

Tesis defendida por
Luz de Lourdes Aurora Coronado Álvarez
y aprobada por el siguiente Comité

Dr. José Rubén Lara Lara
Director del Comité

Dr. Modesto Ortiz Figueroa
Miembro del Comité

Dr. Saúl Álvarez Borrego
Miembro del Comité

Dra. María Lucila del Carmen Lares Reyes
Coordinador
Programa de Posgrado en Ecología Marina

Dr. Jesús Favela Vara
Director
Dirección de Estudios de Posgrado

Diciembre 2013

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



Programa de Posgrado en Ciencias
En Ecología Marina

Variabilidad de los flujos de CO₂ océano-atmósfera durante condiciones El Niño y La Niña (2010- al 2012), en las aguas costeras del norte de Baja California

Tesis
que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
Maestro en Ciencias

Presenta:
Luz de Lourdes Aurora Coronado Álvarez

Ensenada, Baja California, México 2013

Resumen de la tesis de Luz de Lourdes Aurora Coronado Álvarez, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Ecología Marina.

Variabilidad de los flujos de CO₂ océano-atmósfera durante condiciones El Niño y La Niña (2010 al 2012), en las aguas costeras del norte de Baja California

Resumen aprobado por:

Dr. José Rubén Lara Lara

El océano regula el clima del planeta además de ser fuente o sumidero de CO₂ (considerado un gas de efecto invernadero), por lo que es un tema en boga en las últimas décadas. Las aguas costeras han sido menos estudiadas que las oceánicas; por ello, es que las zonas de surgencia costera deben recibir especial atención para conocer cómo es la dinámica del carbono en estos sistemas a través del tiempo ya que son regiones altamente productivas que sostienen gran diversidad de especies. El presente estudio se desarrolló en la zona costera frente a Ensenada Baja California (región sur de la Corriente de California), con datos de la boya oceanográfica del proyecto FLUCAR. Se analizó la variación interanual del intercambio de CO₂ en la interfase océano-atmósfera, durante el periodo de 2010 al 2012, así como los cambios entre primavera y verano de cada año mediante cinco algoritmos distintos del coeficiente de transferencia (K_w). Se encontró que el sistema se comportó en los tres años como una fuente de este gas, del océano a la atmósfera, con diferente magnitud, siendo mayor en primavera que en verano, durante el 2010 y 2011, mientras que en 2012, fue mayor el flujo en verano. En 2010 y 2011 se obtuvo el flujo promedio menor (0.04 mmoles C m⁻² d⁻¹) y el más alto en el 2012 (1.1 mmoles C m⁻² d⁻¹). Empero, el fCO₂ máximo y mínimo se registró durante el 2011. Mientras que en 2010 la magnitud del flujo en estos valores fue mayor con respecto al 2012. Además los resultados obtenidos del flujo durante los eventos de surgencia indican que el sistema se comportó como una fuente en los tres años de estudio y cuando hubieron periodos sin surgencia el área de estudio fue un sumidero. Por otro lado, se comprobó que las condiciones oceanográficas influyen en la transferencia del fCO₂ océano-atmósfera, ya que con un p valor <0.05 se obtuvo que entre EN y LN así como LN y CN existen diferencias; sin embargo, la condición de EN y CN no presentó diferencias estadísticas (p>0.05).

Palabras clave: aguas costeras, surgencias, El Niño, La Niña, fCO₂, primavera, verano.

Abstract of the thesis presented by Luz de Lourdes Aurora Coronado Álvarez as a partial requirement to obtain the Master in Science degree in Master Degree with orientation in Marine Ecology

Variability of CO₂ fluxes in ocean-atmosphere with El Niño and La Niña conditions (2010 to 2012) in coastal waters of northern Baja California

Abstract approved by:

Dr. José Rubén Lara Lara

The ocean regulates the Earth's climate besides being a source or sink of CO₂ (considered a greenhouse gas), so it is a fashionable topic in recent decades. Coastal waters have been less studied than the ocean, hence, coastal upwelling zones should receive special attention for how carbon dynamics in these systems over time are highly productive regions that support large diversity of species. This study was conducted in the coastal zone offshore Ensenada Baja California (southern California Current), with oceanographic buoy data FLUCAR project. We analyzed the variation of CO₂ exchange in the ocean-atmosphere interface, during the time period 2010 to 2012, and as well as the changes between spring and summer of each year using five different algorithms for the transfer coefficient (K_w). Finding that the system-behaves in the three years as a source of this gas, of different magnitudes, being the flow higher in spring than in summer, during 2010 and 2011, while in 2012, the flow was higher in summer. In 2010 and 2011 gave the lowest average flow (0.04 mmol C m⁻² d⁻¹) and the highest in 2012 (1.1 mmol C m⁻² d⁻¹). However, the minimum and maximum fCO₂ was recorded during 2011. While in 2010 the magnitude of the flow in these values was higher compared to 2012. In addition the results of the flow during upwelling events indicate that the system behaved as a source in the three years of study and when they had periods without upwelling study area was a sink. Furthermore, it was found that oceanographic conditions influencing fCO₂ transfer ocean-atmosphere as a p value <0.05 was obtained that between EN and LN and differences LN and CN, but the condition of EN and CN showed no statistical differences (p>0.05).

Keywords: coastal water, upwelling, El Niño, La Niña, fCO₂, spring, summer.

Dedicatorias

Porque cada peldaño alcanzado más que un logro mío es tuyo, una vez más hemos concluido un ciclo y culminado un objetivo; porque sin tu apoyo e incondicionalidad, así como por haberme formado como persona, no lo habría logrado, gracias por estar siempre conmigo Lolita, eres una mamá a todo dar.

Por ser mi motor, mi pequeña gran razón para continuar y dar lo mejor de mí y por haber llegado a mi vida dándome el título de mamá antes que el de maestra en ciencias. Te amo Romanella.

Por atravesar el país de sur a norte y de este a oeste, dejando el cálido Caribe por las frías aguas del Pacífico para emprender una aventura juntos, formando parte de esta etapa en mi vida académica y comenzar a conformar nuestra familia. Gracias Román, te amo.

Agradecimientos

Al Dr. Rubén Lara, por su apoyo y confianza brindándome los elementos necesarios para ingresar al posgrado, así como su conocimiento y guía en la elaboración de la tesis. Gracias por ser una maravillosa persona conmigo.

Al Dr. Saúl Álvarez, por transmitir su conocimiento pero sobretodo por la sencillez en el proceso de enseñanza aprendizaje. Gracias por el compañerismo y facilidades en mi estancia en la maestría.

Al Dr. Modesto Ortiz, por aceptar ser parte de este comité y darle un punto de vista que nutrió el trabajo.

A Elizabeth Farias Barajas, por la entrega a su trabajo que se refleja en su apoyo y ayuda incondicional.

Al CONACYT, por la beca otorgada para la realización del posgrado.

Al CICESE, por brindarme la oportunidad de pertenecer a esta institución que se distingue por su capacidad de formar recursos humanos y su excelencia académica.

Contenido

	Página
Resumen español.....	ii
Resumen inglés.....	iii
Dedicatorias.....	iv
Agradecimientos.....	v
Lista de Figuras.....	vii
Lista de Tablas.....	viii
1. Introducción.....	1
2. Antecedentes	6
3. Justificación	10
4. Hipótesis.....	11
5. Objetivos.....	12
5.1 Objetivo General.....	12
5.2 Objetivos Específicos.....	12
6. Área de estudio.....	13
7. Material y métodos.....	14
7.1 Periodo de estudio y datos.....	14
7.2 Cálculo del flujo de CO ₂ (fCO ₂).....	14
7.3 Índice de surgencia.....	15
7.4 Modelos para el cálculo de flujo de CO ₂	16
7.5 Condiciones oceanográficas de El Niño y La Niña.....	15
7.6 Eventos de surgencia.....	17
7.7 Análisis de los datos.....	18
8. Resultados.....	19
8.1 Variabilidad interanual de las variables oceánicas.....	19
8.2 Variación estacional.....	27
8.3 Magnitud del viento.....	28
8.4 Flujo de CO ₂ en la interfase océano atmósfera.....	30
8.5 Variación estacional del fCO ₂	33
8.6 fCO ₂ durante eventos de surgencia.....	34
8.7 Análisis estadístico.....	35
9. Discusión.....	37
9.1 Variabilidad interanual de las variables oceánicas.....	37
9.2 Condiciones oceanográficas.....	38
9.3 Diferencias entre los algoritmos del coeficiente de intercambio de gas.....	39
9.4 Variación estacional e interanual del fCO ₂	41
9.5 Importancia de las series de tiempo de alta frecuencia.....	43
9.6 Cumplimiento de objetivos y comprobación de hipótesis.....	44
10. Conclusiones.....	46
Referencias bibliográficas.....	47

Lista de figuras

Figura		Página
1	Ubicación de la Boya FLUCAR, estación Ensenada	13
2a	Variación anual de la temperatura superficial del mar, indicando los periodos de El Niño y La Niña	17
2b	Eventos de El Niño, La Niña y Condición normal en el periodo de estudio de 2010 al 2012	17
3	Variación de la TSM durante el periodo de estudio de 2010 al 2012.	20
4	Variación de la salinidad durante el periodo de estudio de 2010 al 2012	22
5	Variación de la $p\text{CO}_2$ agua durante el periodo de estudio de 2010 al 2012	24
6	Variación de la $\Delta p\text{CO}_2$ durante el periodo de estudio de 2010 al 2012	26
7	Magnitud del viento durante el periodo el estudio de 2010 al 2012	29
8	$f\text{CO}_2$ en la interfase océano atmósfera durante el periodo de estudio de 2010 al 2012	32

Lista de tablas

Tabla		Página
1	Flujo de CO ₂ en las zonas de surgencia del mundo	7
2	Ecuación para la estimación del flujo de CO ₂ y variables que se requieren para el cálculo	15
3	Periodos de El Niño y La Niña	17
4	Temperatura superficial del mar	19
5	Salinidad	21
6	Presión parcial de bióxido de carbono en el agua (pCO ₂ agua)	23
7	Delta de la presión parcial de bióxido de carbono (pCO ₂ océano – pCO ₂ atmósfera)	25
8	Variación estacional de las variables oceanográficas	27
9	Magnitud del viento	28
10	Cálculo del flujo de bióxido de carbono mediante distintos métodos	30
11	Variación estacional del flujo de bióxido de carbono calculado mediante distintos métodos	33
12	Flujo de bióxido de carbono en eventos de surgencia durante el periodo de estudio	34
13	Flujo promedio de bióxido de carbono durante periodos sin surgencia	35
14	Prueba Kruskal-Wallis para identificar las diferencias estadísticas entre los distintos métodos del cálculo de fCO ₂	35

1. Introducción

El bióxido de carbono atmosférico (CO_2) es un importante gas de efecto invernadero que absorbe la radiación infrarroja de la Tierra, por lo que el CO_2 desempeña un papel fundamental en la regulación del clima del planeta (Keeling *et al.* 1989; Chen y Borges, 2009).

Debido a una gama de actividades antropogénicas, como la quema de combustibles fósiles, la deforestación y la producción de cemento, se incrementa la concentración de CO_2 en la atmósfera (Houghton, 2003), con alrededor de 7 gigatoneladas anuales de carbono (Keeling y Whorf, 2000; Takahashi, 2002; Bianchi *et al.*, 2009). Por lo que el estudio del CO_2 ha sido un tema en boga desde hace décadas y con base a las investigaciones que se han llevado a cabo en núcleos de hielo se ha determinado que las concentraciones de este gas (Neftel *et al.*, 1985; MacFarling Meure *et al.*, 2006) y las mediciones directas del mismo, se ha demostrado que los niveles aumentaron de alrededor de 280 ppm en 1750 a casi 380 ppm en 2005 (Keeling y Whorf, 2000).

En regiones de surgencia (en la costa Este de los océanos), como en la Corriente de California, Humbolt, Benguela y Canarias, las condiciones oceanográficas son distintas al resto de los océanos. En ellas, emergen aguas subsuperficiales (de mayor concentración de nutrientes, menor temperatura, con altas concentraciones de carbono inorgánico disuelto (CID) y ligeramente más salinas) debido al esfuerzo del viento que es paralelo a la costa y que por la fuerza de Coriolis sufre una desviación hacia la derecha del viento en el hemisferio Norte, provocando que en el océano haya un desplazamiento neto de agua hacia fuera de la costa (transporte de Ekman), que da lugar a la divergencia, la cual propicia el levantamiento de estructuras oceanográficas como la termoclina y nutriclina (Pond y Pickard, 1983; Mann y Lazier, 2006). Por lo que al haber un incremento de nutrientes y tener las condiciones óptimas, la producción primaria se ve beneficiada habiendo un aumento en ella, que a su vez ocasiona la disminución en la presión parcial del CO_2 ($p\text{CO}_2$) en el océano (Takahashi *et al.*, 1993; Falkowski *et al.*, 2000; Takahashi, 2002).

De acuerdo con la ley de Henry, la presión parcial de un gas por encima del océano es directamente proporcional a la concentración del gas en el mar, a condición de que éste y la atmósfera están en equilibrio termodinámico con respecto al gas. Si el mar no está en equilibrio

con la atmósfera, como es comúnmente el caso de CO_2 , entonces habrá un flujo neto de CO_2 a través de la interfase aire-mar. Si la $p\text{CO}_2$ de la superficie del océano es superior a la de la atmósfera, el océano está sobresaturado con respecto al CO_2 y tiende a que el flujo sea del mar hacia el aire. Del mismo modo, si la $p\text{CO}_2$ de la atmósfera es mayor que la del océano, éste no se encuentra saturado con respecto al CO_2 , por lo tiende a absorber el CO_2 de la atmósfera (Sarmiento y Gruber, 2006).

La $p\text{CO}_2$ en la superficie del mar es sensible a las variaciones de temperatura superficial: temperaturas más altas corresponden a valores más bajos de $p\text{CO}_2$. Esto es porque la solubilidad del CO_2 varía inversamente con la temperatura: agua fría puede retener más CO_2 que el agua cálida. Mientras se calienta la superficie del océano con el cambio climático, el sumidero oceánico de carbono antropogénico será menor por este efecto en la solubilidad del gas (Takahashi *et al.*, 1993).

A escala global se conoce que el océano es capaz de absorber 92 Gt C año^{-1} y emitir 90 Gt C año^{-1} a la atmósfera (Falkowski *et al.*, 1998) de las cuales alrededor del 20-30% es incorporada al mar por la producción primaria ($16\text{-}35 \text{ Gt C año}^{-1}$) (Sakshaug *et al.*, 1997; De la Rocha, 2004).

El proceso para transportar carbono de las aguas superficiales a las aguas profundas se conoce como la bomba biológica (Sarmiento *et al.*, 1998; Bennington *et al.*, 2009). Por otro lado, la bomba de solubilidad juega un papel importante en el intercambio de CO_2 entre el océano y la atmósfera, ya que se trata de un proceso físico mediante el cual el CID es transferido a capas más profundas desde la superficie del mar. Esto se debe a la relación inversa entre la temperatura y la profundidad. Asimismo, debido a la formación de aguas profundas en altas latitudes, se incorpora gran cantidad de CID a estratos más profundos del océano (Raven y Falkowski, 1999).

Debido al enriquecimiento no sólo de nutrientes en una región de surgencia sino de carbono, la dinámica física tiene gran influencia en la transferencia de éste a través de la columna de agua, puesto que al debilitarse o bien terminar el periodo de surgencia, las condiciones en el área se ven afectadas ocasionando de esta forma que el tiempo de residencia del carbono en superficie en una zona de surgencia sea corto, por lo que éste llegará al fondo en el sedimento y a las especies que habiten ahí (Eppley *et al.*, 1983).

Además de la variabilidad estacional del flujo de CO₂ debido a las condiciones de surgencia, como en nuestra área de estudio, existen anomalías que propician cambios interanuales conocidas como El Niño (EN) y La Niña (LN), que afectan no sólo el entorno oceánico sino también atmosférico. Estos fenómenos, grosso modo provocan el aumento y disminución respectivamente de la temperatura del agua de mar; ocasionando así que las aguas sean cálidas y pobres en nutrientes durante EN, mientras que las condiciones en LN son contrarias. Asimismo, en el primer caso el patrón de lluvias es modificado, es decir, en la costa Este de los océanos las condiciones son de baja presión con vientos débiles (haciendo que haya un menor esfuerzo del viento y menor transporte de Ekman), de tal forma que la intensidad de la surgencia disminuye significativamente lo cual tiene efecto en el flujo de CO₂ océano-atmósfera (NOAA, 2013).

En escala global la estimación del flujo de CO₂ océano-atmósfera se ha llevado a cabo mediante diversas metodologías, por ejemplo, usando modelos bayesianos (Deng y Chen, 2011); modelos hidrológicos del sistema de carbono en conjunto con modelos hidrodinámicos (Arthun *et al.*, 2012); estimaciones *in situ* con CTD (conductivity-temperature-depth) para hacer estimaciones de las variables del sistema de carbono (alcalinidad, CID, pH, pCO₂) (Bates *et al.*, 2011). Asimismo, se han desarrollado relaciones empíricas entre la temperatura (medida con imágenes de satélite) y la pCO₂ (medida *in situ*) (Boutin *et al.*, 1999) o con la concentración de clorofila *a* para estimar el flujo de CO₂ (Zhu *et al.*, 2009). Así como relaciones empíricas entre la pCO₂, la concentración de clorofila *a* y la temperatura superficial (Chen *et al.*, 2011); o bien la combinación de estas metodologías como las relaciones empíricas y la recopilación de datos disponibles de cruceros oceanográficos (Wanninkhof *et al.*, 2012; Schuster *et al.*, 2013). Sin embargo, existe desde hace poco más de una década una tecnología que permite medir en tiempo real las variaciones de la pCO₂ en alta frecuencia (series de tiempo), por medio de sensores de pCO₂ instalados en boyas oceanográficas, que se anclan en algún un sitio en el mar enviando la información recopilada vía satelital al laboratorio (Chávez *et al.*, 2007; Hood *et al.*, 1999), lo que permite medir en tiempo real la pCO₂, para después estimar los flujos de carbono a diferentes escalas temporales. Esta metodología es la utilizada en la presente investigación.

El área de estudio del presente trabajo se localiza en la parte sur de la Corriente de California, la cual reúne las características antes citadas, es una zona de surgencia estacional que es afectada por las anomalías de las condiciones EN y LN (Durazo y Baumgartner, 2002).

En la región de la Península de Baja California se han llevado a cabo diversos estudios oceanográficos en la zona bajo el programa IMECOCAL (Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California), concluyendo que esta zona posee una dinámica oceanográfica altamente variable estacionalmente (Durazo y Baumgartner, 2002; Durazo, 2009; Durazo *et al.*, 2010; Linacre *et al.*, 2010), lo cual tiene efecto sobre la cantidad de carbono fijado por la actividad fotosintética (Espinosa-Carreón *et al.*, 2007).

En esta región, De la Cruz-Orozco (2006) estudió la relación entre la producción primaria (PP) y la $p\text{CO}_2$ en la red de estaciones del programa IMECOCAL en octubre 2004, enero y abril 2005, reportando que la $p\text{CO}_2$ en el agua de mar varió de 153 a 799 μatm en abril, cuando hubo eventos de surgencia intensa, encontrando para ese mes un coeficiente de correlación altamente significativo, pero inverso $r=-0.99$ entre la PP y la $p\text{CO}_2$. Mientras que en octubre y en enero el promedio de la $p\text{CO}_2$ fue de 396 y 377 μatm , respectivamente, con un coeficiente de correlación bajo para ambos meses.

En la estación Ensenada del Observatorio de Monitoreo Costero (OMC) del proyecto FLUCAR (Flujos de Carbono), se cuenta con una boya oceanográfica, como la citada en párrafos anteriores, que mide cada tres horas temperatura, salinidad y $p\text{CO}_2$ del aire y agua. Estos datos han servido para dos investigaciones desarrolladas por Linacre *et al.* (2010) y Muñoz-Anderson (2011).

Linacre *et al.* (2010) describieron la dinámica oceanográfica de la región, caracterizaron la intensidad de las surgencias, así como los efectos de los eventos EN y LN, concluyendo que la Estación Ensenada es una región de transición entre los ambientes subtropical-tropical y subártico del sistema de la Corriente de California.

Por otro lado, Muñoz-Anderson (2011) estimó la variación estacional de la $p\text{CO}_2$ y los flujos de carbono de la estación Ensenada durante 2009, concluyendo que en épocas de surgencia, la región se comportó como una ligera fuente ($3\pm 7.16 \text{ mmol C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) de este gas hacia la atmósfera y sumidero ($-0.17\pm 3.0 \text{ mmol C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) cuando cesaron o disminuyó la intensidad de las surgencias; sin embargo, en el balance anual concluyó que esta área de estudio se comportó como una fuente de este gas durante ese año, con un flujo total de $\sim 246.5 \text{ mmol C m}^{-2} \text{ año}^{-1}$, con un promedio diario de $0.71 \text{ mmol C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$.

Los datos generados por la boya oceanográfica del programa FLUCAR (series de tiempo de alta frecuencia de la $p\text{CO}_2$), son una herramienta que permitirá conocer la variabilidad del flujo de este gas en escalas que no se tiene registro en la actualidad, además que permitirá estudiar la variabilidad en eventos de escalas estacionales (con y sin surgencia) e interanuales (EN y LN).

El objetivo de la presente investigación es estimar la variabilidad del flujo de carbono bajo periodos de surgencia y sin surgencia, y en escala interanual durante tres años (2010-2012), cuyas condiciones climáticas correspondieron a eventos de EN y LN, usando series de tiempo de alta frecuencia y de esta manera determinar si los flujos de carbono del área de estudio al Sur de Ensenada, Baja California fueron afectados por los eventos antes mencionados.

2. Antecedentes

Cuando el CO_2 entra en el océano, reacciona con el agua de mar para formar ácido carbónico (H_2CO_3), iones bicarbonato (HCO_3^-) y iones carbonato (CO_3^{2-}) en una serie de reacciones que se encuentran en equilibrio. La concentración total de carbono inorgánico (CID) en agua de mar, es la suma de las concentraciones de todas las especies de carbono inorgánico; del cual cerca del 88% del carbono inorgánico en el océano está en la forma de iones bicarbonato, con iones de carbonato que constituyen alrededor del 10%, mientras que el CO_2 comprende menos del 1%. Esta es una razón clave por la cual se considera al océano el reservorio más grande de carbono (Emerson y Hedges, 2008).

Las condiciones oceanográficas (físicas, químicas y biológicas) de las zonas costeras presentan características particulares, que ocasionan que el intercambio de CO_2 entre el mar y el aire se vea modificado temporalmente por las surgencias (Frankignoulle y Gattuso, 1993), como es el caso de la zona de estudio del presente trabajo.

En los márgenes del este de los océanos se encuentran las grandes regiones de surgencias: Canaria, Benguela, Humboldt y California, en las cuales se han llevado investigaciones que proporcionan una idea de cómo actúan éstas en cuanto a los flujos de carbono entre la atmósfera y el océano (Hales *et al.*, 2005; Messié *et al.*, 2009). En la tabla 1 se muestran algunos valores promedio del flujo de CO_2 para dichas áreas de surgencias.

Uno de los sistemas de corrientes donde existen surgencias más estudiados es la Corriente de Humboldt o de Perú-Chile, lo cual ha llevado a estimar que el intercambio de CO_2 en la interfase océano-atmósfera es positivo, es decir, se trata de un sistema que se comporta como fuente (Torres *et al.*, 2002; Friederich *et al.*, 2008; Paulmier *et al.*, 2008; Torres *et al.*, 2011). Estas investigaciones han concluido lo anterior, estimando el flujo con base a mediciones *in situ* (usando barcos oceanográficos) de CID, alcalinidad, pH y pCO_2 , usando el modelo propuesto por Wanninkhof (1992).

El sistema de la Corriente de Benguela es catalogado también como una región que aporta CO_2 a la atmósfera. Este resultado fue obtenido mediante un sistema automático de marcha de pCO_2 a

bordo de un barco (Santana-Casiano *et al.* 2009). Mientras que el cálculo del flujo de pCO₂ realizado por Waldron *et al.* (2009) se basó en modelos del índice de surgencia, la escala espacial de la surgencia y la advección, concluyendo que esta región se comporta como un sumidero (1.7Mt C año⁻¹), cabe señalar que el área de estudio de cada una de las investigaciones no era la misma.

Por otro lado, el sistema de la Corriente de Canarias es considerado como una zona de surgencia que actúa como un sumidero de CO₂; esto se ha concluido con base al análisis de datos satelitales (temperatura superficial del mar, parámetros fotosintéticos y clorofila *a*), durante diez años. Es preciso mencionar que estas estimaciones no son estáticas y las condiciones oceanográficas varían a través del tiempo, además que no se han llevado a cabo estudios que consideren toda la región, únicamente se han reportado para la costa noroeste de África (Pelegrí *et al.*, 2005; Aristegui *et al.*, 2009).

La Corriente de California es considerada altamente eficiente, por ello autores como Hales *et al.* (2005) esperarían que esta zona sea un ligero sumidero de este gas de invernadero; sin embargo, en determinadas áreas como en el estado de Oregon se comporta como una fuente (Liu *et al.*, 2000), mientras que en la parte sur de California, se ha considerado neutral (Borges *et al.*, 2005).

Tabla 1. Flujo de CO₂ en algunas zonas de surgencias del mundo.

Sistema de surgencia	Flujo de CO ₂ en la interfase océano-atmósfera (moles C m ⁻² año ⁻¹)	Sentido del flujo de CO ₂
Benguela	0.56-1.62 (Santana-Casiano <i>et al.</i> , 2009).	Fuente ↑
Canarias	0-1 (Pelegrí <i>et al.</i> , 2005).	Sumidero ↓
Humboldt	3-5 (Torres <i>et al.</i> , 2011).	Fuente ↑
Corriente de California	1.9 (Hales <i>et al.</i> , 2005).	Sumidero ↓

Chávez *et al.* (2007) consideran que los cuatro sistemas de surgencia del mundo se comportan como fuentes, mientras que los sumideros se localizan en latitudes menores de 30° N-S; empero, autores como Cai *et al.*, (2006) hacen énfasis que debido a la variabilidad que se presenta en las costas, éstas pueden ser tanto fuentes como sumideros o estar en equilibrio.

González *et al.* (2006) realizaron un estudio en la Bahía Mochima en Venezuela encontrando que debido a la variabilidad de la $p\text{CO}_2$ por la actividad fotosintética, este sitio puede comportarse como fuente o sumidero.

Por su parte Borges *et al.* (2005) y Borges (2011) mencionan que definir si las regiones de surgencia actúan como fuente o sumidero de CO_2 , depende de la magnitud y dirección de intercambio de este gas en la interfase océano-atmósfera, así como del tipo de ecosistema costero. Es decir, al haber una mayor producción biológica se disminuye la $p\text{CO}_2$, ocasionando que el mar sea un sumidero de este gas; pero bajo condiciones de surgencia, el afloramiento de aguas subsuperficiales ricas en CO_2 y por ende de CO_2 , el océano actúa como una fuente hacia la atmósfera. Además, existe una variabilidad climática interanual que sin duda impactará la magnitud de los flujos de carbono.

Wanninkhof (1992) señala que la transferencia de CO_2 en la interfase mar-aire, se ve afectada principalmente por la velocidad del viento (por ende de la turbulencia que se produce por el esfuerzo que ejerce el viento sobre la superficie del océano), ya que provoca variaciones en la velocidad del flujo del gas entre estos dos medios. Como ya se mencionó, el océano y la atmósfera deben de permanecer en un equilibrio termodinámico, el cual busca que el sistema se mantenga a través de dicho flujo.

En el mismo sentido Kettle y Merchant (2005) concluyeron que además de velocidad del viento, las variaciones en la presión de la atmósfera son significantes; de igual forma, indican que existe una correlación negativa entre la presión del aire y la velocidad del viento sobre los océanos, lo cual causa una transferencia neta hacia la atmósfera proveniente del mar.

Por otro lado, otro factor importante a considerar son las corrientes oceánicas dominantes en la costa; siendo importante tomar en cuenta la latitud y la heterogeneidad de la costa (Liu *et al.*, 2000; Borges *et al.* 2005).

Grosso modo Borges *et al.* (2005) y Chen y Borges (2009) concluyeron que regiones con surgencias débiles (donde el esfuerzo del viento es menor por lo que el bombeo de Ekman se ve afectado, es decir, es mínimo el desplazamiento de agua fría rica en nutrientes que deriva en una

baja productividad) pueden ser sumideros, mientras que aquellas zonas con surgencia intensa son una fuente de CO₂ hacia la atmósfera.

Por su parte Takahashi (2002) hace un cálculo global del flujo de CO₂ en la superficie de los océanos concluyendo que el Atlántico norte es el sumidero de este gas más importante, mientras que las corrientes de frontera oeste de los océanos, son fuentes del CO₂ a la atmósfera.

Sin embargo, por tratarse de un sistema dinámico es necesario estar actualizando las estimaciones e incorporando más información a diferentes escalas espacio-temporales, sobre todo en zonas costeras donde existen más vacíos de información (Takahashi *et al.*, 2009).

3. Justificación

A pesar de la importancia de las zonas costeras y del CO₂ como un gas de efecto de invernadero, las investigaciones sobre la dinámica oceanográfica y su relación con éste en estas regiones son escasas (Siefert y Plattner, 2004).

Conocer cómo varía el flujo de CO₂ océano-atmósfera en series de tiempo de alta frecuencia, bajo condiciones climáticas distintas (EN-LN) en temporada de surgencia y sin surgencia, es un trabajo que no se ha llevado a cabo en las grandes regiones de surgencia.

Por otro lado, hacer uso de datos provenientes de boyas oceanográficas que brindan información de alta frecuencia, permite conocer de manera más detallada la variabilidad del sistema en el intercambio de CO₂ en la interfase océano atmósfera, ayudando a comprender la complejidad del mismo a través del tiempo, lo cual no es posible con los datos puntuales que brindan las campañas oceanográficas donde únicamente en determinado momento se toma la muestra y su análisis no considera la variación que se tiene en otras escalas.

Debido a lo anterior, es que la presente investigación resulta relevante ya que hace uso de información recopilada por una boya oceanográfica (series de tiempo) y de esta manera se pretende realizar el cálculo de la transferencia de este gas bajo las condiciones antes citadas y así determinar si la zona se comporta como una fuente o sumidero de carbono.

EL OMC, estación Ensenada, cuenta con una boya oceanográfica que mide variables como pCO₂ del aire y del agua, salinidad y temperatura, generando series de tiempo de alta frecuencia cada 3 horas. Esto permite relacionar estas variables con la dinámica oceanográfica y caracterizar procesos a escala local como la intensidad de las surgencias, los impactos de eventos interanuales (EN, LN) y sus implicaciones biogeoquímicas.

4. Hipótesis

- Las medias de los flujos del dióxido de carbono en la interfase océano-atmósfera serán mayores en primavera que en verano.
- La medias de los flujos del dióxido de carbono durante los eventos de surgencias serán mayores (fuente) que en condiciones sin surgencias (sumidero).
- Las medias de los flujos de dióxido de carbono serán menores durante eventos EN y mayores en LN.

5. Objetivos

* 5.1 General:

Evaluar la variabilidad de los flujos del dióxido de carbono estacionales e interanuales en la interfase océano-atmósfera durante el periodo del 2010 al 2012, bajo condiciones climáticas diferentes de EN, LN y épocas normales, así como en eventos de surgencia y sin surgencia.

* 5.2 Específicos:

- ✓ Estimar la variabilidad interanual de los flujos del dióxido de carbono durante el periodo del 2010 al 2012.
- ✓ Determinar si existe una influencia de las condiciones climáticas de EN y LN sobre los flujos del dióxido de carbono océano-atmósfera.
- ✓ Determinar el flujo CO₂ bajo eventos de surgencia y sin surgencia durante el periodo de estudio.
- ✓ Conocer la variabilidad estacional del flujo del dióxido de carbono.

6. Área de estudio

La presente investigación se llevó a cabo en el sitio del Observatorio de Monitoreo Costero, del proyecto FLUCAR-Estación Ensenada, localizada al sur de Punta Banda, Baja California, ubicada en la latitud $31^{\circ}40.10'$ N, y longitud $116^{\circ}41.60'$ W (Figura 1).

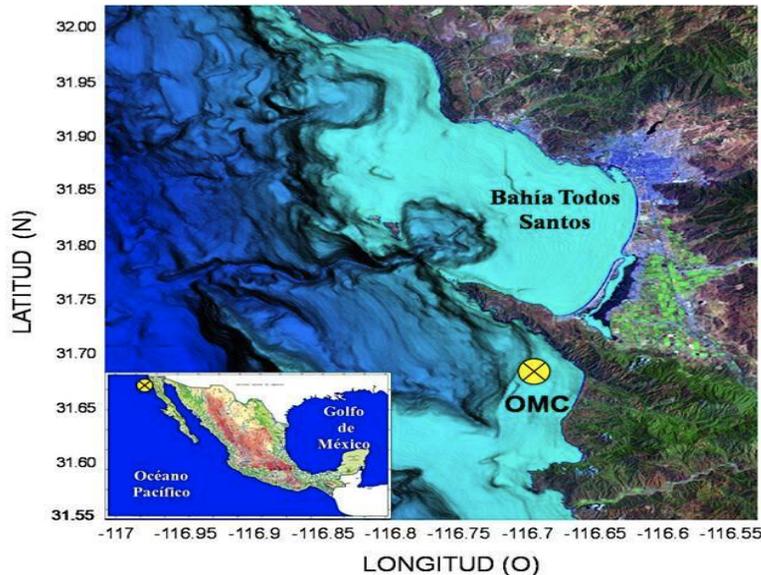


Figura 1. Ubicación de la Boya FLUCAR, estación Ensenada. Proyecto FLUCAR (2006)
(<http://flucar.cicese.mx/>).

El sitio FLUCAR se ubica en la porción sur de la Corriente de California, esta zona se caracteriza por tener eventos de surgencia costera intensos en primavera y verano, debilitándose en el otoño e invierno, debido a la intensidad del viento que provoca bombeo positivo de Ekman originado el afloramiento de agua subsuperficial rica en nutrientes, ligeramente más salina y de menor temperatura (Lynn y Simpson, 1987; Durazo *et al.*, 2010).

Asimismo, en esta región se registra la presencia de diferentes masas de agua, el Agua Subártica que proviene del norte del sistema, la cual se caracteriza por su baja temperatura y salinidad, mientras que la Contracorriente de California fluye hacia el polo, siendo agua más cálida subsuperficial (Durazo *et al.* 2010).

7. Material y métodos

7.1 Periodo de estudio y datos

Se usaron los datos de temperatura, salinidad y $p\text{CO}_2$ de la superficie del mar, de la boya oceanográfica FLUCAR Estación-Ensenada, que se colectaron durante el periodo que comprendió del 12 de abril al 17 de octubre de 2010, 2011 y 2012.

Los datos de la $p\text{CO}_2$ del aire fueron obtenidos de la estación Manua Loa en Hawaii, que se encuentran disponibles en el sitio de internet del Programa de Carbono de la institución de Scripps (Keeling *et al.*, 2005).

Por último, la magnitud del viento para el periodo de estudio fue tomada de la Estación Meteorológica del CICESE, con promedios diarios de la velocidad de esta variable en la zona.

7.2 Cálculo del flujo de CO_2 ($f\text{CO}_2$)

Acorde a lo propuesto por Liss y Merlivat (1986) citados por Sarmiento y Gruber (2006), se efectuó el cálculo del flujo de CO_2 en la interfase océano atmósfera del sitio de estudio durante el periodo que comprendió esta investigación.

Lo anterior requirió la obtención de variables que intervienen en el cálculo, como se señala en la siguiente tabla 2.

Tabla 2. Ecuación para la estimación del flujo de CO₂ y variables que se requieren para el cálculo.

$f\text{CO}_2 = K_S S_A (\Delta p \text{ CO}_2)$	Descripción
$\Delta p\text{CO}_2 = p\text{CO}_2 \text{ mar} - p\text{CO}_2 \text{ aire}$	Diferencia de presiones parciales de CO ₂ entre el océano (pCO ₂ mar) y la atmósfera (pCO ₂ atm).
$K_w = 0.27 (u_{10})^2 [Sc/600]^{-0.5}$	Coefficiente de transferencia del CO ₂ , la cual representa la difusividad molecular del gas. Está normalizada a un número de Schmidt de 600, para CO ₂ a 20°C. La velocidad del viento interpolado a una altura nominal de 10m sobre el nivel del mar (Weiss, 1974).
$Sc = 2073.1 - 125.62t + 3.6276t^2 - 0.043219t^3$	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.
U_{10}	Rapidez del viento.
pCO ₂ aire de la atmósfera	Representa la medición de la concentración del gas en el aire.
$S_A = F_A / P - p\text{H}_2\text{O}$	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.
$FA = e([A_1 + A_2(100/t) + A_3 \ln(t/100) + A_4(t/100)^2 + S(B_1 + B_2(t/100) + (B_3(t/100))^2)$	Función de la solubilidad volumétrica: A ₁ = -160.7333, A ₂ = 215.4152, A ₃ = 89.892, A ₄ = 1.47759, B ₁ = 0.029941, B ₂ = -0.2746, B ₃ = 0.005341, Coeficientes de solubilidad para CO ₂ t=Temperatura, S= Salinidad. Ley de Fick.
$p\text{H}_2\text{O}_2 = e^{[24.45 - 65.45(100/t) - 4.84 \ln(t/100) - S(0.00054)]}$	Presión parcial del vapor de agua. 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.

7.3 Índice de surgencia

El Índice de surgencia fue desarrollado por Bakun (1973), calculado con base a la teoría del transporte de Ekman. Este se basa en determinar el volumen de agua que aflora a lo largo de la costa y se identifica la cantidad de agua transportada fuera de la costa debido a los campos de viento geostrofico; los cuales se calculan a partir de los campos de presión atmosférica superficial en intervalos de 3° cada seis horas, luego son interpolados a mediciones de un grado.

Esta información fue obtenida mediante la consulta en línea en la página de la NOAA (<http://www.pfeg.noaa.gov/products/pfel/modeled/indices/upwelling/upwelling.html>).

7.4 Modelos para el cálculo de flujo de CO₂

Diversos investigadores han propuesto modificaciones a los algoritmos del coeficiente de intercambio de gas (K_w) potencializando el efecto de la magnitud del viento, como se puede observar a continuación:

$$K_w = (0.031 \times \text{viento}^2) \times (\text{Sc}/600)^{-0.5} \text{ (Wanninkhof, 1992).}$$

$$K_w = (0.0283 \times \text{viento}^3) \times (\text{Sc}/600)^{-0.5} \text{ (Wanninkhof y McGillis, 1999).}$$

$$K_w = (0.027 \times \text{viento}^2) \times (\text{Sc}/600)^{-0.5} \text{ (Sweeney et al., 2007).}$$

$$K_w = ((0.365 \times \text{viento}^2) + (0.46 \times \text{viento}^2)) \times (\text{Sc}/600)^{-0.5} \text{ (Weiss et al., 2007).}$$

$$K_w = ((0.333 \times \text{viento} + 0.222 \times \text{viento}^2) \times (\text{Sc}/600)^{-0.5}) \text{ (Nightingale et al., 2000).}$$

Las constantes empleadas en las expresiones anteriores son dependientes de la velocidad del viento (Liss y Merlivat, 1986).

El objetivo de calcular el $f\text{CO}_2$ con diferentes K_w , fue conocer cómo variaba dicho flujo mediante distintos métodos y conocer si existían diferencias significativas entre éstos para que en posteriores investigaciones se elija el modelo *ad hoc* para la región.

7.5 Condiciones oceanográficas de El Niño y La Niña

Con base a la información obtenida en la página de la NOAA se obtuvieron registros de los periodos cuando ocurrieron eventos de EN y LN. Como se muestra en la Figura 2a, las anomalías que se encuentran fuera de la línea punteada indican dichos eventos, información que se encuentra resumida en la Figura 2b y Tabla 3.

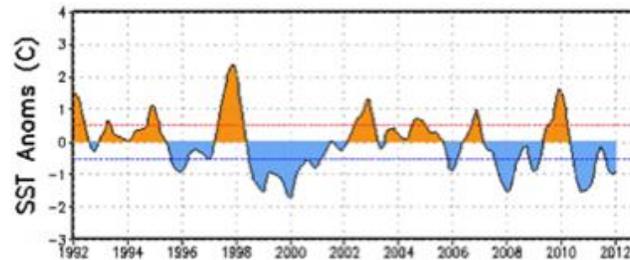


Figura 2a. Variación anual de las anomalías de la temperatura superficial del mar, indicando los periodos cálidos (El Niño) en color anaranjado y fríos (La Niña) en color azul, que están fuera de las líneas punteadas de color. NOAA (2013) (<http://www.elnino.noaa.gov/>).

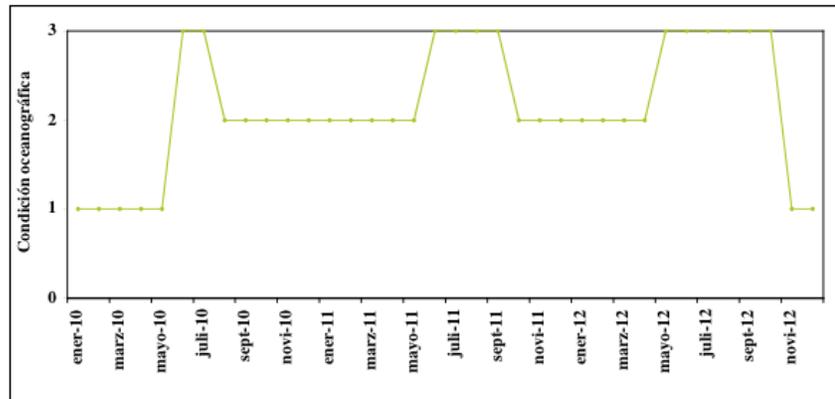


Figura 2b. Eventos de El Niño (1), La Niña (2) y Condición normal (3) en el periodo de estudio de 2010 al 2012. Modificado de NOAA (2013).

Tabla 3. Periodos de El Niño y La Niña. Modificado de NOAA (2013).

El Niño	La Niña
Agosto 2009 a mayo 2010	Agosto 2010 a Mayo 2011
Noviembre 2012 a la actualidad	Octubre 2011 a abril 2012

7.6 Eventos de surgencia

Se consideraron los periodos de surgencia periodos donde la temperatura superficial del mar fue más baja (menor de 14°C), lo que indicó la presencia de agua subsuperficial, rica en nutrientes, que coincide con los valores mayores de acuerdo al CUI (Hernández Ayón *et al.*, 2010).

7.7 Análisis de los datos

Los datos del flujo de bióxido de carbono no cumplieron con el supuesto de normalidad, con base a lo obtenido de la prueba estadística de Shapiro Wilks (Zar, 1999). Debido a lo anterior, el análisis estadístico se hizo con la prueba no paramétrica de Kruskal-wallis para conocer las diferencias entre los años, las condiciones climáticas de EN y LN, así como la diferencias entre las estaciones del año.

8. Resultados

8.1 Variabilidad interanual de las variables oceánicas

Con base a los datos obtenidos del registro de la boya oceanográfica, se obtuvieron los siguientes resultados para las variables medidas: Durante el 2010, el valor promedio de la temperatura superficial del mar (TSM) ($^{\circ}\text{C}$) fue de 15.7°C , siendo menor durante el 2011 (14.9°C) y más elevado en el 2012 (16.5°C). Mientras que la menor temperatura registrada fue en el 2011 con 11.3°C y la más alta en el 2012 con 21.5°C (ver Tabla 4).

Tabla 4. Temperatura superficial del mar.
a: promedio; b: mediana; c: desviación estándar; d: mínimo y e: máximo.

	TSM ($^{\circ}\text{C}$)				
	a	b	c	d	e
2010	15.7	15.7	1.8	11.5	19.9
2011	14.9	15.0	1.4	11.3	17.8
2012	16.5	16.5	2.2	12.4	21.5

En la figura 3 se puede apreciar la variación de la TSM durante el periodo de estudio en los distintos años, las barras en cada punto indican la desviación estándar. Es posible observar que en el 2010 hubo gran variación, al igual que en el 2011; sin embargo, en el 2012, los datos muestran la tendencia en el incremento de la temperatura del agua a partir del mes de agosto.

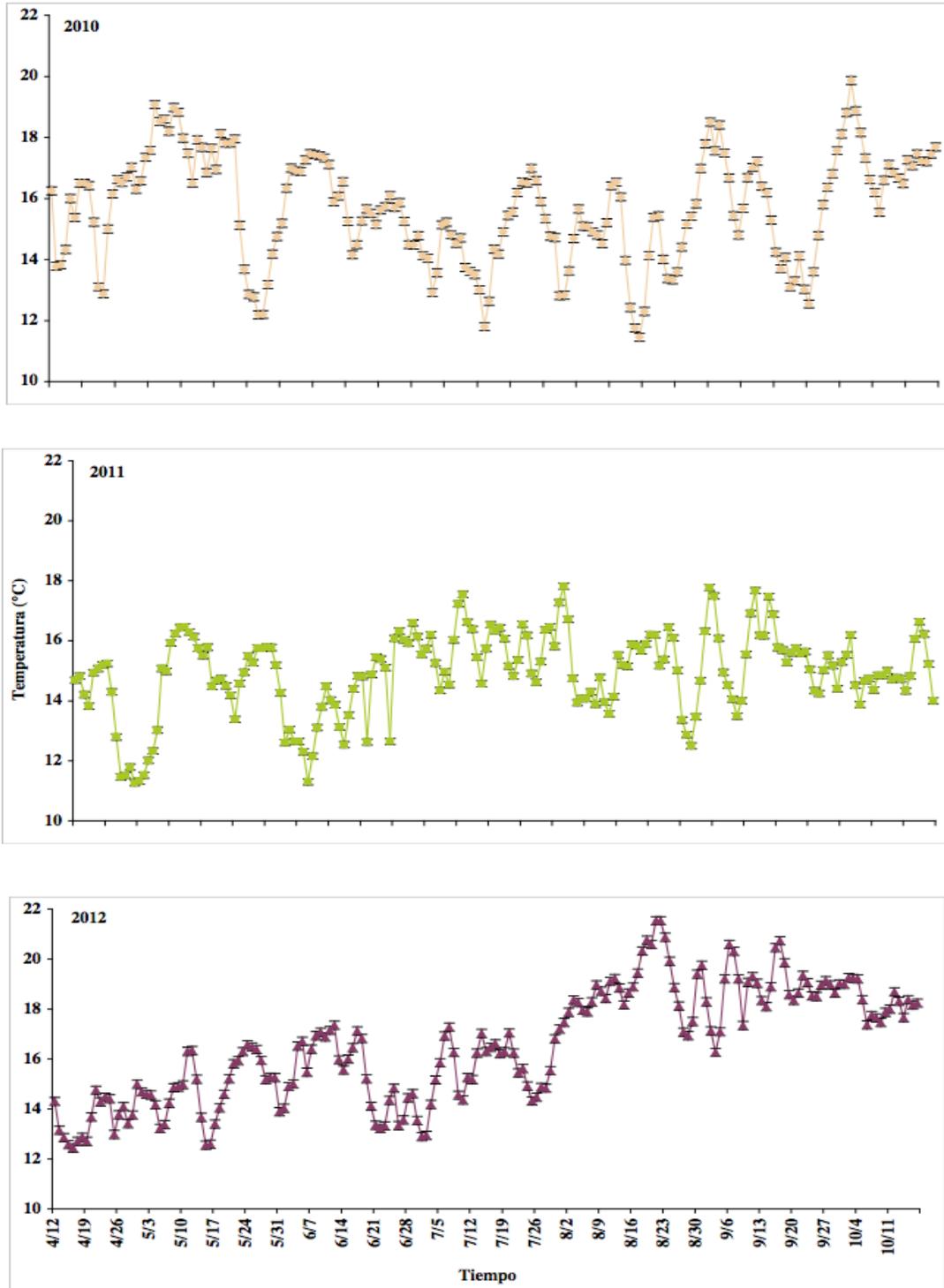


Figura 3. Variación de la TSM durante el periodo de estudio de 2010 al 2012.

En cuanto a la media de la salinidad (Tabla 5) en los tres años de estudio fue de 33.0 (2011) a 33.4 (2010 y 2012); teniendo el valor máximo registrado durante la investigación en el 2011 con 34.4, lo cual es consistente con la temperatura más baja para ese mismo año.

Tabla 5. Salinidad.
a: promedio; b: mediana; c: desviación estándar; d: mínimo y e: máximo.

	Salinidad				
	a	b	c	d	e
2010	33.4	33.4	0.1	32.7	33.8
2011	33.0	33.0	0.2	32.4	34.4
2012	33.4	33.5	0.2	32.8	33.8

Congruente con lo descrito en la variable anterior, las oscilaciones de salinidad durante el estudio mostraron en el 2012 un descenso en la salinidad debido al aumento de la TSM a partir de agosto. En el 2010 y 2011, en el mes de mayo y junio respectivamente fue evidente un incremento en la salinidad, lo cual es producto del descenso de la temperatura que se registró para ese mismo periodo.

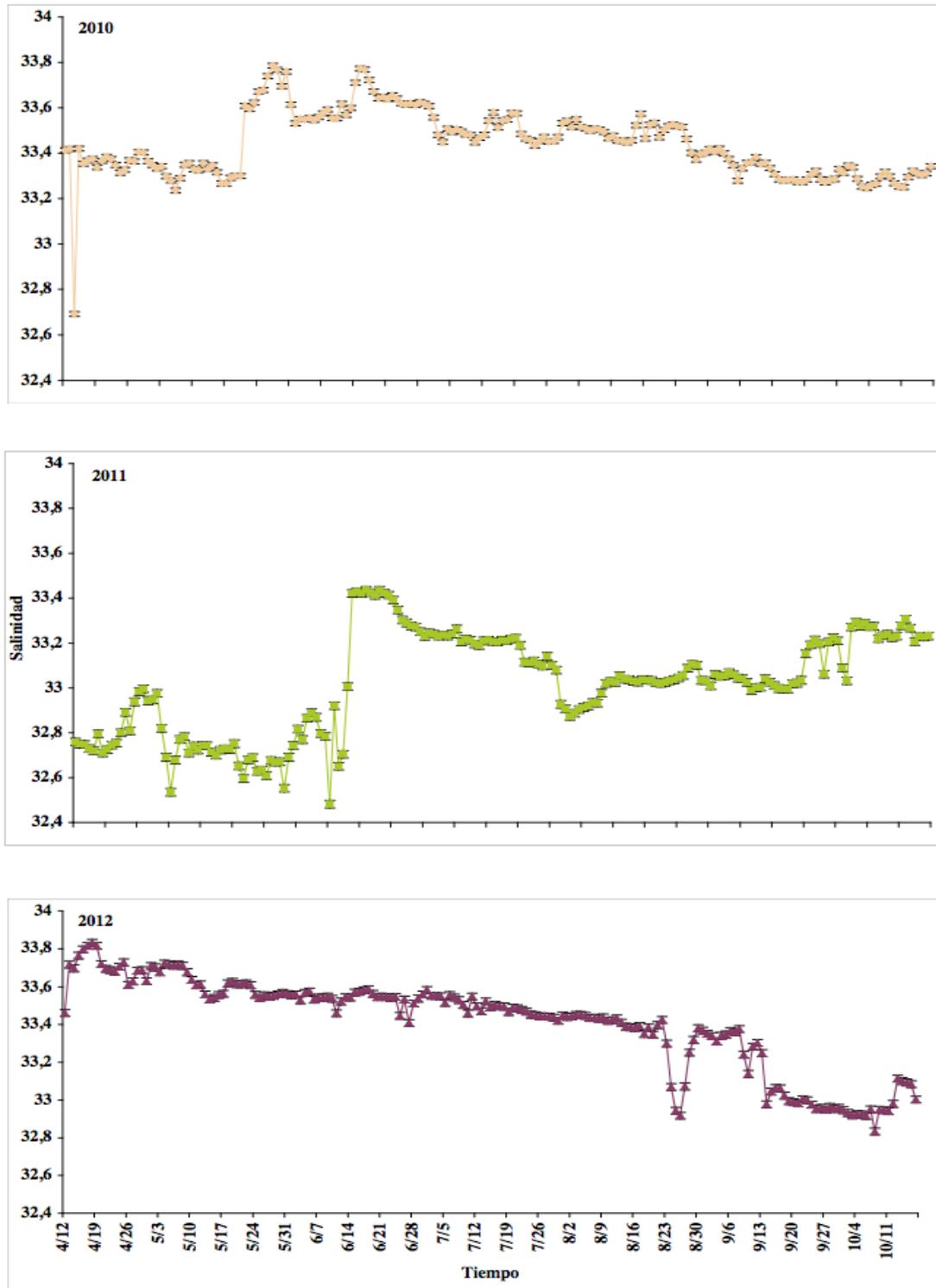


Figura 4. Variación de la salinidad durante el periodo de estudio de 2010 al 2012.

En relación a la $p\text{CO}_2$ agua (μatm), se puede observar en la Tabla 6 que el valor promedio máximo se obtuvo durante el 2012 (471.4 μatm); siendo menor en el 2010, donde en ese mismo año se encontró el valor mínimo y máximo de esta variable durante el estudio; mientras que durante el 2011, se presentaron valores intermedios entre 2010 y 2012.

Tabla 6. Presión parcial de bióxido de carbono en el agua ($p\text{CO}_2$ agua).
a: promedio; b: mediana; c: desviación estándar; d: mínimo y e: máximo.

	$p\text{CO}_2$ agua (μatm)				
	a	b	c	d	e
2010	411.2	401.4	96.3	235.8	789.6
2011	448.5	429.0	82.2	304.2	756.0
2012	471.4	475.6	55.9	289.0	607.2

En la figura 5, se muestra la variación de la $p\text{CO}_2$ agua, notándose que de mayo a septiembre 2010, se registró la mayor oscilación; en el 2011 a partir de abril hasta septiembre se observó la variación y en 2012 ocurrió por menos meses, de abril a julio, siendo más estable en todo el periodo hasta el final de la investigación.

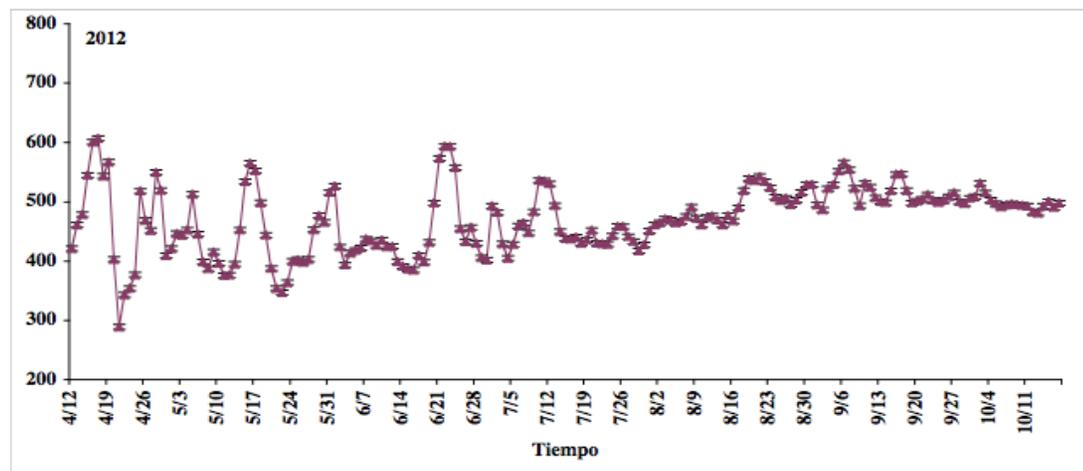
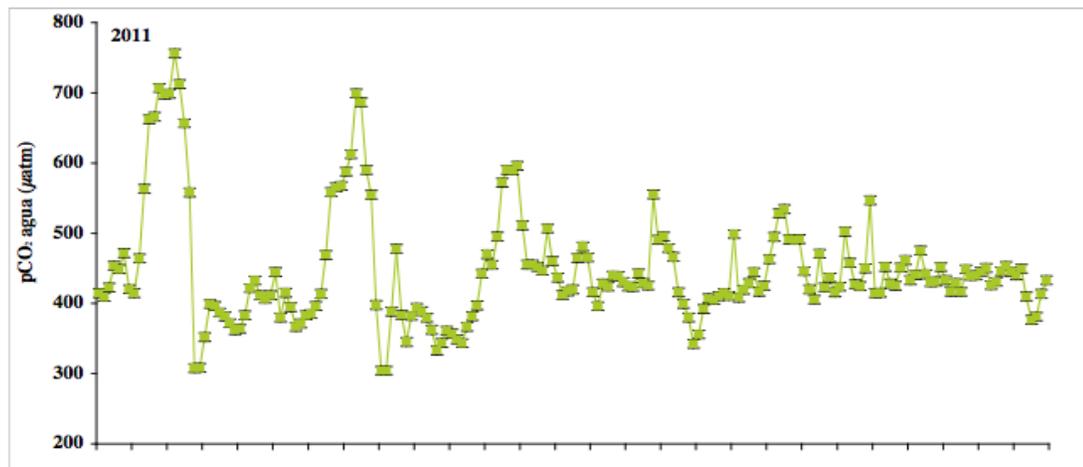
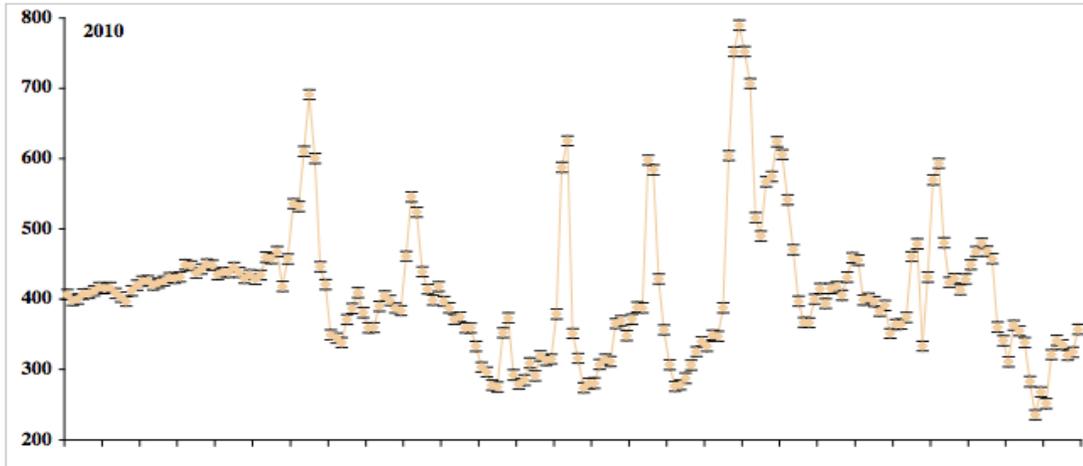


Figura 5. Variación de la $p\text{CO}_2$ agua durante el periodo de estudio de 2010 al 2012

El cálculo del $\Delta p\text{CO}_2$ (Tabla 7) mostró congruencia con las variaciones registradas en la $p\text{CO}_2$ del agua, puesto que en 2010 se tuvo el valor promedio menor (21.2 μatm) al igual que los valores máximo y mínimo (399.6 y -154.9 μatm , respectivamente); mientras que en 2012 la media fue de 77.5 μatm y en 2011 la magnitud del $\Delta p\text{CO}_2$ osciló entre los valores de los otros dos años.

**Tabla 7. Delta de la presión parcial de bióxido de carbono ($p\text{CO}_2$ océano – $p\text{CO}_2$ atmósfera).
a: promedio; b: mediana; c: desviación estándar; d: mínimo y e: máximo.**

	$\Delta p\text{CO}_2$ (μatm)				
	a	b	c	d	e
2010	21.2	11.2	96.3	-154.9	399.6
2011	56.9	37.1	82.3	-86.9	365.4
2012	77.5	81.6	55.7	-104.7	213.5

En la figura 6 se muestra que en el 2010 se obtuvieron el mayor número de valores negativos de la $\Delta p\text{CO}_2$, lo cual indica que hubo mayor número de días en que se comportó como sumidero de CO_2 el sistema, sin todavía conocer la magnitud del flujo para el área de estudio. El 2011 presentó los valores más elevados desde abril hasta julio, teniendo más valores negativos con respecto al 2012, donde únicamente se registraron de abril a junio, comportándose como una fuente por más tiempo con relación a los años que le precedieron.

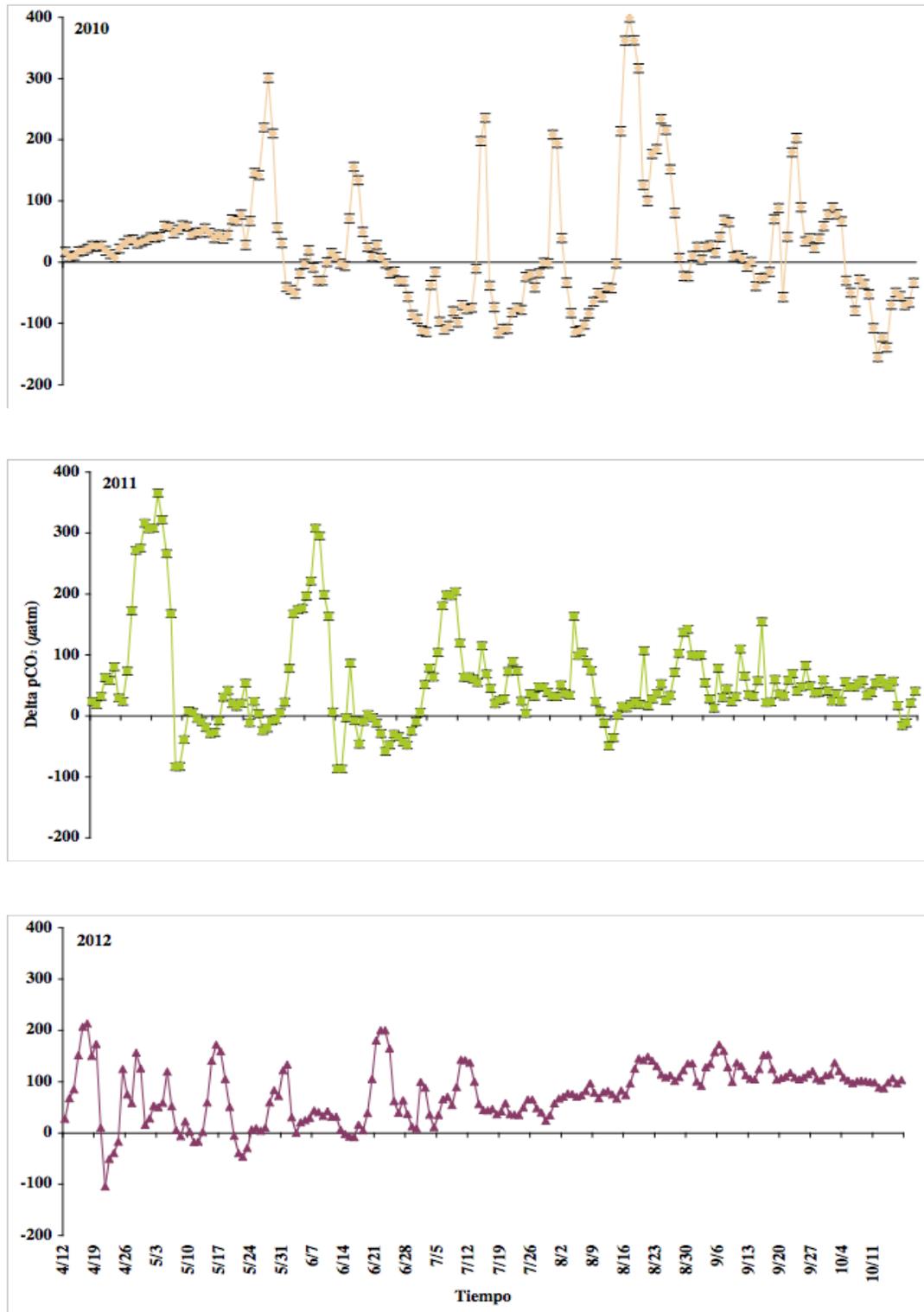


Figura 6. Variación de la $\Delta p\text{CO}_2$ durante el periodo de estudio de 2010 al 2012.

8.2 Variación estacional

Con lo que respecta a la variación estacional durante el periodo de estudio (Tabla 8), se observó que en primavera de 2010 se registró la temperatura promedio más alta (16.1°C) con relación a los otros dos años; los cuales reportaron en verano la TSM más alta, en el caso de 2012 (17.2°C) y valores más bajos durante el 2011, 14.1 y 15.5°C para primavera y verano respectivamente.

Mientras que la salinidad en la primavera del 2011 y 2012 fue mayor (33.8 y 33.6) en comparación con el verano (33.1 y 33.4); siendo mayor durante la primavera de 2011 (33.8) y menor en el verano de este mismo año (33.1). Para el 2010, no hubo diferencias estacionales de esta variable manteniéndose en 33.5 .

La pCO_2 del agua en primavera de 2010 y 2011 fue más alta con respecto al verano de ese mismo periodo (432.6 y $458.3 \mu\text{atm}$ respectivamente); en 2012, se obtuvo el caso contrario, durante el verano fue mayor ($485.9 \mu\text{atm}$) que en primavera ($441.0 \mu\text{atm}$). Cabe señalar que en dicho año, se registró el valor promedio más alto de pCO_2 del agua, mientras que en verano de 2010 se halló la más baja presión parcial de CO_2 del agua.

Por último, la delta de la presión parcial de CO_2 , es congruente con lo encontrado en el variable antes citada, los valores más altos fueron hallados durante la primavera en 2010 ($42.8 \mu\text{atm}$) y 2011 ($67.3 \mu\text{atm}$) y en verano de 2012 ($92.0 \mu\text{atm}$). Durante el verano de 2010 se registró el valor promedio del delta pCO_2 más bajo ($15.0 \mu\text{atm}$); por su parte, el ΔpCO_2 más alto se registró en verano de 2012.

**Tabla 8. Variación estacional de las variables oceanográficas.
P: primavera y V: verano.**

		TSM ($^{\circ}\text{C}$)	Salinidad	pCO_2 agua (μatm)	ΔpCO_2 (μatm)
2010	P	16.1 ± 1.7	33.5 ± 0.2	432.6 ± 58.6	42.8 ± 58.6
	V	14.9 ± 1.5	33.5 ± 0.1	404.8 ± 117.8	15.0 ± 117.6
2011	P	14.1 ± 1.4	33.8 ± 0.2	458.3 ± 120.3	67.3 ± 120.3
	V	15.5 ± 1.2	33.1 ± 0.1	445.6 ± 52.3	53.8 ± 52.2
2012	P	14.9 ± 1.4	33.6 ± 0.1	441.0 ± 65.5	47.5 ± 65.5
	V	17.2 ± 2.2	33.4 ± 0.2	485.9 ± 44.6	92.0 ± 44.4

8.3 Magnitud del viento

Se usó el promedio diario de la velocidad del viento en el periodo de estudio de cada año; en la figura 7 se puede apreciar la variación del viento a través del tiempo, mientras que en la Tabla 9 se muestra el valor promedio de esta variable en cada año. En el 2012 la velocidad promedio del viento fue mayor con respecto a los años anteriores y menor en el 2010, obteniendo un valor intermedio el 2011. Asimismo, la magnitud máxima se registró en el 2011 y la mínima en el 2010.

Tabla 9. Magnitud del viento.
a: promedio; b: mediana; c: desviación estándar; d: mínimo y e: máximo.

	Magnitud del viento (m s^{-1})				
	a	b	c	d	e
2010	1.4	1.3	0.6	0	3.9
2011	1.5	1.2	0.7	0.1	4.0
2012	1.7	1.7	0.5	0.8	3.1

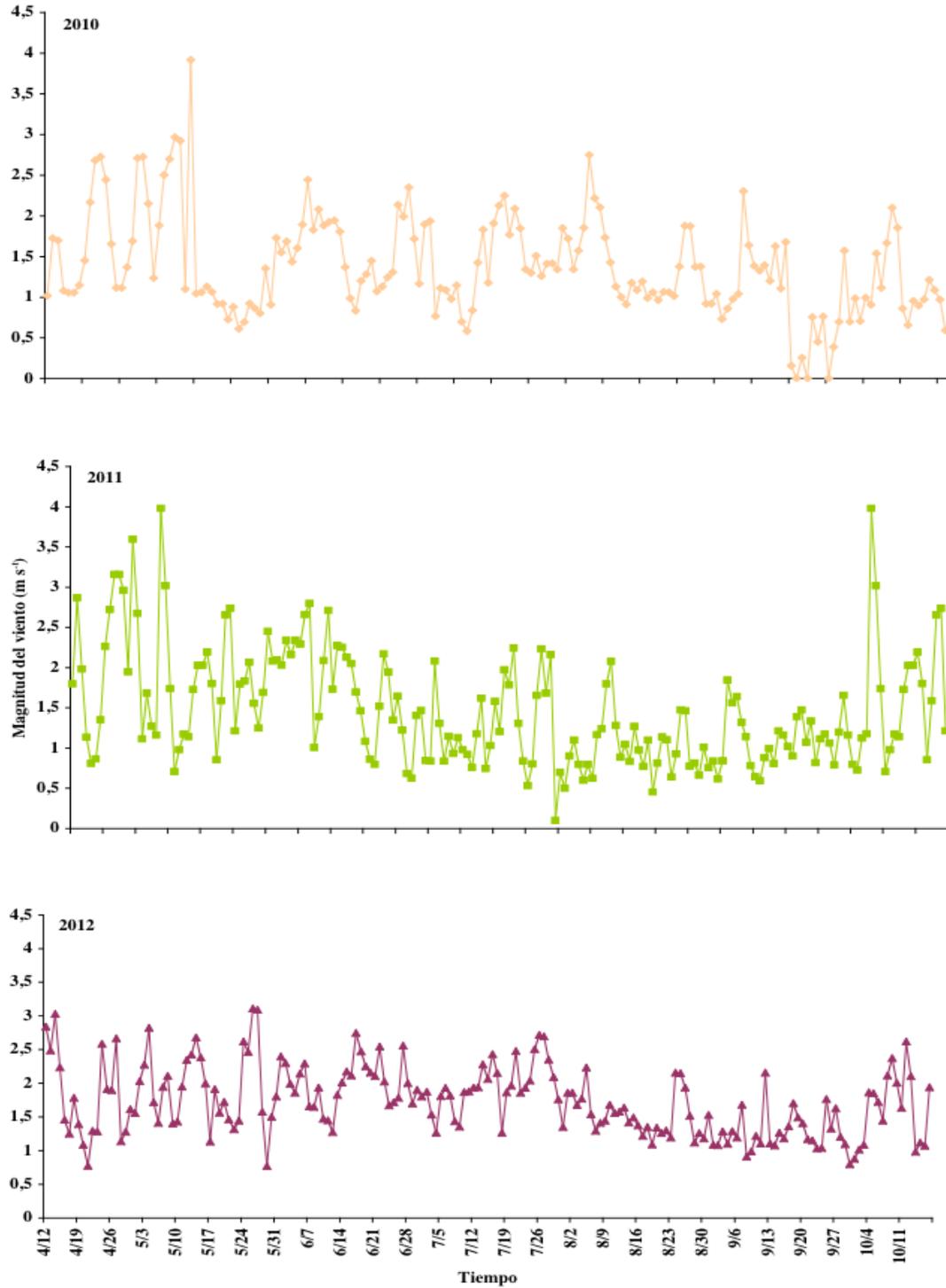


Figura 7. Magnitud del viento durante el periodo de estudio de 2010 al 2012.

8.4 Flujo de CO₂ en la interfase océano atmósfera

Con base a los cinco modelos citados en la sección anterior, se calculó el flujo de bióxido de carbono en la interfase océano atmósfera del sitio de estudio, los cuales se muestran en la Tabla 10 y se puede apreciar su variación a través del tiempo en la Figura 8.

**Tabla 10. Cálculo del flujo de bióxido de carbono mediante distintos métodos. F1, Wanninkhof (1992); F2, Wanninkhof y McGillis (1999); F3, Sweeney *et al.* (2007); F4, Weiss *et al.* (2007); F5, Nightingale *et al.* (2000).
a: promedio; b: mediana; c: desviación estándar; d: mínimo y e: máximo.**

		fCO ₂ (mmoles C m ⁻² d ⁻¹)				
		a	b	b	d	e
2010	F1	0.2	0.03	0.9	-1.3	7.8
	F2	0.04	0.00	0.2	-0.3	2.8
	F3	0.2	0.02	0.7	-1.3	6.8
	F4	0.3	0.09	1.5	-2.4	12.1
	F5	0.2	0.06	1.0	-1.5	7.7
2011	F1	0.4	0.1	1.3	-3.2	9.7
	F2	0.04	0.00	0.4	-1.5	3.2
	F3	0.3	0.1	1.1	-3.0	8.5
	F4	0.8	0.1	2.1	-5.0	15.4
	F5	0.6	0.2	1.4	-3.1	9.9
2012	F1	0.5	0.4	0.5	-0.3	3.1
	F2	0.1	0.1	0.1	-0.06	0.7
	F3	0.5	0.4	0.4	-0.2	2.7
	F4	1.1	1.0	0.9	-0.5	5.5
	F5	0.7	0.6	0.6	-0.3	3.6

En el 2010, el valor promedio más bajo se obtuvo con el método propuesto por Wanninkhof y McGillis (1999) con 0.04 mmoles C m⁻² d⁻¹, mientras que con el resto de los modelos osciló entre 0.2 y 0.3 mmoles C m⁻² d⁻¹. Teniendo el máximo de 12.1 y mínimo -2.4 (mmoles C m⁻² d⁻¹) con el método empleado por Weiss *et al.* (2007).

Al igual que en el año anterior, en el 2011 se obtuvo el menor promedio de 0.04 mmoles C m⁻² d⁻¹ con el cálculo del modelo de Wanninkhof y McGillis (1999); variando el resto de los valores

entre 0.3 y 0.8 $\text{mmoles C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Con 15.4 y -5.0 ($\text{mmoles C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) de máximo y mínimo respectivamente.

El valor promedio del fCO_2 en el 2012 fue de 0.1 a 1.1 $\text{mmoles C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, con el máximo de 5.5 y mínimo de -0.5 ($\text{mmoles C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$).

Por lo que se puede apreciar que en 2010 y 2011 se obtuvo el flujo promedio menor (0.04 $\text{mmoles C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) y el más alto en el 2012 (1.1 $\text{mmoles C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$). Sin embargo, el fCO_2 máximo y mínimo se registró durante el 2011. Mientras que en 2010 la magnitud del flujo en estos valores fueron mayores con respecto al 2012.

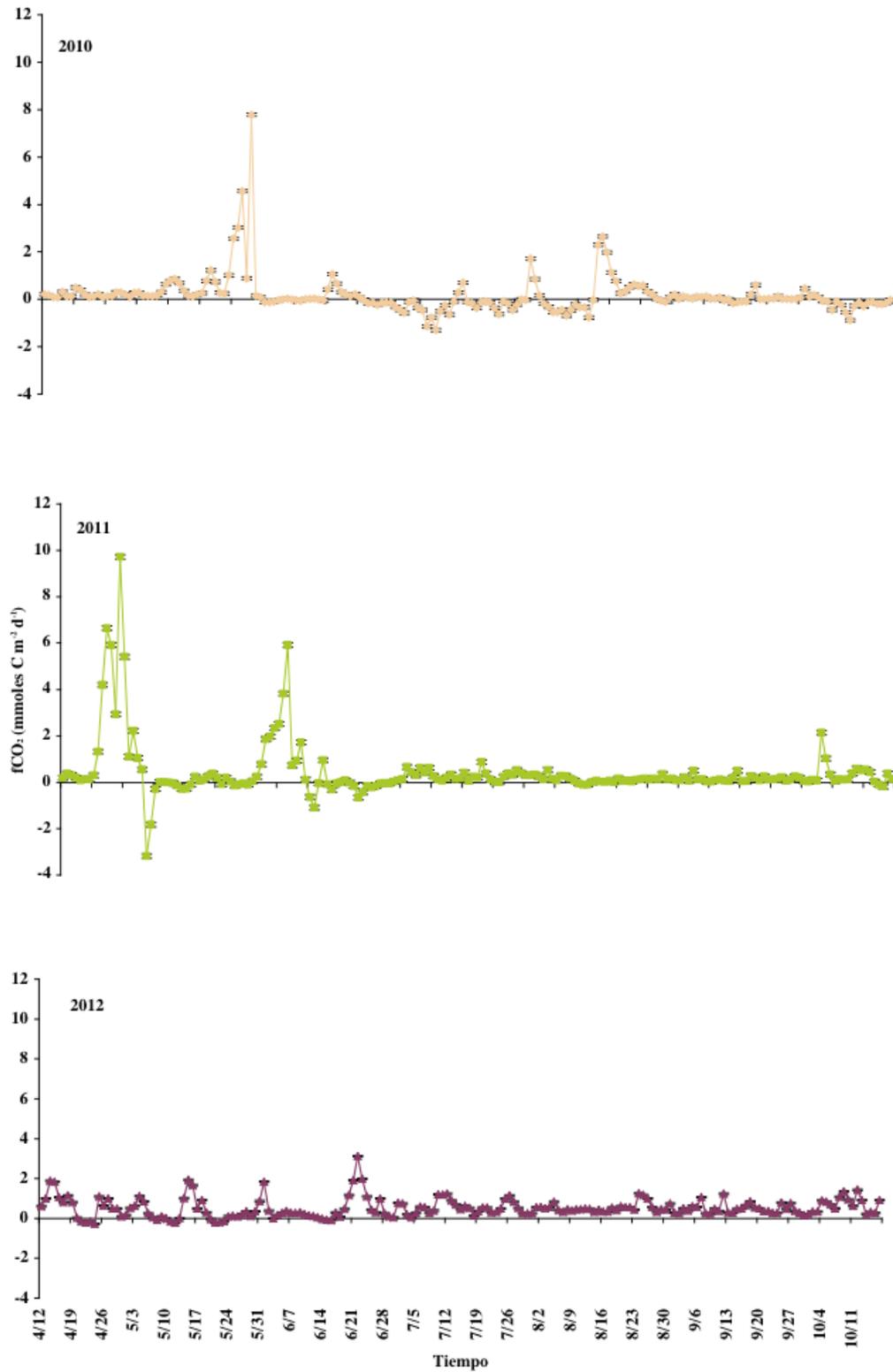


Figura 8. fCO₂ en la interfase océano atmósfera durante el periodo de estudio de 2010 al 2012, bajo el método propuesto por Wanninkhof (1992).

8.5 Variación estacional del fCO₂

Con lo que respecta a la variación estacional de los flujos de CO₂ en la interfase océano atmósfera mediante el cálculo por los diversos métodos, se tuvieron los siguientes resultados: durante las primaveras de 2010 y 2011 (35.3 y 58.2 mmol C m⁻² d⁻¹ respectivamente) la magnitud del flujo fue mayor con respecto al verano en el mismo periodo y bajo todos los modelos analizados. Sin embargo, en el 2012 el comportamiento del fCO₂ fue distinto con relación a los dos años precedentes, puesto que la magnitud del flujo fue mayor en verano y menor en primavera.

Durante el 2011 se registró, bajo los diversos métodos, la mayor magnitud de flujo del océano hacia la atmósfera; seguido de 2010 con valores intermedios y siendo menores los calculados en el 2012, como puede apreciarse en la Tabla 11.

Es preciso señalar que los valores más bajos se obtuvieron con el método propuesto por Wanninkhof y McGillis (1999) en el 2010 y 2012; en el caso del 2011, fue el segundo valor más alto obtenido para el fCO₂. Por su parte, los valores mayores de flujo que se calcularon fueron mediante el modelo de Weiss *et al.* (2007) en los tres años.

Tabla 11. Variación estacional del flujo de bióxido de carbono calculado mediante distintos métodos (mmol C m⁻² d⁻¹).
P: primavera y V: verano.

		Wanninkhof (1992)	Wanninkhof y McGillis (1999)	Sweeney <i>et al.</i> (2007)	Weiss <i>et al.</i> (2007)	Nightingale <i>et al.</i> (2000)
2010	P	35.3±1.1	8.7±0.4	30.8±1.0	63.4±1.8	41.1±1.2
	V	1.3±0.6	0.2±0.1	1.2±0.5	5.5±1.3	3.8±0.8
2011	P	58.2±2.0	89.3±0.6	37.7±1.8	104.8±3.4	68.0±2.1
	V	16.6±0.2	2.2±0.0	14.4±0.2	39.0±0.4	26.0±0.3
2012	P	29.7±0.6	5.8±0.2	25.9±0.5	57.1±1.0	37.3±0.7
	V	55.0±0.4	9.2±0.1	48.0±0.4	112.6±0.8	74.0±0.5

8.6 fCO₂ durante eventos de surgencia

Como se mencionó en la sección anterior, se consideró que hubieron eventos de surgencia aquellos días donde la TSM fue menor a 14°C, por lo que se tuvo un total de 82, 36 y 15 días de eventos de surgencia para 2010, 2011 y 2012 respectivamente, de un total de 194 días por año de estudio.

El flujo de CO₂ durante los eventos de surgencia en el 2010 y 2012, se comportó de manera semejante como puede observarse en los valores promedios en la Tabla 12 (entre 0.2 y 1.8 mmoles C m⁻² d⁻¹, dependiendo del modelo); sin embargo, fue en el 2010 donde se registraron lo máximos más altos del estudio (63.7 mmoles C m⁻² d⁻¹). Mientras que el 2011 se tuvieron medias más bajas con respecto a los otros dos años (0.1 – 1.5 mmoles C m⁻² d⁻¹).

Por otro lado, durante los eventos de surgencia de cada periodo anual estudiado, se obtuvo que la magnitud del flujo de CO₂ fue mayor que el promedio de cada año (ver Tablas 10 y 12).

**Tabla 12. Flujo de bióxido de carbono en eventos de surgencia durante el periodo de estudio. F1, Wanninkhof (1992); F2, Wanninkhof y McGillis (1999); F3, Sweeney *et al.* (2007); F4, Weiss *et al.* (2007); F5, Nightingale *et al.* (2000).
a: promedio; b: mediana; c: desviación estándar; d: mínimo; e: máximo y f: la integral del flujo durante los eventos de surgencia .**

		fCO ₂ (mmoles C m ⁻² d ⁻¹)					
		a	b	c	d	e	f
2010	F1	0.9	0.4	1.6	-0.6	7.8	33.4
	F2	0.2	0.05	0.5	-0.1	2.8	7.7
	F3	0.8	0.3	1.4	-0.6	6.8	29.1
	F4	1.8	1.06	2.7	-1.2	12.1	63.7
	F5	1.2	0.7	1.7	-0.8	7.7	41.6
2011	F1	0.8	0.2	1.2	-1.1	4.2	27.8
	F2	0.1	0.02	0.4	-1.5	1.2	4.3
	F3	0.6	0.2	1.2	-2.9	3.7	21.2
	F4	1.5	0.5	2.1	-2.0	7.0	54.1
	F5	1.0	0.3	1.4	-1.3	4.4	35.4
2012	F1	1.0	0.9	0.7	0.03	3.1	22.0
	F2	0.2	0.1	0.2	0.0	0.7	2.2
	F3	0.8	0.8	0.6	0.02	2.7	19.2
	F4	1.8	1.7	1.2	0.07	5.5	42.2
	F5	1.2	1.1	0.8	0.05	3.6	27.6

Tabla 13. Flujo promedio de bióxido de carbono durante periodos sin surgencia.
F1, Wanninkhof (1992); F2, Wanninkhof y McGillis (1999); F3, Sweeney *et al.* (2007); F4, Weiss *et al.* (2007);
F5, Nightingale *et al.* (2000).

	fCO ₂ (mmoles C m ⁻² d ⁻¹)				
	F1	F2	F3	F4	F5
2010	-0.8±0.8	-0.2±0.5	-0.9±1.1	-2.0±2.1	-1.2±1.4
2011	-0.3±0.1	-0.06±0.3	-0.4±0.8	-1.0±1.5	-0.7±1.0
2012	-0.4±0.2	-0.1±0.08	-0.3±0.3	-0.6±0.7	-0.4±0.5

8.7 Análisis estadístico

Con base a la prueba de Kruskal-Wallis (Tabla 14), para corroborar si existían diferencias estadísticas entre los diferentes métodos mediante los cuales se calculó el fCO₂ en el área de estudio, los resultados señalaron que el modelo propuesto por Wanninkhof (1992) no presenta diferencias estadísticamente significativas con el modelo de Sweeney *et al.* (2007); mientras que el modelo empleado por Weiss *et al.* (2007) y Nightingale *et al.* (2000) tampoco presentaron diferencias estadísticas ($p > 0.05$); lo anterior indica que se puede usar de manera indistinta uno u otro modelo. Sin embargo, el resto de ellos si presentaron diferencias significativas con un p valor < 0.05 , así que se debe considerar qué criterio se usará en el empleo de determinado algoritmo.

Tabla 14. Prueba Kruskal-Wallis para identificar si hay diferencias estadísticas entre los distintos métodos del cálculo de fCO₂.

	Wanninkhof (1992)	Wanninkhof y McGillis (1999)	Sweeney <i>et al.</i> (2007)	Weiss <i>et al.</i> (2007)	Nightingale <i>et al.</i> (2000)
Wanninkhof (1992)	1				
Wanninkhof y McGillis (1999)	0.00	1			
Sweeney <i>et al.</i> (2007)	0.75	0.00	1		
Weiss <i>et al.</i> (2007)	0.00	0.00	0.00	1	
Nightingale <i>et al.</i> (2000)	0.10	0.00	0.00	0.07	1

En otro sentido, mediante la misma prueba estadística, se corroboró que si existió diferencia entre los tres años de estudio, lo cual señala la variabilidad interanual del fCO₂ en la interfase océano atmósfera, con un p valor < 0.05 .

Por otro lado, se comprobó que las condiciones oceanográficas influyen en el $f\text{CO}_2$ océano-atmósfera, ya que con un p valor <0.05 se obtuvo que entre EN y LN así como LN y CN existen diferencias; sin embargo, la condición de EN y CN no presentó diferencias estadísticas ($p=0.057$).

Con base a la magnitud del $f\text{CO}_2$ obtenido en primavera y verano de cada año de estudio, se observó que además de diferencias entre ambas estaciones anualmente, existen diferencias estadísticas entre las mismas estaciones en los diferentes años que fueron analizados, con un p valor igual a 0.04.

9. Discusión

9.1 Variabilidad interanual de las variables oceánicas

Los resultados de la variación de la TSM y la salinidad durante la investigación son congruentes, puesto que a las menores temperaturas corresponden aguas ligeramente más salinas, lo cual indica intrusión de agua subsuperficial producto de los eventos de surgencia, así como oscilaciones en la presión parcial del CO₂ del agua (Lalli y Parsons, 1997).

Por ejemplo, las menores temperaturas se registraron en el 2011 (de 11.3 a 17.8 °C) con relación al 2010 y 2012. De igual forma, el índice de surgencia costera (CUI, por sus siglas en inglés) (m⁻³ s⁻¹ a 100m de la costa) (Bakun, 1973), fue mayor con respecto a los otros dos años, sin registrar convergencias durante el periodo de investigación de 2011; mientras que la media de la pCO₂ del agua fue intermedia con respecto a los otros años (448.5 µatm), teniendo a LN como condición oceanográfica predominante.

Con lo que respecta al 2010, éste presentó una mayor gama de valores de la TSM entre 11.5 y 19.9°C; esta variación es producto de los eventos de LN y EN que se tuvieron en este periodo. Además que el CUI indicó eventos de convergencia, lo cual ocasionó que las temperaturas fueran más cálidas que en 2011 y por ende el valor promedio de la pCO₂ del agua fuera menor (411.2 µatm). Lo cual puede ser explicado por la presencia de agua de la Contracorriente de California, la cual fluye hacia el norte llevando agua desde el ecuador (Lynn y Simpson, 1987).

En el 2012 se registraron la TSM más elevadas (de 12.4 a 21.5 °C) y las CN oceanográficas fueron las que dominaron en el periodo de estudio; mientras que para ese mismo año la intensidad de la surgencia fue menor de acuerdo al CUI y el total de días que se registraron dichos eventos fue menor en comparación con los dos años precedentes, lo cual se explicaría de acuerdo a Sweeney *et al.* (2002), a que la pCO₂ en aguas superficiales con composición química constante, aumenta en un factor de cuatro cuando el agua del polo, en el caso del área de estudio Agua Subártica, es calentada cuando fluye hacia el ecuador.

La variabilidad en la pCO₂ del agua observada durante los tres años de estudio también se reflejó en los resultados obtenidos en el cálculo de la ΔpCO₂ (µatm). Obteniendo, por un lado, la media

más baja en el 2010, pero con los valores mínimos y máximos calculados en la investigación para ese mismo año. Mientras que en el 2011, el promedio fue mayor respecto al precedente y el segundo máximo más grande en el estudio. Finalmente, el 2012 obtuvo el mayor promedio y el valor máximo más pequeño registrado.

9.2 Condiciones oceanográficas

Estos resultados aunados con las condiciones oceanográficas, que variaron a lo largo del periodo de estudio (ver Tabla 3) no mostraron diferencias estadísticamente significativas (tal es el caso de entre las condiciones EN y CN), o bien que las condiciones LN no tuvieron el efecto conocido de esta anomalía en el entorno oceanográfico que comúnmente se tienen; puesto que en este periodo se esperaba la presencia de aguas más frías con un alto poder de disolución de CO₂ y alto contenido de CO₂ propiciando que el flujo en la interfase océano atmósfera fuese positivo .

Lo anterior puede ser atribuido a lo que se ha explicado en los últimos años como una variante de estos fenómenos, conocidos como El Niño (ENM) y La Niña Modoki (LNM) (palabra proveniente del japonés que significa similar pero diferente) descrito por Yamagata *et al.* (2004) y Ashok y Yamagata (2009), para definir eventos de calentamiento y enfriamiento de la TSM diferentes a los convencionales de EN y LN respectivamente; los cuales se caracterizan por las anomalías en los patrones atmosféricos.

Las condiciones de ENM, crea dos celdas de circulación que convergen en el centro del Pacífico Ecuatorial, provocando el incremento de la TSM y aguas de menor temperatura en las costas de América y Asia, que por teleconexión tiene efectos sobre las costas en ambos hemisferios. Mientras que la condición de LNM, es una fase opuesta a la descrita para ENM. Esta variación en las condiciones atmosféricas que dan resultados a variantes a los fenómenos conocidos de EN y LN, son atribuidos a los efectos por el calentamiento antropogénico de acuerdo a Yeh *et al.* (2009).

9.3 Diferencias entre los algoritmos del coeficiente de intercambio de gas

Por otro lado, la parametrización de los modelos para calcular $f\text{CO}_2$ bajo diversos algoritmos del coeficiente de intercambio de gas (K_w) (ver sección de Material y Métodos) indicaron diferencias estadísticamente significativas entre ellos, aunque también hubieron modelos que no las presentaron (ver Tabla 11).

Se observó que cuando se obtuvieron los valores más bajos mediante el modelo propuesto por Wanninkhof y McGillis (1999), seguido de Wanninkhof (1992) y Sweeney *et al.* (2007) los cuales no presentaron diferencias estadísticas, posteriormente se tuvo el de Nightingale *et al.* (2000) y finalmente la mayor magnitud de $f\text{CO}_2$ se obtuvo con el modelo de Weiss *et al.* (2007), estos dos últimos métodos no fueron distintos estadísticamente.

Actualmente, la incertidumbre en el cálculo del $f\text{CO}_2$ es atribuida a la estimación del K_w (Takahashi *et al.*, 2009), puesto que no solamente varía con la magnitud del viento (como se ha parametrizado en diversos estudios y muestran una dependencia lineal (Liss y Merlivat, 1986) cuadrática (Wanninkhof, 1992; Nightingale *et al.* 2000; Sweeney *et al.*, 2007) o cúbica (Wanninkhof y McGillis, 1999)); además por ser una función empírica de la velocidad del viento, resulta que las diferencias entre los diversos algoritmos incrementan conforme aumenta dicha velocidad (Tseng *et al.*, 2013).

Es preciso señalar que el modelo de Wanninkhof (1992) y Sweeney *et al.* (2007), presentan esta semejanza porque ambos modelos emplean un K_w semejante, únicamente difiere la constante empleada en la ecuación (ver sección de Material y Métodos), ya que la magnitud del viento es elevada al cuadrado en ambos casos.

Por su parte los modelos de Weiss *et al.* (2007) y Nightingale *et al.* (2000), emplean un K_w , con dependencia cuadrática de la magnitud del viento y las constantes empleadas en la ecuación son semejantes, lo cual podría explicar dicho resultado.

Sin embargo, los diversos modelos plantean sus fundamentos en diversas cuestiones, por ejemplo Wanninkhof (1992) señala que el factor más importante es conocer la magnitud del viento, debido al enriquecimiento químico en el intercambio de CO_2 entre el océano y la atmósfera debido al desplazamiento del agua inducido por la fricción del viento.

Por su parte Waninkhof y McGillis (1999) argumentan que la velocidad del viento al cubo se debe a la sensibilidad del intercambio por este factor, el cual sigue una distribución de Rayleigh, provocando un intercambio instantáneo que tiene impacto en la transferencia del CO₂.

Sweeney *et al.* (2007) indica que se trata de un ajuste lineal de la relación entre la dependencia cuadrática del viento y la velocidad de transferencia del gas en cuestión, empleando experimentos con ¹⁴C.

El método de Weiss *et al.* (2007) al igual que el anterior asume la linealidad y la dependencia citada, haciendo hincapié en que el flujo no sólo se ve afectado por la velocidad de transferencia del gas sino está controlado por otros parámetros ambientales como el estado del océano y la cobertura del mismo.

Nightingale *et al.* (2000) además de parametrizar la velocidad del viento cuadrática indican que la tasa de transferencia del CO₂ se ve afectada por cambios físicos del medio y que no existen diferencias entre la región costera y el océano abierto.

Empero, existen otros factores que controlan el fCO₂ tales como el estado de la mar (Zhao *et al.*, 2003; Woolf, 2005), la turbulencia en pequeña y gran escala, las olas, la lluvia y las burbujas (Ho *et al.*, 2006). Lo cual sugiere que los distintos factores que afectan la transferencia ocasionan que haya diversos algoritmos tratando de contemplar la dificultad que representa integrarlos en estas expresiones para una mejor estimación del flujo de CO₂ en la interfase océano-atmósfera (Rutgersson and Smedman, 2010); haciendo necesario continuar estudiando aquellas variables que pudiesen estar teniendo efecto en la transferencia del gas.

Otro factor que es importante considerar en el fCO₂, es la solubilidad del gas (S_A) la cual es afectada directamente por el incremento de la salinidad y la TSM, ya que su aumento ocasiona el descenso de ésta (Weiss, 1974); es por ello que durante el 2012 cuando la TSM fue más elevada, haya sido menor S_A y por ende el océano se comportó como una fuente de este gas hacia la atmósfera más intensa que en los dos años precedentes.

9.4 Variación estacional e interanual del fCO₂

Con lo que respecta a la variación estacional e interanual del fCO₂ en una zona de surgencia costera, como indica Cobo Viveros *et al.* (2013) se debe a las condiciones oceanográficas como la intensidad y el tiempo de los eventos de surgencia producto de la magnitud del viento (éste puede ser un factor importante en el aporte de CO₂ hacia a la atmósfera por la intensidad de la surgencia y el desplazamiento de agua subsuperficial), obteniendo un mayor fCO₂ durante el verano que en primavera.

Las diversas zonas de surgencia costera que existen juegan un papel importante en el ciclo de CO₂, actuando anualmente ya sea como fuente o sumidero de CO₂ con base a estimaciones anuales efectuadas con datos de campañas oceanográficas o bien, a través del desarrollo de métodos para su cálculo, los cuales únicamente indican aproximaciones del flujo con base a modelos matemáticos. Tal es el caso de las surgencias de Humboldt y Benguela, la primera considerada la región más importante y la principal área de flujo de CO₂ hacia la atmósfera (Torres *et al.*, 2011). Sin embargo, catalogar a todas estas regiones como grandes fuentes puede ser erróneo si no se muestreo todo el ciclo anual, ya que en el caso de la Corriente de Canarias, ésta actúa como un sumidero de bióxido de carbono (Aristegui *et al.*, 2009); mientras que la Corriente de California por su ubicación geográfica está dividida en tres grandes áreas de acuerdo a la intensidad de las surgencias; teniendo la porción norte y central eventos intensos y continuos, constituyendo una fuente hacia la atmósfera (Liu *et al.*, 2000) y el área sur de acuerdo a Borges *et al.* (2005) está considerada como un sistema neutral. Mientras que Hales *et al.* (2005) reportó que para verano la parte norte de la Corriente de California puede ser un sumidero debido a la alta actividad fotosintética que se presenta. Sin embargo, estudios puntuales muestran variabilidad en el papel que desempeña la región en ciertas porciones; tal es el caso del trabajo que desarrolló Muñoz Anderson (2011), para el mismo sitio FLUCAR, quien calculó el fCO₂ anual, así como la variabilidad estacional para el 2009. El concluyó en el balance anual, así como en las estaciones de primavera y verano que el área de estudio se comportó como una ligera fuente de este gas, hecho que coincide con lo que se presenta en este estudio.

Muñoz Anderson (2011) calculó un promedio diario en el 2009 de 0.71 mmoles C m⁻² d⁻¹, mientras que en los tres años posteriores analizados en el presente trabajo fue de 0.2 (2010), 0.2 (2011) y 0.5 (2012) mmoles C m⁻² d⁻¹, usando el mismo método de Sweeney *et al.* (2007), sin

embargo, en el presente trabajo solo se analizaron las estaciones de primavera y verano; estas estimaciones coinciden con lo calculado por Borges *et al.* (2005), a nivel global el promedio diario del $f\text{CO}_2$ de $0.3 \text{ mmoles C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$.

Asimismo, Muñoz Anderson (2011) señaló que durante los eventos de surgencias el sistema fue una fuente mientras que cuando éstas se relajaron se comportó como un sumidero; en el presente trabajo se registró durante eventos de surgencia valores de $f\text{CO}_2$ diario mayor en comparación al promedio del periodo de estudio (0.8 , 0.6 y $0.8 \text{ mmoles C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ para 2010, 2011 y 2012, respectivamente) así como los valores máximos calculados en cada año.

Con lo reportado en el trabajo de Muñoz Anderson (2011) y los resultados de la presente investigación se comprueba que durante dichos eventos el océano fue una fuente de CO_2 hacia la atmósfera y en su relajamiento, disminuye la intensidad del flujo actuando el sistema como un sumidero en estos periodos. durante el 2010 el sistema fue sumidero en mayor magnitud en relación a los dos años posteriores, mientras que en el 2011 y 2012, la diferencia en el valor promedio de flujo fue menor (-0.3 y $-0.4 \text{ mm C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, de acuerdo al modelo de Wanninkhof (1992), para 2011 y 2012 respectivamente), siendo un ligero sumidero en menor magnitud el 2011 en los tres años de estudio (Tabla 13).

Lo anterior sugiere que a pesar de la variación interanual en las condiciones oceanográficas, existen épocas del año donde el sistema se comportará siempre como una fuente (primavera y verano). Asimismo, se comprobó que durante los eventos de surgencia en el periodo de estudio la intensidad del $f\text{CO}_2$ fue mayor, por lo que durante su relajamiento se encontró que la magnitud del flujo fue negativo (sumidero), para el 2010, se obtuvo un promedio diario del $f\text{CO}_2$ de $-0.2 \text{ mmoles C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, mientras que en 2011 y 2012 fue de -0.3 y $-0.1 \text{ mmoles C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$.

Es preciso mencionar que a pesar que la integral del $f\text{CO}_2$ para todo el periodo de investigación el sistema se comportó como una fuente, también fungió como un sumidero el 42, 19 y 8% del periodo de estudio para 2010, 2011 y 2012 respectivamente, resaltando la variabilidad en el comportamiento de un sitio determinado a través del tiempo.

9.5 Importancia de las series de tiempo de alta frecuencia

Debido a dicha variabilidad, es necesario hacer hincapié en la importancia de los estudios que cuentan con series de tiempo de alta frecuencia que permiten conocer el comportamiento de un sitio determinado cómo varía y poder entender procesos que ocurren en escalas más pequeñas, los cuales no pueden ser explicados con base a la información que brindan las campañas oceanográficas que se realizan únicamente en determinadas épocas del año y que engloban el comportamiento del sistema sin conocer la variabilidad que presenta a través del tiempo en un mismo espacio.

El uso de boyas oceanográficas que genera datos cada 3 horas, como la que se empleó para esta investigación, proporcionan información para el análisis en diferentes escalas que ayudan a comprender mejor las oscilaciones en las condiciones oceanográficas que buscan comprender el papel que juega el océano tanto en el ciclo del carbono como en el cambio climático.

La variabilidad registrada durante el periodo de estudio, además de responder a las condiciones propias de la zona (en el sur de la Corriente de California) donde la intensidad de las surgencias es menor en comparación con el norte de este sistema, además de ser estacionales (García Reyes, 2011), son producto de las condiciones oceanográficas a gran escala, por ejemplo eventos de EN, como señala Chávez *et al.* (2007) que ocasionan grandes variaciones del flujo de este gas durante verano a lo largo de la costa, en la parte norte de la CC. Sin embargo, en esta investigación se obtuvo que durante la primavera de 2010 y 2012, con eventos de EN y LN respectivamente, se obtuvo mayor $f\text{CO}_2$ del océano hacia la atmósfera; mientras que el verano de 2011, sucedió lo contrario. Sin embargo, en las dos estaciones el sistema actuó como fuente de CO_2 , siendo mayor en primavera que en verano.

Ikawa *et al.* (2013) mencionan que durante el verano la parte norte de la CC aporta $1.5 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, mientras que en nuestro sitio de estudio aportó durante esta investigación entre ~ 1.35 y $\sim 1.25 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ para verano y primavera, respectivamente, usando el método de Weiss *et al.* (2007) para el cálculo de los flujos. Asimismo, este trabajo permitió conocer la variación tanto interanual como estacional que presenta el área de estudio debido a la magnitud del flujo en los distintos años y estaciones.

9.6 Cumplimiento de objetivos y comprobación de hipótesis

El objetivo del presente trabajo fue comprobar, en primer lugar, si el $f\text{CO}_2$ variaba estacionalmente, y que sería mayor en primavera que en verano, los resultados obtenidos indicaron que dicha hipótesis se cumplió en los dos primeros años de estudio, ya que la media del flujo en verano de 2012 fue mayor que durante la de primavera (esto puede deberse a que los eventos de surgencia fueron de mayor intensidad en dicha estación, debido a que la magnitud del viento en primavera fue menor que en verano) por lo cual para el 2012 se rechaza la hipótesis planteada, lo que indicó que existe variabilidad estacional en la magnitud del flujo a través del tiempo.

En el mismo sentido, se comprobó que durante los eventos de surgencia se obtuvieron los valores máximos de $f\text{CO}_2$ (fuente) en los tres años, así medias mayores en comparación al resto del tiempo (sumidero), donde no se registraron surgencias, como se mencionó en los párrafos precedentes. Sin embargo, al hacer la integración de todo el periodo de estudio el sistema actuó como fuente durante los 3 años.

La última hipótesis estableció que habría menor $f\text{CO}_2$ durante EN y mayor en LN, sin embargo, ésta se rechazó, puesto que durante el evento de EN que se registró durante el periodo de la investigación de 2010, la magnitud promedio del $f\text{CO}_2$ fue de $0.6 \text{ mmoles C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, mientras que para los diversos eventos de LN fue de 0.06 (2010), 0.8 (2011) y 0.6 (2012) $\text{mmoles C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Por tanto, bajo condiciones oceanográficas distintas, el valor promedio del flujo en la interfase océano atmósfera fue semejante de acuerdo a los resultados de este estudio, esto puede deberse, como se mencionó en párrafos precedentes, por los cambios en las anomalías de dichas condiciones, como EN y LN modoki, lo cual puede explicar que haya similitud en los valores encontrados bajo diferentes condiciones.

El resultado anterior es posible que se deba a que fueron únicamente tres años de análisis, por lo que se requiere que se incorpore una serie de tiempo mayor para verificar la variabilidad interanual de las condiciones oceanográficas para que se refleje el efecto que éstas tienen en el sistema y por ende en el $f\text{CO}_2$.

Finalmente, el presente trabajo cumplió con su objetivo de contribuir al conocimiento sobre la variabilidad estacional e interanual del $f\text{CO}_2$ en la interfase océano atmósfera, ayudando a comprender que un área de surgencia costera se puede comportar como fuente y sumidero en las distintas épocas del año, bajo la influencia de las condiciones oceanográficas que modifican la magnitud de la intensidad de dicho flujo, aunque éstas debido a los cambios que se han registrado globalmente no se presentan como usualmente se conocen, lo cual ocasiona que no se cumplan con los patrones esperados. Ya que se encontró que hay semejanza en el $f\text{CO}_2$ entre EN y LN, además que existen excepciones y dicho flujo puede ser mayor en verano que primavera y que pese al relajamiento de surgencia el sistema se puede comportar como una fuente y posteriormente un sumidero de bióxido de carbono.

Es preciso mencionar que se requiere el análisis de todo el ciclo anual de series de tiempo más largas para dilucidar si hay diferencias en los flujos de carbono en respuesta a las condiciones oceanográficas de EN, LN y normales. Puesto que esta investigación únicamente abarcó dos estaciones que brindaron una idea del comportamiento de sistema; sin embargo, para tener un panorama integral sobre cómo varía el $f\text{CO}_2$ a través del tiempo, se necesita conocer las variaciones de dicho flujo en las distintas épocas del año para poder concluir en cuál de ellas aporta más CO_2 a la atmósfera así como en qué momento el sistema es sumidero de este gas.

Contribuir a la comprensión del sistema y la influencia de las condiciones que en él se presentan fue posible por la alta frecuencia de datos que se estudiaron, es preciso hacer hincapié en la importancia de contar con información que permita el análisis en diferentes escalas para comprender de manera integral cómo varía el $f\text{CO}_2$ a través del tiempo bajo distintas condiciones. Por tanto, el uso de boyas oceanográficas que monitoreen determinados puntos del océano son una herramienta que amplía los elementos para interpretar la variabilidad que se presenta en el océano.

10. Conclusiones

- Se encontró que además de la variabilidad interanual en el flujo de bióxido de carbono en la interfase océano atmósfera en el sitio de estudio, existe variación entre las estaciones a través del tiempo.
- La magnitud del flujo varió en los diferentes años de investigación encontrando que las condiciones más cálidas fueron propicias para que el sistema se comportara como una fuente de CO₂ a la atmósfera de menor magnitud.
- La magnitud del fCO₂ respondió a los cambios que se presentaron en el medio, como las condiciones del surgencia que propiciaron aguas más frías y salinas, por ende una mayor emisión de este gas a la atmósfera Y en condiciones sin eventos de surgencia el sistema se comportó como sumidero.
- Asimismo, las condiciones oceanográficas como EN y LN, variaron a lo largo del estudio propiciando distintos resultados en la magnitud del flujo, pero sin tener el impacto que usualmente tienen sobre el sistema, debido a las alteraciones que estos fenómenos han tenido, como ENM y LNM; de igual forma, es preciso que la serie de tiempo sea mayor para ver las señales de los efectos de estos fenómenos, a largo plazo, en el fCO₂.
- El cálculo del fCO₂ mediante los distintos métodos permitió conocer que entre algunos de ellos no existen diferencias estadísticas significativas y que la parametrización de la velocidad del viento juega un papel muy importante en este cálculo.

Referencias bibliográficas

- Aristegui, J., Barton, E. D., Álvarez-Salgado, X.A., Santos, M., Figuerias, F.G., Kifani, S., Hernandez-Leon, S., Mason, E., Machu, E. & Demarcq, H. (2009). Sub-regional ecosystem variability in the Canary Current upwelling. *Progress Oceanography*, 83, 33–48.
- Arthun, M., Bellerby, R., Omar, A. & Schrum, C. (2012). Spatiotemporal variability of air sea CO₂ fluxes in the Barents Sea, as determined from empirical relationships and modeled hydrology. *Journal of Marine Systems*, 98, 40-50.
- Ashok, K. Yamagata, T. (2009). Climate change: The El Niño with a difference. *Nature*, 461, 481-484.
- Bakun, A. 1973. *Coastal upwelling indices, west coast of North America, 1946-71*. Reporte Técnico. USA, National Oceanic and Atmospheric Administration. Recuperado de http://docs.lib.noaa.gov/noaa_documents/NMFS/SWFSC/TM_NMFS_SWFSC/NOAA-TM-NMFS-SWFSC-231.pdf
- Bates, N., Mathis, J. & Jeffries, M. (2011). Air-sea CO₂ fluxes on the Bering Sea Shelf. *Biogeosciences*, 8, 1237-1253.
- Bennington, V., Mckinley, G., Dutkiewicz, S. & Ullman, D. (2009). What does chlorophyll variability tell us about export and air-sea CO₂ flux variability in the North Atlantic? *Global Biogeochemical cycle*, 23, doi:10.1029/2008GB003241.
- Bianchi A. A., Ruiz-Pino D., Perlender H. G. I., Osiroff, A., Segura, V., Lutz, V., Clara, M., Balestrini, C. & Piola, A. (2009). Annual balance and seasonal variability of sea-air CO₂ fluxes in the Patagonia Sea: their relationship with fronts and chlorophyll distribution. *Journal of Geophysical Research*, 114, doi:10.1029/2008JC004854.
- Borges, A. V., Delille, B. & Frankignoulle, M. (2005). Budgeting sinks and sources of CO₂ in the coastal ocean: diversity of ecosystems counts. *Geophysical Research Letters*, 32,

doi:10.1029/2005GL023053.

- Borges, A. (2011). Present Day Carbon Dioxide Fluxes in the Coastal Ocean and Possible Feedbacks Under Global Change. In: Duarte y Santana Casiano (eds.). *Oceans and the Atmospheric Carbon Content*. (pp. 57-77). Berlin, Springer.
- Boutin, J., Etcheto J., Dandonneau, Y., Bakker, E., Feely, A., Inoue, Y., Ishii, M., Ling, D., Nightingale, P. & Metzl, N. (1999). Satellite sea surface temperature: a powerful tool for interpreting in situ pCO₂ measurements in the equatorial Pacific Ocean. *Tellus*, 51, 490-508.
- Cai, W., Dai, M. & Wang, Y. (2006). Air–sea exchange of carbon dioxide in ocean margins: a province based synthesis. *Geophysical Research Letters*, 33, doi: 10.1029/2006GL026219.
- Chávez, F. P., Takahashi, T., Cai, O.J., Friederich, G., Hales, B., Wanninkhof, R. & Feely, R. (2007). Coastal Oceans. In: King, A. O., Dilling, L., Zimmerman, G. P., Fairman, D. M. Houghton, R., Marland, G. Rose, A. & Wilbanks, T. (eds.). *The First State of the Carbon Cycle Report (SOCCR): The North American Carbon Budget and Implications for the Global Carbon Cycle*. (pp. 149-156). Washington D. C., NOAA.
- Chen, L., Xu, S., Gao, Z., Chen, H., Zhang, Y., Zhan, J. & Li, W. 2011. Estimation of monthly air-sea CO₂ flux in the southern Atlantic and Indian Ocean using in situ and remotely sensed data. *Remote sensing of Environment*, 115, 1935-1941.
- Chen, C. T. A., Borges, A. (2009). Reconciling opposing views on carbon cycling in the coastal ocean: Continental shelves as sinks and near-shore ecosystems as sources of atmospheric CO₂. *Deep-Sea Research II*, 56, 578– 590.
- Cobo-Viveros, A., Padin, X., Otero, P., de la Paz, M., Ruiz-Villareal, M., Ríos, A. & Pérez, F. (2013). Short-term variability of surface carbon dioxide and sea-air CO₂ fluxes in the shelf waters of the Galician coastal upwelling system. *Scientia Marina*, 77, doi 10.3989.
- De la Cruz-Orozco, M. (2006). Contribución de la producción primaria a la variabilidad de la presión

parcial del bióxido de carbono ($p\text{CO}_2$) durante otoño (2004), invierno y primavera (2005) en la region del IMECOCAL. (Tesis de Maestría) Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada, Baja California, Ensenada México.

De La Rocha, C. L. 2004. The biological Pump. In: H. Holland y K. Turekian (eds.). *Treatise on geochemistry*. (pp. 84-111). Oxford, Elsevier-Pergamon Press.

Deng, F., Chen, M. (2011). Recent global CO_2 flux inferred from atmospheric CO_2 observations and its regional analyses. *Biogeosciences*, 8, 3263-3281.

Durazo, R., Baumgartner, T. (2002). Evolution of oceanographic conditions off Baja California: 1997-1999. *Progress in Oceanography*, 54, 7-31.

Durazo, R. (2009). Climate and upper ocean variability off Baja California, Mexico: 1997-2008. *Progress in Oceanography*, 83, 361-368.

Durazo, R., Ramírez-Manguilar, A., Miranda, L., y Soto-Mardones, L. 2010. Climatología de variables hidrográficas. En: G. Gaxiola-Castro y R. Durazo (Eds.). *Dinámica del ecosistema pelágico frente a Baja California, 1997-2007*. (pp. 25-58). México D. F., SEMARNAT, INE, CICESE y UABC.

Emerson, S., Hedges, J. (2008). *Chemical Oceanography and the Marine Carbon Cycle*. Cambridge, Cambridge University Press.

Eppley, R. W., Renger, E. H. & Betzer, P. R. (1983). The residence time of particulate organic carbon in the surface layer of the ocean. *Deep-Sea Research*, 30, 311-323.

Espinosa-Carreón T.L., Cepeda-Morales J. y Gaxiola-Castro, G. 2007. Influencia de los procesos físicos en la producción de carbono orgánico frente a Baja California. En: B. Hernández de la Torre y G. Gaxiola-Castro (Eds.). *Carbono en Ecosistemas Acuáticos de México*. (pp. 293-304). México D.F., SEMARNAT-INE, CICESE.

- Falkowski, P. G., Barber R. T. & Smetacek, V. (1998). Biogeochemical controls and feedbacks on ocean primary production. *Science*, 281, 200-206.
- Falkowski, P., Scholes, J., Boyle, E., Canadell, J., Canfield, D., Elser, J., Hibbard, K., Hoegberg, P., Linder, S., Mackenzie, F., Moore, B., Pedersen, T., Rosenthal Y., Seitzinger, S., Smetacek, V. & Steffen, W. (2000). The Global Carbon Cycle: a test of our knowledge of Earth as a system. *Science*, 290, 291-296.
- Frankignoulle, M., Gattuso, P. (1993). Air-sea CO₂ exchange in coastal ecosystems. In: R. Wollast, T. Mackenzie y L. Chou, L. (ed.). *Interactions of C, N, P, and S Biogeochemical Cycles and Global Change*. (pp. 233-248). Berlin, Springer.
- Friederich, G. E., Ledesma, J., Ulloa, O. & Chavez, F. P. (2008). Air–sea carbon dioxide fluxes in the coastal southeastern tropical Pacific. *Progress in Oceanography*, 79, 156–166.
- García-Reyes, R. (2011). Variability in coastal upwelling off Central and Northern California. (Tesis Doctoral). Universidad de California, California, USA.
- González, F., Zoppi, E., y Montiel, E. (2006). Productividad primaria del fitoplancton en la bahía de Mochima, Venezuela. *Investigaciones del Mar y Valparaíso*, 34, 37-45.
- Hales, B., Takahashi, T. & Bandstra, K. (2005). Atmospheric CO₂ uptake by a coastal upwelling system. *Global Biogeochemical Cycles*, 19, doi 10.1029/2004GB002295.
- Hernández Ayón, J., Camacho Ibar, V. Mejía Trejo, A. y Cabello Pasini, A. (2010). Variabilidad del CO₂ total durante eventos de surgencia en Bahía San Quintín, Baja California, México. En: G. Gaxiola-Castro y R. Durazo (Eds.). *Dinámica del ecosistema pelágico frente a Baja California, 1997-2007*. (pp. 187-200). México D. F., SEMARNAT, INE, CICESE, UABC.
- Ho, D., Law, C., Smith, M., Schlosser, P., Harvery, M. & Hill, P. (2006). Measurements of air-sea gas exchange at high wind speed in the Southern Ocean: Implications for global parameterizations. *Geophysical Research Letters*, 33, doi 10.1029/2006gl026817.

- Hood, E., Mervilat, L. & Johannessen, T. (1999). Annual to interannual variations of $f\text{CO}_2$ in the northwestern Mediterranean Sea: Results from hourly measurements made by CARIOCA buoys, 1995-1997. *Journal of Marine Research*, 59, 113-131.
- Houghton, R. A. (2003). Revised estimates of the annual net flux of carbon to the atmosphere from changes in land use and land management 1850-2000. *Tellus*, 55, 378-390.
- Ikawa, H., Faloon, I., Kochendorfer, J., Paw, K. & Ochel, W. (2013). Air-Sea exchange of CO_2 at a Northern California coastal site along the California Current upwelling system. *Biogeosciences*, 10, 4419-4432.
- Keeling, C. D., Bacastow, R., Carter, A., Piper, S., Whorf, T., Heimann, M., Mook, W., & Roeloffzen, H. (1989). Aspects of Climate Variability in the Pacific and the Western Americas. In: D. H. Peterson (ed.). *Geophysical Monograph*. (pp. 165-236). Washington D. C., American Geophysical Union.
- Keeling, C., Whorf, T. (2000). The 1800-year oceanic tidal cycle: A possible cause of rapid climate change. *Natural Academic Science*, 97, 3814–3819.
- Kelling, C., Piper, S., Bacastow, R., Wahlen, M., Whorf, T., Heimann, M. & Meijer, H. (2005). Atmospheric CO_2 and $^{13}\text{CO}_2$ exchange with the terrestrial biosphere and oceans from 1978 to 2000: observations and carbon cycle implications. In: J. Ehlinger, T. Cerling y D. Dearing (ed.). (pp. 83-113). New York, Springer.
- Kettle, H., Merchant, J. (2005). Systematics errors in global air-sea CO_2 flux caused by temporal averaging of sea level-pressure. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 5, 1469-1566.
- Lalli, C., Parsons, T. (1997). *Biological oceanography: An introduction*. 2th Ed. London, Open University.
- Linacre L., P. Durazo, R., Hernández-Ayón, J. M., Delgadillo-Hinojosa, F., Cervantes Díaz, G., Lara-Lara, J. R., Camacho-Ibar, V., Siqueiros-Valencia, A. & Bazán-Guzmán, C. (2010). Temporal

variability of the physical and chemical water characteristics at a coastal monitoring observatory: Station Ensenada. *Continental Shelf Research*, 30, 1730-1742.

Liss, P., Merlivat, L. (1986). Air-Sea exchange rates: Introduction and synthesis. In: P. Buat Menard. *The role of Air-Sea Exchange in Geochemical Cycling*: (pp. 113-127). Paris, Springer.

Liu, K., Atkinson, K., Chen, C., Gao, S., Hall, J., Macdonald, R., Talaue McManus L. & R. Quiñones. (2000). Exploring Continental Margin Carbon Fluxes on a Global Scale. *Eos Transactions American Geophysical Union*, 81, 641-644.

Lynn, R., J. Simpson. (1987). The California Current System: The seasonal variability of its physical characteristics. *Journal Geophysical Research*, 92, 947-966.

MacFarling Meure, C., Etheridge, D., Trudinger, C., Steele, P., Lagenfelds, R., Van Ommen, T., Smith, A. & Elkins, J. (2006). Law dome CO₂, CH₄ and N₂O ice core records extended to 2000 years BP. *Geophysical Research Letters*, 33, doi:10.1029/2006GL026152.

Mann, K. H., Lazier J. R. (2006). *Dynamics of Marine Ecosystems*. 3th Ed. Washington D. C., Blackwell Publishing.

Messié, M., Ledesma, J. Kolber, D., Michisaki, P., Foley, D. & Chavez, F. (2009). Potential new production estimates in four eastern boundary upwelling ecosystems. *Progress Oceanography*, 83, 151-158.

Monterey Bay Aquarium Research Institute. (2005). *Annual Report*. USA, MBARI. Recuperado de <http://www.mbari.org/news/publications/pubs.html>

Muñoz-Anderson, M. (2011). Flujos de carbono en la interfase océano-atmósfera en la zona de surgencias costeras de Baja California durante 2009. (Tesis de maestría). Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California., Ensenada, México.

- Nightingale, P., Liss, P. & Schlosser, P. (2000). Measurements of air-sea transfer during an open ocean algal bloom. *Geophysical Research Letters*, 27, 2117-2120.
- Neftel, A., Moor, E., Oeschger, H. & Stauffer, B. (1985). Evidence from polar ice cores for the increase in atmospheric CO₂ in the past two centuries. *Nature*, 315, 45-47.
- Paulmier, A., Ruiz-Pino, D. & Garçon, V. (2008). The oxygen minimum zone (OMZ) off Chile as intense source of CO₂ and N₂O. *Continental Shelf Research*, 28, 2746– 2756.
- Pelegri, J., Aristegui, J., Cana, L., González-Dávila, L., Hernández-Guerra, A., Hernández-León, S., Marrero-Díaz, A., Montero, M., Sangrá, P. & Santana-Casiano, M. (2005). Coupling between the open ocean and the coastal upwelling region off northwest Africa: water recirculation and offshore pumping of organic matter. *Journal of Marine Systems*, 54, 3-37.
- Pond, S., Pickard, G. L. (1983). *Introductory Dynamical Oceanography 2th* Ed. London, Pergamon Press.
- Sakshaug, E., Bricaud, A., Dandonneau, Y., Falkowski, P., Kiefer, D. A., Legendre, L., Morel, A., Parslow, J. & Takahashi, M. (1997). Parameters of photosynthesis: definitions, theory and interpretation of results. *Journal of Plankton Research*, 19, 1637-1670.
- Santana-Casiano, J.M., González-Dávila, M. & Uchaa, I. R. (2009). Carbon dioxide fluxes in the Benguela upwelling system during winter and spring. A comparison between 2005 and 2006. *Deep-Sea Research II*, 56, 533–541.
- Sarmiento, J., Hughes, T., Stouffer, R. & Manabe, S. (1998). Simulated response of the ocean carbon cycle to anthropogenic climate warming. *Nature*, 393, 245-249.
- Sarmiento, J., Gruber, N. (2006). *Ocean Biogeochemical Dynamics*. London, Princeton University Press.
- Schuster, U., McKinley, G., Bates, N., Chevallier, F., Doney, S., Fay, A., González-Dávila, M., Gruber, N., Jones, S., Krijnen, J., Landschutzer, P., LeFevre, N., Manizza, M., Mathis, J., Metzl, N,

Olsen, A., Rios, F., Rodenbeck, C., Santana-Casiano, J., Takahashi, T. & Wanninkhof, R. (2013). An assessment of the Atlantic and Arctic sea-air CO₂ fluxes, 1990-2009. *Biogeosciences*, 10, 607-627.

Siefert, R., Plattner, G. K. (2004). The role of the coastal zones in global biogeochemical cycles. *EOS American Geophysical Union*, 85, doi: 10.1029/2004EO450005

Sweeney, C., Takahashi, T. & Gnanadesikan, A., (2002). Spatial and temporal variability of surface water pCO₂ and sampling strategies. In: M. Bender, S. Doney, R. Feely, I. Fung, N. Gruber, D. Harrison, R. Keeling, J. Moore, J. Sarmiento, E. Sarachik, B. Stephens, T. Takahashi, P. Tans y R. Wanninkhof (ed.). *A Large-Scale CO₂ Observing Plan: In situ Oceans and Atmosphere (LSCOP)*. (pp. 229-250). Washington D. C., NOAA.

Sweeney, C., Gloor, E., Jacobson, A., Key, R., McKinley, G., Sarmiento, J. & Wanninkhof, R. (2007). Constraining global air-sea gas exchange for CO₂ with recent bomb ¹⁴C measurements. *Global biogeochemical cycles*, 21, doi:10.1029/2006GB002784.

Raven, J. A., Falkowski, P. G. (1999). Oceanic sinks for atmospheric CO₂. *Plant Cell Environment*, 22, 741-755.

Rutgersson, A., Smedman, A. (2010). Enhanced air-sea CO₂ transfer due to waterside convection. *Journal of Marine Systems*, 80, 125-134.

Sweeney, C., Gloor, E., Jacobson, A., Key, R., McKinley, G., Sarmiento, J. & Wanninkhof, R. (2007). Constraining global air-sea exchange for CO₂ with recent bomb ¹⁴C measurements. *Global Biogeochemical Cycles*, 21, doi:10.1029/2006GB002784.

Takahashi, T., Olafsson, J., Goddard, J., Chipman, D.W. & Sutherland, S. C. (1993). Seasonal variation of CO₂ and nutrients in the high-latitude surface oceans: a comparative study. *Global Biogeochemical Cycles*, 7, 843-878.

Takahashi, T., Sutherland, S. C., Soeeney, c., Poisson, A., Metzl, A., Tilbrook, B., Bates, N.,

Wanninkhof, R., Feely, R. A., Sabine, C., Wlafsson, J. & Nojiri, Y. (2002). Global sea-air CO₂ flux based on climatological surface ocean pCO₂, and seasonal biological and temperature effects. *Deep-Sea Research II*, 49, 1601–1622.

Takahashi, T., Sutherland, S., Wanninkhof, R., Sweeney C., Feely, R., Chipman, D., Hales, B., Friederich, G., Chavez, F., Sabine, C., Watson, A., Bakker, D., Schuster, U., Metzl, N., Yoshikawa-Inoue, H., Ishiik, M., Midorikawak, T., Nojiril, Y., Kortzinger, A., Steinhoffm, T., Hoppema, M., Olafsson, J., Arnarson, T., Tilbrook, B., Johannessen, T., Olsen, A., Bellerby, R., Wong, C. Delille, B. Bates, N. & Baar, H. (2009). Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO₂, and net sea-air CO₂ flux over the global oceans. *Deep-Sea Research II*, 56, 554-577.

Torres, R., Turner, D., Rutllant, J., Sobarzo, M., Antezana, T. & González, H. E. (2002). CO₂ outgassing off central Chile (31–30 S) and northern Chile (24–23 S) during austral summer 1997: the effect of wind intensity on the upwelling and ventilation of CO₂- rich waters. *Deep-Sea Research*, 49, 1413–1429.

Torres, R., Pantoja, S., Harada, N., González, H., Frangopulos, M., Rutllant, J., Duarte, C., Ruiz-Halpern, S., Mayol, E. & Fakasawa, M. (2011). Air-Sea CO₂ fluxes along the coast of Chile: From CO₂ outgassing in central northern upwelling waters to CO₂ uptake in southern Patagonia fjords. *Journal of Geophysical Research*, 116, doi:10.1029/2010JC006344

Tseng, C., Shen, P. & Liu, K. (2013). Synthesis of observed air-sea CO₂ exchange fluxes in the river-dominated East China Sea and improved estimates of annual and seasonal net mean fluxes. *Biogeosciences*, 10, 13977-14007.

Yamagata, T., Behera, S., Luo, J., Masson, S., Jury, M. & Rao, S. (2004). The coupled ocean-atmosphere variability in the tropical Indian Ocean. Earth's climate: The ocean-atmosphere interaction. *Geophysical Monograph*, 147, 189-211.

Yeh, S., Kug, J., Dewitte, D., Kwon, M., Kirtman, B., & Jin, F. (2009). El Niño in a changing climate. *Nature*, 461, 511-514.

- Waldron, H., Monteiro, P., & Swart, N. (2009). Carbon export and sequestration in the southern Benguela upwelling system: lower and upper estimates. *Ocean Science*, 5, 711-718.
- Wanninkhof, R. (1992). Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. *Geophysical Research*, 97, 7373-7383.
- Wanninkhof, R. y McGillis, W. (1999). A cubic relationship between air-sea CO₂ exchange and wind speed. *Geophysical Research Letters*, 13, 1889-1892.
- Wanninkhof, R., Park, G., Takahashi, T., Sweeney, C., Feely, R., Nojiri, Y., Doney, S., McKinley, G., Lenton, A., Le Quéré, C., Heinze, C., Schwinger, J., Graven, H., & Khatiwala, S. (2012). Global ocean carbon uptake: magnitude, variability and trends. *Biogeosciences*, 9, 10961-11012.
- Weiss, R. (1974). Carbon dioxide in water and seawater: the solubility of non-ideal gas. *Marine Chemical*, 2, 221-231.
- Weiss, A., Kuss, J., Gerhard, P., & Schneider, P., (2007). Evaluating transfer velocity–wind speed relationship using a long-term series of directly eddy correlation CO₂ flux measurements. *Journal of Marine System*, 66, 130–139.
- Woolf, D. (2005). Parameterization of gas transfer velocities and sea state dependence wave breaking. *Tellus*, 57, 87-94.
- Zar, J. (1999). *Biostatistical Analysis*. New Jersey, Prentice Hall.
- Zhao, D. Toba, Y., Suzuki, Y., & Komori, S. (2003). Effect of wind waves on air-sea gas exchange: proposal of an overall CO₂ transfer velocity formula as a function of breaking-wave parameter. *Tellus*, 55, 478-487.
- Zhu, Y., Shang, S., Zhai, W., & Dai, M. (2009). Satellite-derived surface water pCO₂ and air-sea CO₂ fluxes in the northern South China Sea in summer. *Progress in Natural Science*, 19, 775-779.