. La serie de tiempo de viento mostró anomalías positivas fuertes en los meses de enero, marzo y mayo, sin embargo, no se aprecia una tendencia observable. La serie de tiempo de  $\Delta p\text{CO}_2$  y los flujos de  $\text{CO}_2$  muestran tendencias muy similares, es decir anomalías positivas durante primavera-verano. En otoño (septiembre a diciembre) mostraron anomalías negativas.

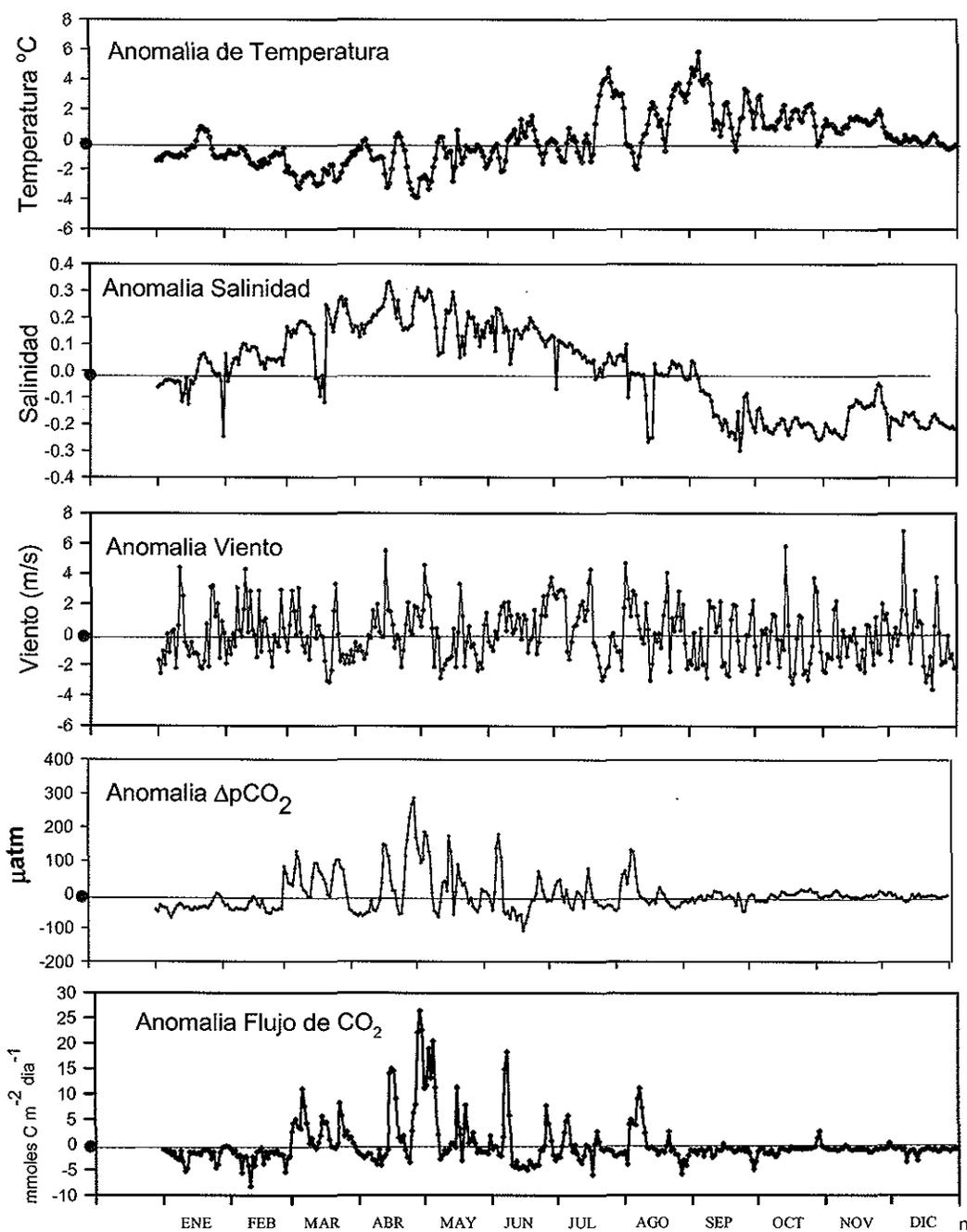


Figura 7. Anomalías, de Temperatura, Salinidad, Viento,  $\Delta p\text{CO}_2$  y Flujos de  $\text{CO}_2$  para el sitio Ensenada, durante 2009.

## VII. DISCUSIONES

La importancia del océano en la regulación natural de los niveles de CO<sub>2</sub> atmosférico ha sido reconocida por más de 60 años. Por esta razón se necesitan entender los procesos físicos, químicos y biológicos que regulan el flujo de carbono en los océanos, y de esta manera poder predecir las consecuencias que tiene el aumento en los niveles de CO<sub>2</sub> y gases invernadero en la atmósfera producto de las actividades antropogénicas (Sarmiento y Gruber, 2002). La llamada bomba de la solubilidad considera que el CO<sub>2</sub> atmosférico que se disuelve en las capas superficiales del océano y que las surgencias aportan al océano superficial aguas ricas en carbono inorgánico disuelto, las cuales sobresaturan el sistema creando una fuente de CO<sub>2</sub> hacia la atmósfera. En base a esto, el cálculo del flujo de carbono entre el océano y atmósfera se basa en mediciones de la presión parcial del CO<sub>2</sub> entre ambos sistemas, indicando así, la dirección del flujo.

El papel de los océanos costeros del mundo en el balance global del carbono es aún objeto de debate, en parte por no existir datos suficientes en la mayoría de las regiones costeras. Los mares costeros tienen una alta actividad biogeoquímica, por lo que se esperan flujos altos de carbono entre la superficie del agua de mar y la atmósfera (Chen, 2004). La pregunta es si el océano costero es como el mar abierto, un sumidero neto de carbono, o en contraste con el mar abierto, una fuente neta de carbono hacia la atmósfera. Los márgenes continentales reciben grandes cantidades de materia orgánica, que se descompone en el océano costero liberando CO<sub>2</sub>. La comunidad científica ha considerado el océano costero como una región de desgasificación neta de CO<sub>2</sub> (Borges *et al.*, 2005). Es un hecho conocido que el océano costero mundial es muy heterogéneo con respecto a los procesos biogeoquímicos y físicos predominantes. Los mares marginales de altas latitudes templadas actúan como sumideros netos de carbono, en contraste con los mares marginales subtropicales y tropicales que son fuentes netas de carbono hacia la atmósfera (Liu *et al.*,

---

2000). Las costas donde ocurre el afloramiento considerable de aguas frías ricas en nutrientes a la superficie son fuentes netas, mientras que en aquellas con un afloramiento débil actúan como sumideros netos de CO<sub>2</sub>. Algunos de los ecosistemas cercanos a la costa, tales como los estuarios, los manglares, marismas y los arrecifes de coral, causan que los océanos costeros sean una fuente neta de carbono (Cai, 2003). Sobre las plataformas continentales, parece haber un proceso llamado "bomba de la plataforma continental", que en el balance neto toma CO<sub>2</sub> de la atmósfera y lo transporta como carbono inorgánico disuelto (CID) hacia el océano abierto (Tsunogai, 1999). Entonces, como se puede apreciar, existe una gran variabilidad en las estimaciones de los flujos de carbono y es muy difícil hasta ahora, con el conocimiento disponible, generalizar si el océano costero es fuente o sumidero. Aunque en general, las investigaciones hasta ahora realizadas a nivel mundial consideran que los océanos costeros del mundo actúan como un débil sumidero neto de CO<sub>2</sub> atmosférico con valores que van desde 0.05 Pg C año<sup>-1</sup> (Borges *et al.*, 2005) a 0.1 Pg C año<sup>-1</sup> y hasta 0.36 Pg C año<sup>-1</sup> (Chen, 2004).

Son muy pocas las investigaciones realizadas en los sistemas costeros del mundo sobre el ciclo del carbono, y en particular los flujos de carbono. El resultado es que actualmente no se conoce con certeza si estas regiones son fuentes o sumideros de carbono u oscilan entre fuente y sumidero a lo largo del año. Con las pocas estimaciones que se han realizado sobre los flujos anuales de carbono, se ha reportado que las áreas con altos valores del índice de surgencia (IS), tales como las localizadas en las costas de California (USA) y de Omán (Mar Árabe), tienden a ser anualmente fuentes de CO<sub>2</sub>, a diferencia de regiones con bajos valores de IS que tienden a ser anualmente sumideros de CO<sub>2</sub>, tales como los localizados en las costas de Galicia (España) e Isla Vancouver (Canadá). Estas diferencias podrían deberse a que el tiempo de residencia de las masas de agua es muy corto en sistemas de surgencia costera, pero el aporte de nutrientes es lo suficientemente intenso como para evitar la sub-saturación de CO<sub>2</sub> y consumo total de nutrientes (Borges, 2005).

Es por esto la gran importancia de nuestra investigación a escala de alta frecuencia temporal, para avanzar el conocimiento sobre la dinámica de los flujos de carbono en las zonas costeras de nuestro país.

En México solo existen tres localidades costeras establecidas como observatorios de monitoreo costero (Ensenada, Bahía Magdalena y las costas de Manzanillo) y que generan registros cuasi-continuos de las variables físico-químicas que se relacionan con la dinámica de las variables del sistema del CO<sub>2</sub>.

La hipótesis de nuestro estudio se basó en entender la variabilidad estacional que tiene el  $\Delta p\text{CO}_2$  en el sitio Ensenada, y a partir de esta variable determinar si existían diferencias estacionales en los flujos de CO<sub>2</sub> y elucidar las diferencias entre los flujos de CO<sub>2</sub> entre la época de surgencia y no surgencia y al final entender el balance anual de carbono en esta localidad.

En la primavera-verano, el principal proceso físico que modificó las condiciones hidrográficas cerca de la costa, fueron las surgencias provocadas por fuertes vientos ( $\sim 7.5 \text{ m s}^{-1}$ ) a lo largo de la costa, lo cual se traduce en la presencia de agua superficial relativamente más salada, más fría, y ricas en nutrientes cerca de la costa. La variabilidad durante el verano-otoño y el invierno se da básicamente por los patrones de circulación del sur de California y el norte de BC, como son un remolino con actividad intensa de mesoescala, flujo superficial hacia el polo, y agua más salada por bombeo de Ekman (Durazo *et al.*, 2010).

En este entendido, el sitio ENSENADA, mostró ser un sitio costero sensible a estos cambios físico-químicos estacionales y representativo de estas aguas costeras (Linacre, 2010).

Nuestros resultados muestran (Tabla V) que hubo diferencias estadísticamente significativas entre los flujos de invierno (época de surgencias) y el verano

---

(surgencia debilitada), siendo mayores en invierno. Asimismo se encontraron diferencias estadísticamente significativas entre los flujos de invierno (época de surgencias) y otoño (surgencia debilitada), siendo mayores en invierno. En el invierno el flujo de CO<sub>2</sub> fue mayor que en verano y otoño ya que en invierno se presentaron las aguas más frías de todo el año, con salinidades más altas de todo el año y esto se puede considerar como una surgencia costera reciente, rica en nutrientes y CO<sub>2</sub>, lo cual provoca un incremento en la pCO<sub>2</sub> del mar y por consiguiente un flujo hacia la atmósfera, tal como lo describió Hidalgo-González *et al.* (1997) para el Golfo de California.

Para la época de surgencias el flujo fue mayor en primavera que en invierno y verano, ya que esta agua fue una de las más frías y la más salada de todo el año considerándose agua de surgencia. De acuerdo a Linacre (2010) y Durazo (2009) esto se debe a que el núcleo de la Corriente de California transporta hacia el Ecuador agua con relativa baja salinidad (<34) de origen sub-ártico (ASA), la cual se localiza en la época de primavera muy cerca de la costa (Linacre, 2010). Por otro lado, existe evidencia que sugiere que la corriente de California se mueve más cerca a la costa durante la primavera (Friederich *et al.*, 2002). Durazo *et al.* (2010) mencionan que en la región norte de Baja California, las surgencias persisten todo el año, pero con mayor intensidad en primavera y verano. Los resultados obtenidos para nuestro estudio mostraron que para el flujo de CO<sub>2</sub> también hubo diferencias estadísticamente significativas entre el invierno y el verano. Lynn y Simpson (1987) mencionan que la CC se intensifica en la época primavera-verano debido a los vientos del noroeste, los cuales impulsan la masa de agua hacia el sur y generan eventos intensos de surgencias costeras. A principios de otoño los vientos disminuyen y la componente se atenúa o se invierte debilitando los afloramientos costeros. A partir de esta época se desarrolla una contracorriente costera superficial que va desde Baja California hasta Punta Eugenia, (Hickey, 1979).

Los datos obtenidos en este estudio (Tablas IV y VI) sugieren que la variabilidad de los flujos de carbono en la Estación Ensenada, se puede dividir en dos periodos: el primero durante primavera-verano (febrero-agosto) donde se observó que el sistema se comportó como fuente con una variación de los flujos de CO<sub>2</sub> de 0.25 a 3.22 mmoles C m<sup>2</sup> d<sup>-1</sup>. Se observó que de febrero a abril ocurrió un incremento en el valor del flujo hacia la atmósfera (fuente), que coincidió con los valores altos en la velocidad del viento (4.66±1.62 y 5.02±1.96 m s<sup>-1</sup>).

Durante el segundo periodo en otoño-invierno (septiembre-diciembre) las variables medidas en el sitio Ensenada mostraron que el sistema fue un sumidero de CO<sub>2</sub>, en donde los flujos variaron de -0.07 a -0.66 mmoles m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>. Estos resultados difieren de lo reportado por Hernández-Ayón (2010), quienes reportaron para los periodos de invierno-primavera un flujo de la atmósfera hacia el océano, y en verano-otoño, un flujo de CO<sub>2</sub> hacia la atmósfera. Estas diferencias podrían deberse a que sus mediciones fueron más oceánicas y no tienen la influencia de los procesos físicos locales que se presentan cerca de la costa, como las surgencias, además que su metodología se basó en la recopilación de datos de mediciones superficiales disponibles de pCO<sub>2</sub>, temperatura y salinidad obtenidas entre 1993 y 2001 en las costas del Pacífico frente a la Península de Baja California.

De acuerdo con lo descrito por Peterson *et al.* (2006) se pueden distinguir algunos escenarios en la zona costera donde se han presentado eventos de surgencias. En el primer escenario, se presentaron aguas con alto contenido de CO<sub>2</sub> asociado con temperatura superficial relativamente baja ( $\leq 13.0$  °C), salinidad cercana a 34, y altos valores de pCO<sub>2</sub> ( $> 500$   $\mu$ atm). Estas condiciones coinciden con lo registrado en nuestro estudio, ya que los valores más altos obtenidos de  $\Delta$ pCO<sub>2</sub> y flujos de CO<sub>2</sub> ocurrieron en primavera coincidente con las más bajas temperaturas y una salinidad cercana a los 34. Estas condiciones posiblemente suceden debido a que el núcleo de la Corriente de California que transporta hacia el Ecuador agua con relativa baja salinidad (<34) de origen sub-ártico (ASA),

se localiza muy cerca de la costa en la época de primavera (Linacre, 2010). De acuerdo a lo reportado por Durazo *et al.* (2010) la única masa de agua registrada en el sitio FLUCAR para el 2009 fue Agua Subártica (ASA); la influencia del ASA que acarrea la CC es máxima durante primavera, durante la época de surgencias cuando los vientos del noroeste son más intensos en la región (Pérez-Brunius *et al.*, 2007). Los resultados del presente trabajo sugieren que en presencia de una surgencia costera reciente, resulta en una exportación del exceso de CO<sub>2</sub> hacia la atmósfera y se identifica dicha zona como una fuente temporal de CO<sub>2</sub>, tal como lo ha sugerido Borges *et al.* (2005) y Friederich *et al.* (2002). En zonas de surgencias costeras o con procesos de mezcla intensa, el agua profunda rica en CO<sub>2</sub> se acarrea hacia la superficie y resulta un incremento de la pCO<sub>2</sub> en el agua y consecuentemente en un flujo de este gas hacia la atmósfera (Hidalgo-González *et al.*, 1997).

Para el segundo escenario, Peterson *et al.* (2006) consideran bajos valores de la pCO<sub>2,mar</sub> (< 250 µatm), temperaturas superficiales bajas, (<13.0 °C) y alta salinidad (~34.0). Sin embargo, los resultados obtenidos en nuestro estudio difieren con los valores de temperatura, ya que los valores más altos observados ocurrieron en verano y otoño. Sin embargo, los resultados de este trabajo son consistentes con lo obtenido por Peterson (2006), para el ΔpCO<sub>2</sub> y los flujos de CO<sub>2</sub> con los valores más bajos de todo el año para el otoño de 2009. Esto permite sugerir que a pocos días del evento de surgencias la producción fitoplanctónica fue alta, hasta 1.5 mg m<sup>-3</sup>, como promedio de julio a diciembre de 2009 (Chlorophyll-a, Aqua MODIS, NPP, West US, NOAA, Coast Watch), el consumo de nutrientes procedió por algunos días y esto pudo producir una reducción de la pCO<sub>2</sub> y a su vez un flujo de CO<sub>2</sub> de la atmósfera al océano (Álvarez-Borrego, 2007). Esto pudo ser lo que ocurrió durante los meses de septiembre-diciembre de 2009 en el sitio Ensenada donde los flujos para estos meses fueron negativos (Tablas IV y VI).

Chávez *et al.* (2007) mencionan que en promedio anual las costas del Pacífico, y en general las zonas en latitudes cercanas a los 30°N, suelen comportarse como

una fuente de CO<sub>2</sub> a la atmósfera, mientras que las zonas por arriba de los 40°N se comportan como sumideros. Esto coincide particularmente para el sitio Ensenada en el 2009, el cual se comportó como una fuente ligera de CO<sub>2</sub> a la atmósfera.

El sitio Ensenada durante 2009 presentó solo una masa de agua (ASA), la cual permaneció casi todo el año en las costas de BC, pero fue aun más dominante su flujo durante primavera-verano cuando los vientos del noroeste son dominantes (Durazo *et al.*, 2010). Si consideramos que esto ocurre a todo lo largo de la Península de BC, se podría esperar observar dichos cambios en un solo punto de muestreo. Tal es el caso de lo observado en la estación 100.30 frente a las costas de Ensenada, en la cual se encontró una gran variación de la temperatura y salinidad a lo largo de los más de diez años de muestreos en la red IMECOCAL. Los resultados del análisis histórico muestran que los datos de un sólo punto permiten detectar variaciones no sólo estacionales sino que también interanuales. Por ejemplo, la fase cálida reportada durante 1997-98 asociada al evento El Niño y la fase fría durante 1999-2002 asociada con La Niña, un período de baja salinidad entre el 2002 al 2006 asociado a la entrada de un mayor volumen de Agua Subártica y finalmente La Niña nuevamente en el 2008 (Linacre, 2010). Al realizar la comparación de las variables de T y S del OMC en el 2009, con los de la estación 100.30, se encontró un comportamiento muy similar, con un promedio de 15°C de temperatura para la estación 100.30, y para este trabajo 15.8°C, y promedio de salinidad para la estación 100.30 de 33.5 y 33.4 para este trabajo.

La tabla VIII muestra una comparación de los trabajos más representativos de los últimos años en los cuales se ha medido la variabilidad de los flujos de CO<sub>2</sub>. En esta tabla es posible observar que los datos de nuestro trabajo, variaron hasta en cuatro veces, en relación con lo reportado por De la Cruz – Orozco *et al.* (2007) (1.12 mmol m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>) y Friederich *et al.* (2002) (4.1 mmol m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>). Hernández – Ayón *et al.* (2007) reportaron el doble de lo que reportó De la Cruz – Orozco *et al.* (2007). Nuestro trabajo (0.71 mmol m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>), registró flujos de carbono un poco

---

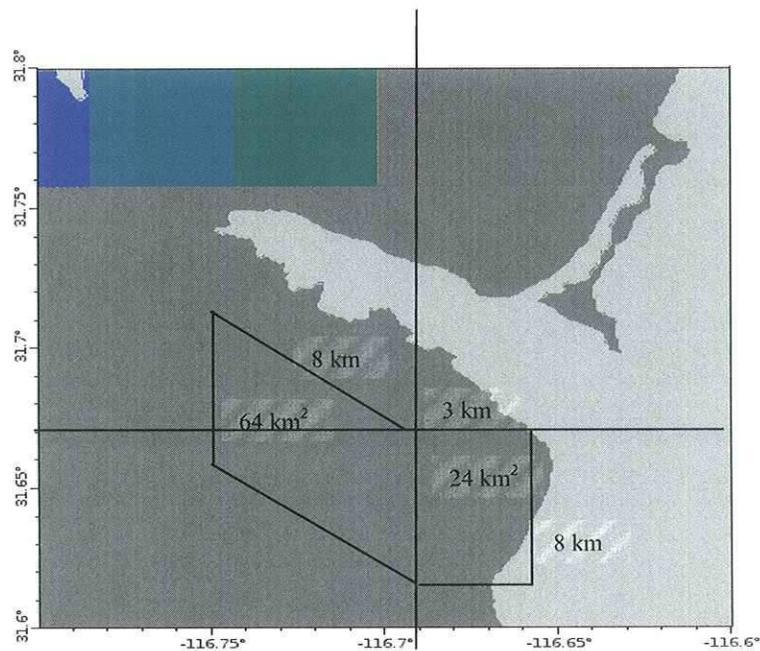
más del doble de lo que han reportado Borges *et al.* (2005) a nivel mundial ( $0.30 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ).

**Tabla VIII. Comparación de mediciones de flujos de carbono, para la zona de surgencias costeras de la Corriente de California**

AUTOR	AÑO DEL ESTUDIO	AREA DE ESTUDIO	METODO	RESULTADO
Friederich <i>et al.</i> (2002)	1997-1999	Sección perpendicular frente a Bahía Monterrey	Mediciones en 49 cruceros. Inicio de monitoreo con boyas	$1.5 \text{ mol m}^{-2} \text{ año}^{-1}$
De La Cruz-Orozco <i>et al.</i> (2010)	2004-2005	Sur de la Corriente de California, IMECOCAL	5 campañas oceanográficas en muestreo cuatrimestrales.	$0.41 \text{ mol m}^{-2} \text{ año}^{-1}$
Hernández - Ayón <i>et al.</i> (2010)	1993-2001	Costas del Pacífico, frente a la Península de B.C. IMECOCAL	Recopilación de datos de mediciones superficiales disponibles de $\text{pCO}_2$ .	$0.97 \text{ mol m}^{-2} \text{ año}^{-1}$
Borges <i>et al.</i> (2005)	2005	Zonas de Surgencias Mundiales	Recopilación de datos mundiales hasta el 2005	$0.11 \text{ mol m}^{-2} \text{ año}^{-1}$
Esta Investigación (2011)	2009	OMC ENSENADA	Monitoreos cuasi-continuos, superficiales, cada 3 hrs de enero a diciembre	$0.26 \text{ mol m}^{-2} \text{ año}^{-1}$

El periodo de los eventos de intensificación de las surgencias es irregular y oscila típicamente entre 10 y 15 días (Álvarez-Borrego y Álvarez-Borrego, 1982). Durante el periodo de observaciones de 2009, las surgencias ocurrieron cada 8 días en promedio y se observó que la respuesta de la  $\text{pCO}_2$  y los consecuentes flujos de carbono fue inmediata.

Como una aproximación a la cantidad de carbono que el área de estudio de este trabajo pueda intercambiar con la atmósfera, se generaron dos polígonos para calcular el área de influencia de nuestra investigación (Figura 8). El primer polígono considera que el sitio ENSENADA está a 3 km en línea recta de la costa a 8 km al sur de la línea 100.30 de IMECOCAL, que resulta en un área aproximada de 88 km<sup>2</sup>. Si se considera un flujo promedio de 0.26 moles de C m<sup>-2</sup> año<sup>-1</sup> se puede concluir que el sistema se comportó en promedio anual como una fuente de CO<sub>2</sub> del mar a la atmósfera, con un aporte anual en 88 km<sup>2</sup> de 276 tC año<sup>-1</sup>.



**Figura 8.** Área de estudio que muestra polígonos para cálculo de Carbono generado durante 2009 en el sitio Ensenada.

Lo que se pretende demostrar con estos cálculos es la importancia de contar con monitoreos continuos y conocer la variabilidad temporal de las variables que afectan el flujo de CO<sub>2</sub> en la zona norte de Baja California, ya que a partir de ellos se demuestra que con una sola estación de monitoreo se puede llegar a las mismas conclusiones reportados por estudios por medio de campañas oceanográficas; además es la primera vez que se presenta una serie de tiempo tan completa y comprensible del flujo CO<sub>2</sub> en la zona costera de Baja California.

Para mejorar la calidad de estas estimaciones y para una mejor comprensión de los complejos ecosistemas costeros y la dinámica del carbono, las investigaciones del futuro deben incluir el estudiar las variaciones estacionales de todas las componentes los flujos de CO<sub>2</sub>. Además de los intercambios océano – atmósfera son también de importancia los flujos entre la tierra y el océano, los flujos de la zona pelágica al sistema bentónico (bomba biológica y química) y viceversa, así como los flujos desde la plataforma continental hacia el océano abierto (bomba de la plataforma). Esto permitirá en un futuro, generar modelos de pronósticos y/o escenarios para entender la evolución de los ciclos biogeoquímicos y sus posibles impactos a los ecosistemas marinos y viceversa.

## VIII. CONCLUSIONES.

1. Existe una fuerte variabilidad estacional en los flujos de CO<sub>2</sub> en el sitio Ensenada durante 2009. En base al promedio diario, el invierno y el otoño se comportaron como sumidero de CO<sub>2</sub>; las estaciones de primavera y verano se comportaron como fuente de CO<sub>2</sub> a la atmósfera.
  2. Los flujos de CO<sub>2</sub> calculados durante el periodo de enero a diciembre del 2009, para el sitio Ensenada, fueron positivos (hacia la atmósfera) en la época de surgencias, y negativos (hacia el océano) en la época de relajamiento o debilitamiento de las surgencias.
  3. El balance anual de los flujos de CO<sub>2</sub> para la Estación Ensenada durante 2009, mostró un flujo total de ~2465 mmoles C m<sup>-2</sup> año<sup>-1</sup>, con un promedio diario de 0.71 mmoles C m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>. Este resultado sugiere que las aguas costeras del sitio Ensenada actúan como fuente de CO<sub>2</sub> a la atmósfera.
  4. Los resultados mostraron que, a partir de una sola estación de monitoreo, por medio de una boya oceanográfica anclada en la estación ENSENADA, podemos llegar a la misma conclusión reportada por estudios por medio de campañas oceanográficas (espaciales), en el sentido que en promedio anual las aguas costeras frente a la Península de Baja California se comportan como una fuente de carbono del océano hacia la atmósfera. La ventaja es que con la generación de estas series de tiempo en altas frecuencias, se pueden investigar asociaciones con procesos físicos y biogeoquímicos en estas escalas.
-

## IX. LITERATURA CITADA.

Álvarez Borrego, S. 2007. Principios Generales del Ciclo del Carbono en el Océano. En: Hernández- de la Torre, G. Gaxiola-Castro (eds.), Carbono en Ecosistemas Acuáticos de México. INE, SEMARNAT, CICESE, México, D. F. México. Págs. 11-28.

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, J y S. Álvarez-Borrego. 1982. Temporal and spatial variability of temperature in to coastal lagoons. CalCOFI Rep. XXIII: 188–197.

Bakker, D.C.E., H.J. De Baar, H.P.J De Oilde.1996. Dissolved carbon dioxide in Duch coastal Oaters. Mar. Chem. 55, 247–263.

Bakun, A. y C.S. Nelson. 1977. Climatology of upwelling related processes off Baja California. CalCOFI Rep. 19: 107–127.

Bakun, A. y C.S. Nelson 1991. The seasonal cycle of Wind-Stress curl in subtropical eastern boundary current regions. Journal of Physics Oceanography. 21: 1815–1834.

Barber, R. T. y F. P. Chávez, 1983. Biological consequences of El Niño. Science, 222, 1203–1210.

Borges, A. V. y M. Frankignoulle, 2001. Short-term variations of the partial pressure of CO<sub>2</sub> in surface Oaters of the Galician upwelling system. Progress in Oceanography 51: 283–302.

Borges, A.V. y M. Frankignoulle. 2002. Aspects of dissolved inorganic carbon dynamics in the upwelling system off the Galician coast. Journal of Marine Systems 32: 181–198

Borges, A.V., B. Delille y M. Frankignoulle. 2005. Budgeting sinks and sources of CO<sub>2</sub> in the coastal ocean: diversity of ecosystems counts. Geophysical Research Letters 32: L14601, doi:10.1029/2005GL023053

Cai, W.J. 2006. Air–sea exchange of carbon dioxide in ocean margins: a province based synthesis. Geophysical Research Letters 33: L12603.

- Casas, B., M. Varela, M. Canle, N. González, A. Bode. 1997. Seasonal variations of nutrients, seston and phytoplankton, and upwelling intensity off La Coruña (Spain). *Estuarine Coast. Shelf Sci.* 44: 767–778
- Castro, R. y A. Martínez. 2010. Variabilidad espacial y temporal del campo de viento. En: Durazo, R., Gaxiola, G. (eds.). *Dinámica del Ecosistema Pelágico frente a Baja California, 1997-2007: Diez años de investigaciones Mexicanas de la Corriente de California*. INE. Pp. 129-147
- Chavez, F., P. G. Strutton, G. E. Friederich, R. A. Feely, G.C., Feldman, D. G. Foley, y M. J. McPhaden. 1999. Biological and chemical response of the equatorial Pacific Ocean to the 1997–98 El Niño. *Science*, 286: 2126–2131.
- Chávez, F.P., T. Takahashi, O.J. Cai, G. Friederich, B. Hales, R. Wanninkhof, R.A. Feely,. 2007. Coastal Oceans. En: A.O. King, L. Dilling, G.P. Zimmerman, D.M. Fairman, R.A. Houghton, G. Marland, A.Z. Rose, T.J. Wilbanks, (Eds.), *The First State of the Carbon Cycle Report (SOCCR): The North American Carbon Budget and Implications for the Global Carbon Cycle. A Report by the US Climate Change Science Program and the Subcommittee on Global Change Research*. National Oceanic and Atmospheric Administration, National Climatic Data Center. Asheville, NC, USA, pp. 149–156
- 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. Pp 341–351.
- Chen, C.T.A. y A. V. Borges 2009. Reconciling opposing views on carbon cycling in the coastal ocean: Continental shelves as sinks and near-shore ecosystems as sources of atmospheric CO<sub>2</sub>. *Deep-Sea Research II* 56 (2009) 578–590.
- De La Cruz-Orozco, M., G. Gaxiola-Castro, J. García - Córdoba, G. Friederich, F. Chávez, J. Gómez - Valdés. 2007. Presión parcial del bióxido de carbono (pCO<sub>2</sub>) frente a Baja California. En: Hernández- de la Torre, G. Gaxiola-Castro (eds.), *Carbono en Ecosistemas Acuáticos de México*. INE, SEMARNAT, CICESE, México, D. F. Pp. 397–409.
- Durazo, R. 2009. Climate and upper ocean variability off Baja California, México: 1997–2008. *Progress in Oceanography*, doi:10.1016/j.pocean.2009.07.043.
- Durazo, R., y T. Baumgartner. 2002. Evolution of oceanographic conditions off Baja California: 1997-1999. *Progress in Oceanography* 54, 7–31.
- Falkoski, P.G., R.T. Barber y V. Smetacek., 1998. Biogeochemical controls and feedbacks on ocean primary production. *Science*, 281:200-206 p.
-

- Field, C.B., J.M. Behrenfeld, J.T. Randerson y P. Falkowki. 1989. Primary production of the biosphere: Integrating terrestrial and oceanic components. *Science*, 281 (5374): 237-240 p.
- Friederich, G.E., P.M. Oalz, M.G. Burczynski, 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.
- Gatuso, J.P., M. Frankignoulle, y R. Wollast. 1998. Carbon and carbonate metabolism in coastal aquatic ecosystems. *Annu. Rev. Ecol. Syst.* 29:405-34.
- 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
- Gaxiola-Castro, G. y R. Durazo 2010. Introducción. En: Gaxiola-Castro G, Durazo R (eds.), *Dinámica del Ecosistema Pelágico frente a Baja California, 1997–2007: Diez años de Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California*. INE. Pp. 13–18.
- Hales, B., T. Takahashi, y L. Bandstra. 2005. Atmospheric CO<sub>2</sub> uptake by a coastal upwelling system. *Global Biogeochemistry . Cycles* 19, GB1009, doi: 10.1029/2004GB002295.
- Hernández – Ayón, J.M., A. Zirino-Oeiss, F. Delgadillo-Hinojosa, S. Galindo-Bect. 2007. Carbono inorgánico disuelto en el Golfo de California en condiciones de verano En: Hernández- de la Torre, G. Gaxiola-Castro (eds.), *Carbono en Ecosistemas Acuáticos de México*. INE, SEMARNAT, CICESE, México, D. F. Pp. 45-58.
- Hernández-Ayón JM, G. Gaxiola-Castro, F. Chávez, T. Takahashi, Feely D, Sabine CL, Hales B, R. Lara-Lara. 2010. Variabilidad espacial y temporal del flujo de CO<sub>2</sub> océano-atmósfera. En: Gaxiola-Castro G, Durazo R (eds.), *Dinámica del Ecosistema Pelágico frente a Baja California, 1997–2007: Diez años de Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California*. Pp. 197-208
- Hidalgo-González, R.M, S. Álvarez-Borrego, y A. Zirino. 1997. Mixing in the region of the midriff islands of the Gulf of California: Effect on surface pCO<sub>2</sub> . *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 colour data from the satellite sensor SeaWiFS. *Deep-Sea Res. II* 51: 739-752.
-

Huyer, A. 1983. Coastal Upwelling in the California Current System. *Prog.Oceanog*: 12:259–284.

Jiménez-Pérez, L.C., B.E. Lavaniegos-Espejo y T. Baumgartner-McBride. 1998. Biomasa y estructura del zooplancton en aguas mexicanas de la Corriente de California durante octubre de 1997. Informe Técnico, Comunicaciones Académicas, Serie Ecología, CICESE, 32 p., CTECT9801.

Libes SM. 1992. An introduction to Marine Biogeochemistry. John Wiley & Sons, New York. 734 pp.

Linacre, L., R. Durazo-Arvizu, J.M. Hernández-Ayón, F. Delgadillo-Hinojosa, G. Cervantes-Díaz, J.R. Lara-Lara, V. Camacho-Ibar, A. Siqueiros-Valencia y C. Bazan-Guzman. 2010. Temporal variability of the physical and chemical Water characteristics at a coastal monitoring observatory: Station ENSENADA. *Continental Shelf Research* (2010), doi:10.1016/j.csr.2010.07.011

Lohmann, R., E. Jurado, J. Dachs y K.C. Jones. 2006. Quantifying the importance of the atmospheric sink of polychlorinated dibenzene dioxins and furans relative to other global loss processes. *Journal of Geophysical Research* 111, D21303, doi:10.1029/2005JD006983

Longhurst, A. R. 1998. *Ecological geography of the sea*. 1st ed. London: Academic Press. 398 pp.

McPhaden, M. J. (1999). Climate oscillations—genesis and evolution of the 1997–98 El Niño. *Science*, 283, 950–954.

Ocampo-Torre, F., H. García. 2007. La Interacción entre el Océano y la Atmosfera: Aspectos Físicos Relevantes en la Transferencia de Gases. En: Hernández- de la Torre, G. Gaxiola-Castro (eds.), *Carbono en Ecosistemas Acuáticos de México*. INE, SEMARNAT, CICESE, México, D. F.

Open University, *Ocean Circulation*. 2004. Cap. 3. Ocean Currents, pp. 31-38.

Pennington, J. T., y F. P. Chavez, 2000. Seasonal fluctuations of temperature, salinity, nitrate, chlorophyll and primary production at station H3/M1 over 1989–1996 in Monterey Bay, California. *Deep-Sea Research II*, 47:947-973.

Pérez-Brunius P., M. López, A. Parés-Sierra y J Pineda. 2007. Comparison of upwelling indices off Baja California derived from three different data sources. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 48: 204–214.

Rodríguez-Ibañez, C. 2007. Golfo de California: ¿Fuente o Sumidero?. Tesis de Maestría. Ecología Marina. CICESE. Agosto 2007.

- Sánchez, A. y J. Carriquiry. 2007. Flujos de carbono orgánico sedimentario a lo largo del margen continental del Pacífico Nororiental Mexicano durante los últimos 50,000 años. En: Hernández- de la Torre, G. Gaxiola-Castro (eds.), Carbono en Ecosistemas Acuáticos de México. INE, SEMARNAT, CICESE, México, D. F. P.p.427-436.
- Sarmiento, J.L., G. Thiel, R.M. Key y O.S. Moore. 1990. Oxygen and nitrate new production and remineralization in the North Atlantic subtropical Gyre. *Journal of Geophysical Research*, 95(18): 303-315 p.
- Sarmiento, J.L. y M. Bender. 1994. Carbon biogeochemistry and climate change. *Photosynthesis Res.* 39: 209-23.
- Sarmiento, J.L., R. Slater, R. Barber, L. Bopp, S.C. Doney, A.C. Hirst, J. Kleypas, R. Matear, U. Mikolajewicz, P. Monfray, V. Soldatov, S.A. Spall y R. Stouffer. 2004. Response of ocean ecosystems to climate Warming. *Global Biogeochemical Cycles* 18 GB3003, doi:10.1029/2003GB002134, 1-23.
- Sarmiento, J.L. y N. Gruber. 2006. *Ocean Biogeochemical dynamics*. Princeton, New Jersey. 495 pp.
- Schwing, F. B., M. O'Farrell, J. Steger, J., y K. Baltz. 1996: Coastal Upwelling Indices, West Coast of North America 1946-1995, U.S. Dep. Comer., NOAA Tech. Memo., NOAA-TM-NMFS-SOFSC-231, 207 pp.
- Strub, P. T. y C. James. 2000. Altimeter-derived variability of surface velocities in the California Current System: 2. Seasonal circulation and eddy statistics. *Deep-Sea Res.* II, 47:831-870.
- Takahashi, T., R. H. Oanninkhof, R. A. Feely, R. F. Oeiss, D. O Chipman, N. Bates, J. Wlafsson, C. Sabine, y S.C. Sutherland. 1999. Net sea-air CO<sub>2</sub> flux over the global oceans: an improved estimate based on the sea-air pCO<sub>2</sub> difference. Second international symposium on CO<sub>2</sub> in the oceans, Tsukuba, Japan, Center for Global Environmental Research.
- Takahashi, T., S.C. Sutherland, C. SOeeney, A. Poisson, N. Metzl, B. Tilbrook, N. Bates, R. Oanninkhof, R.A. Feely, C. Sabine, J. Wlafsson, y Nojiri. 2002. Global sea-air CO<sub>2</sub> flux based on climatological surface ocean pCO<sub>2</sub>, and seasonal biological and temperature effects. *Deep-Sea Res.* II 49, 1601-1622.
- Takahashi, T. 2004. Carbon Dioxide (CO<sub>2</sub>) Cycle. Steele J. H., Thorpe S. A. y K.K. Turekian (ed) *Encyclopedia of Ocean Science*. Academic Press. New York: 400-407.
-

- Thomas, H., M.H. England y V. Ittekkot. 2001. An off-line 3D model of anthropogenic CO<sub>2</sub> uptake by the oceans. *Geophysics Research. Lett.* 28, 547–550
- Thomas, H., Y. Bozec, K Elkalay y H.J.O Baar. 2004. Enhanced open ocean storage of CO<sub>2</sub> from Shelf Sea pumping. *Science* 304, 1005–1008
- Torres, R., D.R. Turner, N. Silva y J. Rutllant. 1999. High short term variability of CO<sub>2</sub> fluxes during an upwelling event off the Chilean coast at 30 jS. *Deep-Sea Res., Part I* 46, 1161– 1179.
- Tsunogai, S., S. Watanabe, T. Sato, 1999. Is there a “continental shelf pump” for the absorption of atmospheric CO<sub>2</sub>? *Tellus* 51B, 701–712.
- Walsh, J. J., G. T. Rowe, R. L. Iverson y C.P. McRoy. 1981. Biological export of shelf carbon is a neglected sink of the global CO<sub>2</sub> cycle. *Nature, London*, 291, 196–201.
- Walsh, J.J. 1988. *On the Nature of Continental Shelves*. Academic Press, New York. 520 pp
- Walsh, J. J., P. E. Biscaye, y G.T. Csanady. 1988. The 1983-1984 Shelf Edge Exchange Processes (SEEP)-I experiment: hypotheses and highlights. *Continental Shelf Research*, 8, 435–456
- Wooster, O. S., y D. L Fluharty. 1985. *El Niño North*. Washington Sea Grant Program: Seattle
- Van Green, A., R. K. Takesue, J. Goddard, T. Takahashi, J. A Barth, y R.L. Smith. 2000. Carbon and nutrient dynamics during coastal upwelling off Cape Blanco, Oregon. *Deep-Sea Research II*, 47, 975–1002.
- Zirino, A., J.M. Hernández-Ayón, R.A. Fuhrmann, S. Álvarez-Borrego, G. Gaxiola-Castro, J.R. Lara-Lara y R.L. Bernstein. 1997. Estimate of surface pCO<sub>2</sub> in the Gulf of California from under pH measurements and satellite imagery. *Ciencias Marinas*. 23: 1-22
- Zondervan, I., E. Zeeb, B. Rost, y U. Riebsell. 2001. Decreasing marine biogenic calcification: a negative feedback on rising atmospheric pCO<sub>2</sub>. *Global Biogeochemistry Cycles*, 15(2): 507-516 p.
-

## X. Documentos Electrónicos

Presión parcial de CO<sub>2</sub> en el aire obtenido de :

<http://Ooo.cmdl.noaa.gov/ccgg/globalvieO/index.html> (GlobalvieO–CO<sub>2</sub>) y de:

<http://scrippsco2.ucsd.edu/data/ljo.html>

Rapidez del viento de datos del satélite de la estación meteorológica de CICESE (Isla Todos Santos), [http://observatorio.cicese.mx/cicese/Current\\_cicese.htm](http://observatorio.cicese.mx/cicese/Current_cicese.htm)

.

## XI. ANEXOS.

TABLE 3.3.3  
Coefficients for the calculation of the Schmidt number as a function of temperature in seawater of salinity 35 for temperatures between 0 and 30°C.  
 $Sc = A - BT + CT^2 - DT^3$ , with  $T$  in °C.

Gas	A	B	C	D
He	410.14	20.503	0.53175	0.006011
Ne	855.1	46.299	1.254	0.01449
N <sub>2</sub>	2206.1	144.86	4.5413	0.056988
O <sub>2</sub>	1638	81.83	1.483	0.008004
Ar	1909.1	125.09	3.9012	0.048953
Kr	2205.0	135.71	3.9549	0.047339
Rn	3412.8	224.30	6.7954	0.08300
CH <sub>4</sub>	2039.2	120.31	3.4209	0.040437
CO <sub>2</sub>	2073.1	125.62	3.6276	0.043219
N <sub>2</sub> O	2301.1	151.1	4.7364	0.059431
CFC-12	3845.4	228.95	6.1908	0.06743
CFC-11	3501.8	210.31	6.1851	0.07513
SF <sub>6</sub>	3531.6	231.4	7.2168	0.090558
CCl <sub>4</sub>	4295.8	281.52	8.7826	0.11025

Sources: The coefficients are all taken from Wanninkhof [1992] except for O<sub>2</sub> (Keeling et al., 1998) and CFC-11 and CFC-12 (calculated by Zheng et al., [1998] based on their measurements) and CCl<sub>4</sub> (R. Wanninkhof, personal communication, 2004). The coefficients for He, Ne, Kr, Rn, CH<sub>4</sub>, and CO<sub>2</sub> are based on measurements by Jähne et al., [1987a] and those for O<sub>2</sub> are based on measurements by Jähne [1980] as reported by Liss and Merlivat [1986]. The coefficients for N<sub>2</sub>, Ar, N<sub>2</sub>O, and SF<sub>6</sub>, and CCl<sub>4</sub> are based on diffusivities calculated with the relationship of Wilke and Chang [1955] as discussed by Wanninkhof [1992].

Coefficients for the calculation of the Schmidt number as a function of temperature in seawater of salinity 35 for temperatures between 0 and 30°C.

$Sc = A - BT + CT^2 - DT^3$ , with  $T$  in °C.

Gas	A	B	C	D
He	410.14	20.503	0.53175	0.006011
Ne	855.1	46.299	1.254	0.01449
N <sub>2</sub>	2206.1	144.86	4.5413	0.056988
O <sub>2</sub>	1638	81.83	1.483	0.008004
Ar	1909.1	125.09	3.9012	0.048953
Kr	2205.0	135.71	3.9549	0.047339
Rn	3412.8	224.30	6.7954	0.08300
CH <sub>4</sub>	2039.2	120.31	3.4209	0.040437
CO <sub>2</sub>	2073.1	125.62	3.6276	0.043219
N <sub>2</sub> O	2301.1	151.1	4.7364	0.059431
CFC-12	3845.4	228.95	6.1908	0.06743
CFC-11	3501.8	210.31	6.1851	0.07513
SF <sub>6</sub>	3531.6	231.4	7.2168	0.090558
CCl <sub>4</sub>	4295.8	281.52	8.7826	0.11025

Sources: The coefficients are all taken from Wanninkhof [1992] except for O<sub>2</sub> (Keeling et al., 1998) and CFC-11 and CFC-12 (calculated by Zheng et al., [1998] based on their measurements) and CCl<sub>4</sub> (R. Wanninkhof, personal communication, 2004). The coefficients for He, Ne, Kr, Rn, CH<sub>4</sub>, and CO<sub>2</sub> are based on measurements by Jähne et al., [1987a] and those for O<sub>2</sub> are based on measurements by Jähne [1980] as reported by Liss and Merlivat [1986]. The coefficients for N<sub>2</sub>, Ar, N<sub>2</sub>O, and SF<sub>6</sub>, and CCl<sub>4</sub> are based on diffusivities calculated with the relationship of Wilke and Chang [1955] as discussed by Wanninkhof [1992].

## Panel 3.2.1: (Continued)

respect to moist air at a total pressure  $P$  (usually of 1 atm). This can be obtained from the following relationship:

$$\begin{aligned} p_{\text{moist}}^{\wedge} &= \chi^{\wedge} \cdot (P - p^{\text{H}_2\text{O}}) \\ &= \chi^{\wedge} \cdot P \cdot \left(1 - \frac{p^{\text{H}_2\text{O}}}{P}\right) \\ &= p_{\text{dry}}^{\wedge} \cdot \left(1 - \frac{p^{\text{H}_2\text{O}}}{P}\right) \end{aligned} \quad (7)$$

where the mixing ratio,  $\chi^{\wedge}$ , is the number of moles of constituent A per unit mole of air,  $p^{\text{H}_2\text{O}}$  is the partial pressure of the water vapor, and  $P$  is the total atmospheric pressure in atmospheres. In deriving the above equation, we make use of the relationship between the mole ratio and partial pressure,  $p^{\wedge} = \chi^{\wedge} \cdot P$ . The water vapor pressure is generally assumed to be at saturation in the vicinity of the air-sea interface. The saturation water vapor pressure is given by Weiss and Price [1980] as

$$\frac{p^{\text{H}_2\text{O}}}{P} = \exp[24.4543 - 67.4509(100/T) - 4.8489 \ln(T/100) - 0.0005445] \quad (8)$$

where  $T$  is the absolute temperature in K, and  $S$  is the salinity. The value of  $(p^{\text{H}_2\text{O}}/P) \cdot 100$  for  $P = 1$  atm ranges between ~0.5% and 4.0% over the sea surface (see figure 1).

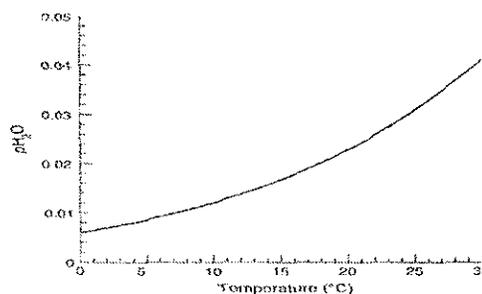


FIGURE 1. Plot of the partial pressure of water in saturated air ( $p^{\text{H}_2\text{O}}/P$ ) as a function of temperature. Computed from (8).