

Temporal variations of water pCO₂ and the air–water CO₂ flux at a coastal location in the southern California Current System: diurnal to interannual scales

Variaciones temporales de pCO₂ del agua y flujos aire–agua de CO₂ en una localidad costera en el sur del Sistema de la Corriente de California: de la escala diurna a la interanual

Luz de Lourdes Aurora Coronado-Álvarez^{1*}, Saúl Álvarez-Borrego^{1**}, José Rubén Lara-Lara¹, Elena Solana-Arellano¹, José Martín Hernández-Ayón², Alberto Zirino³

¹ Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Carretera Ensenada-Tijuana, no. 3918, Zona Playitas, CP 22860, Ensenada, Baja California, México.

² Instituto de Investigaciones Oceanológicas, Universidad Autónoma de Baja California, Apartado Postal 2732, Ensenada, Baja California, México.

³ Scripps Institution of Oceanography, University of California, San Diego, 9500 Gilman Drive, La Jolla, California 92093, USA.

* Corresponding author. E-mail: lcorona@cicese.edu.mx; ORCID ID: 0000-0001-5572-3247.

**ORCID ID: 0000-0002-7586-8678.

ABSTRACT. The aim of this work was to identify processes that cause surface CO₂ partial pressure (pCO_{2w}) and air–water CO₂ flux (FCO₂) variations at a coastal location in the California Current System, from semidiurnal to interannual time scales. Such processes may include sea breeze, upwelling, El Niño/Southern Oscillation (ENSO) cycle, and “The Blob” (strong positive temperature anomalies in the NE Pacific). Sea surface temperature (SST, 2008–2014) and pCO_{2w} (2008–2015) time series were generated with data collected from a MAPCO₂ buoy anchored at 100 m depth and 5 km from Punta Banda (31.6°N, 116.6°W), Baja California, México. There were significant changes in SST, pCO_{2w}, and FCO₂ that lasted periods that were as short as a few hours and as large as interannual time frames. Spectral analysis showed significant semidiurnal, diurnal, ~15-d, and ~28-d components of variation. Time series were divided into periods according to the Multivariate ENSO Index and the Blob event. Bayesian *t* tests show that both pCO_{2w} and FCO₂ had high credibility of being different between periods. During La Niña conditions (2010–2011), maximum pCO_{2w} and FCO₂ values were higher, and the minimum values were lower, than during “normal,” El Niño, and Blob conditions. The pCO_{2w} range during this La Niña event was from 131 to 864 μatm, and the FCO₂ range was from –6.9 to 40.4 mmol C·m^{–2}·d^{–1}. The FCO₂ range during the Blob was from near equilibrium to ~2.5 mmol C·m^{–2}·d^{–1}. The extreme values for the FCO₂ integral (± standard error), for all periods, were –57.0 ± 0.01 mmol C·m^{–2} for El Niño, and 257.0 ± 0.03 mmol C·m^{–2} for La Niña. The mean FCO₂ value (± standard error) was 0.04 ± 0.02 mol C·m^{–2}·yr^{–1}. The buoy location was found to be a very weak source of CO₂ during the study period.

Key words: California Current System, CO₂ partial pressure, CO₂ air–water flux, coastal zone.

RESUMEN. El objetivo de este trabajo fue identificar los procesos que causan variaciones en periodos de los semidiurnos a los interanuales en la presión parcial superficial de CO₂ (pCO_{2w}) y en el flujo de CO₂ (FCO₂) entre el océano y la atmósfera en una localidad costera del Sistema de la Corriente de California. Tales procesos pueden incluir brisas marinas, surgencias, ciclos El Niño/Oscilación del Sur (ENOS) y el “Blob” (grandes anomalías positivas de temperatura en el Pacífico nororiental). Se generaron series de tiempo de temperatura superficial del mar (TSM, 2008–2014) y pCO_{2w} (2008–2015) con datos recuperados de una boya MAPCO₂ anclada a 100 m de profundidad y a 5 km de punta Banda (31.6°N, 116.6°W), Baja California, México. Se observaron cambios significativos en TSM, pCO_{2w} y FCO₂ que duraron periodos tan cortos como de horas y tan largos como de segmentos interanuales. El análisis espectral mostró componentes de variación significativos semidiurnos, diurnos, de ~15 d y de ~28 d. Las series de tiempo fueron divididas en periodos de acuerdo con el Índice Multivariado del ENOS y el Blob. Los resultados de la prueba *t* bayesiana mostraron que tanto pCO_{2w} como FCO₂ tienen alta credibilidad de ser diferentes entre periodos. En 2010–2011, bajo condiciones La Niña, los máximos de pCO_{2w} y FCO₂ fueron mayores, y los mínimos menores, que durante condiciones “normales”, El Niño y el Blob, con un rango de 131 a 864 μatm para pCO_{2w} y de –6.9 a 40.4 mmol C·m^{–2}·d^{–1} para FCO₂. El rango para FCO₂ durante el Blob fue de cerca del equilibrio a ~2.5 mmol C·m^{–2}·d^{–1}. Los extremos de la integral de FCO₂ (± error estándar), para periodos completos, fueron –57.0 ± 0.01 mmol C·m^{–2} para El Niño y 257.0 ± 0.03 mmol C·m^{–2} para La Niña. La media de FCO₂ fue 0.04 ± 0.02 mol C·m^{–2}·año^{–1}. La localidad de la boya fue una fuente muy débil de CO₂ durante el periodo de estudio.

Palabras clave: Sistema de la Corriente de California, presión parcial del CO₂, flujos aire-agua de CO₂, zona costera.

INTRODUCTION

The main challenge for research on coastal CO_2 flux (FCO_2) is to have enough data to identify the processes controlling its variability. The difference between partial pressure of carbon dioxide ($p\text{CO}_2$) in the ocean surface ($p\text{CO}_{2w}$) and $p\text{CO}_2$ in the atmosphere ($p\text{CO}_{2A}$) defines the direction of gas exchange. FCO_2 magnitude is a function of this difference and gas transfer velocity, which is parameterized as a function of wind speed. This speed is of great importance for the air–water gas exchange (Takahashi et al. 2002). Physical and biological forcings such as mixing by wind, waves, phenomena associated with tides, advection, vertical displacement of the thermocline, photosynthesis, respiration, and air–water exchange drive substantial variations in $p\text{CO}_{2w}$ over time, from periods of hours to interannual periods (DeGrandpe et al. 1998). In addition, $p\text{CO}_{2w}$ changes with mesoscale (Turi et al. 2014) and sub-mesoscale (Klein and Lapeyre 2009) processes, such as eddies and meanders in combination with physiographic (e.g., points, capes, islands) and bathymetric heterogeneity (Laruelle et al. 2014). This leads to a complex mosaic of $p\text{CO}_{2w}$ changes in space and time, and substantial measurement efforts are thus needed to reliably determine the role of the region as a CO_2 source or sink (Turi et al. 2014).

Coastal waters in the California Current System have been characterized, using different methodologies, to define their role as carbon sources or sinks (DeGrandpe et al. 1998; Friederich et al. 2002; Chavez et al. 2007; De La Cruz-Orozco et al. 2010; Pennington et al. 2010; Evans et al. 2011, 2015; Hales et al. 2012; Fiechter et al. 2014; Turi et al. 2014; Muñoz-Anderson et al. 2015; Mariano-Matías et al. 2016). However, there are uncertainties in the direction of FCO_2 in this system. Takahashi et al. (2009) reported that the climatological mean annual value for the oceanic area off southern California and northern Baja California is close to equilibrium.

Hales et al. (2012) predicted coastal $p\text{CO}_{2w}$ from remote-sensing data for the Pacific region between 22°N and 50°N (from near the entrance to the Gulf of California to southern British Columbia, 30 to 370 km offshore) and characterized this area as a sink of atmospheric CO_2 with an annual average value of $1.8 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$. Chavez et al. (2007), however, reported that the same area is a source of about $0.07 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ (which is practically zero). De La Cruz-Orozco et al. (2010) used *in situ* sea-surface data to report that the area off the Baja California Peninsula (~ 30 to ~ 300 km from the coast) acted as a source of CO_2 from October 2004 to October 2005, with an average of $1.12 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$. On the other hand, Mariano-Matías et al. (2016) reported that, according to the average for the years 2004–2011, the area off Baja California ($>28^\circ\text{N}$) was a sink of atmospheric CO_2 . The complex dynamics in this area,

INTRODUCCIÓN

El reto principal para la investigación sobre el flujo de CO_2 (FCO_2) entre el océano y la atmósfera en la costa es tener suficientes datos para identificar los procesos que controlan su variabilidad. La diferencia entre la presión parcial del dióxido de carbono ($p\text{CO}_2$) en la superficie del océano ($p\text{CO}_{2w}$) y la $p\text{CO}_2$ atmosférica ($p\text{CO}_{2A}$) define la dirección del intercambio gaseoso. La magnitud de FCO_2 es una función de esta diferencia y de la velocidad de transferencia del gas, la cual está parametrizada en función de la velocidad del viento. Esta última es de gran importancia para el intercambio de gas entre el océano y la atmósfera (Takahashi et al. 2002). Los forzamientos físicos y biológicos como la mezcla por el viento, las ondas, los fenómenos asociados con las mareas, la advección, el desplazamiento vertical de la termocline, la fotosíntesis, la respiración y el intercambio entre el océano y la atmósfera provocan variaciones sustanciales de $p\text{CO}_{2w}$ en el tiempo, de periodos de horas a periodos interanuales (DeGrandpe et al. 1998). Además, la $p\text{CO}_{2w}$ cambia con los procesos de mesoescala (Turi et al. 2014) y submesoescala (Klein y Lapeyre 2009), como remolinos y meandros, en combinación con la heterogeneidad de la fisiografía (e.g., puntas, cabos, islas) y batimetría (Laruelle et al. 2014). Esto conduce a un mosaico complejo de cambios de la $p\text{CO}_{2w}$ con el espacio y tiempo, lo que requiere esfuerzos sustanciales de medición para determinar de manera fiable el papel de la región como fuente o sumidero de CO_2 (Turi et al. 2014).

Diferentes estudios han caracterizado las aguas costeras del Sistema de la Corriente de California usando distintas metodologías para definir su papel como fuente o sumidero de carbono (DeGrandpe et al. 1998; Friederich et al. 2002; Chávez et al. 2007; De La Cruz-Orozco et al. 2010; Pennington et al. 2010; Evans et al. 2011, 2015; Hales et al. 2012; Fiechter et al. 2014; Turi et al. 2014; Muñoz-Anderson et al. 2015; Mariano-Matías et al. 2016). Sin embargo, hay incertidumbre en la dirección de FCO_2 en este sistema. Takahashi et al. (2009) reportaron que la zona oceánica frente al sur de California y norte de Baja California tiene un valor climatológico promedio anual alrededor del equilibrio.

Hales et al. (2012) predijeron la $p\text{CO}_{2w}$ costera a partir de datos de teledetección para la región del océano Pacífico entre 22°N y 50°N (desde cerca de la entrada al golfo de California hasta el sur de Columbia Británica, de 30 a 370 km fuera de la costa) y caracterizaron a esta área como un sumidero de CO_2 atmosférico con un promedio anual de $1.8 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$. Sin embargo, Chávez et al. (2007) reportaron que la misma área es una fuente de aproximadamente $0.07 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ (que es prácticamente cero). De La Cruz-Orozco et al. (2010) utilizaron datos *in situ* de la superficie del mar y reportaron que el área frente a la península de Baja California (entre ~ 30 y ~ 300 km fuera de la costa) actuó como fuente de CO_2 entre octubre de 2004 y octubre de 2005, con un promedio de $1.12 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$.

which vary rapidly over short distances and at high frequencies and are affected by different events at different scales, may be the cause of these uncertainties (Chavez et al. 2007).

Phenomena such as coastal upwelling, El Niño/Southern Oscillation (ENSO), and most recently “The Blob” (strongly positive temperature anomalies in the NE Pacific) affect the coastal zone in the California Current System (Wooster 1960, Mantua et al. 1997, Bond et al. 2015). Wind-generated upwelling events show seasonal variability and bring cold, nutrient-rich waters along the coast, from Washington to Baja California (Huyer 1983). These upwelled waters have high pCO_{2w} values, which are generally limited to a coastal band (Pennington et al. 2010). Lara-Lara et al. (1980) and Álvarez-Borrego and Álvarez-Borrego (1982) reported that upwelling events off northern Baja California are characterized by an intensification–relaxation sequence with periods of about 2 weeks. This upwelling sequence may cause pCO_{2w} variations, with greater values during intensification than during relaxation events.

Lynn and Simpson (1987) observed that in early autumn, wind speed declines and coastal upwelling weakens. In late autumn and early winter, there is a surface coastal counter-current that inhibits upwelling (Hickey 1998). Mirabal-Gómez et al. (in press) reported that the satellite derived chlorophyll climatology for the region off San Diego, California, and off San Quintín, Baja California (~200 km to the south of our buoy location), showed different biological conditions for 2 seasons: strong upwelling season and weak upwelling season. For the region off San Diego, the strong upwelling season occurred from March to June and the weak upwelling season during the rest of the year. The strong upwelling season for the region off San Quintín occurred from February to June. It is likely that pCO_{2w} is higher during the strong upwelling season than during the weak upwelling season.

During El Niño events sea surface temperature (SST) increases and phytoplankton biomass and production decrease (Reid 1962, 1988; Putt and Prézelin 1985; Torres-Moye and Álvarez-Borrego 1987; Fargion 1989; Thomas and Strub 1990; Lynn et al. 1998; Kahru and Mitchell 2000, 2002). Because stratification is stronger, pCO_{2w} may be lower during an El Niño event than during “normal” conditions. Events with anomalously low SSTs (La Niña) may have the opposite effect, with relatively high pCO_{2w}.

Offshore SST in the NE Pacific was remarkably warm during the 2013–2014 winter season (Bond et al. 2015); NA Bond dubbed this warm phenomenon the Blob. This marine heat wave persisted through 2013–2015 due to atmospheric teleconnections spanning the entire North Pacific (Di Lorenzo and Mantua 2016), and its influence on the southern California Current System coastal waters ended by late November 2015 (<http://www.ospo.noaa.gov>). The Blob depressed the thermocline and caused high stratification from the summer in 2014 to the 2015–2016 winter season (Zaba

Por otro lado, Mariano-Matías et al. (2016) reportaron que, de acuerdo con el promedio para los años 2004–2011, el área frente a Baja California (>28°N) fue un sumidero de CO₂ atmosférico. La dinámica compleja de esta área, que varía rápidamente en distancias cortas y frecuencias altas y es afectada por muchos eventos a diferentes escalas, puede causar estas incertidumbres (Chávez et al. 2007).

Los fenómenos como las surgencias costeras, El Niño/Oscilación del Sur (ENSO) y, recientemente, el “Blob” (anomalías de temperatura fuertemente positivas en el Pacífico nororiental) afectan la zona costera del Sistema de la Corriente de California (Wooster 1960, Mantua et al. 1997, Bond et al. 2015). Los eventos de surgencia generados por el viento tienen una variabilidad estacional y traen aguas frías y ricas en nutrientes a lo largo de la costa, desde Washington hasta Baja California (Huyer 1983). Estas aguas de surgencia tienen valores de pCO_{2w} altos, que generalmente se limitan a una banda costera (Pennington et al. 2010). Lara-Lara et al. (1980) y Álvarez-Borrego y Álvarez-Borrego (1982) reportaron que los eventos de surgencias frente al norte de Baja California se caracterizan por una secuencia de intensificaciones y relajamientos con periodos de aproximadamente 2 semanas. Esta secuencia de surgencia puede causar variaciones de la pCO_{2w} con valores mayores durante la intensificación que durante el relajamiento.

Lynn y Simpson (1987) observaron que a principios de otoño la velocidad del viento disminuye y la surgencia costera se debilita. A finales de otoño y principios de invierno, aparece una contracorriente costera superficial que inhibe la surgencia (Hickey 1998). Mirabal-Gómez et al. (en prensa) reportaron que la climatología de clorofila derivada de satélite para la región frente a San Diego, California, y frente a San Quintín, Baja California (~200 km al sur de nuestra boya), mostraron condiciones biológicas separadas en 2 temporadas: temporada de surgencias intensas y temporada de surgencias débiles. Para la región frente a San Diego, la temporada de surgencias intensas fue de marzo a junio y los eventos débiles ocurrieron el resto del año. La temporada de surgencias fuertes para la región frente a San Quintín fue de febrero a junio. Posiblemente, la pCO_{2w} es mayor durante la estación de surgencias intensas que durante la estación de surgencias débiles.

Los eventos de El Niño se asocian con un aumento en la temperatura superficial del mar (TSM) y una disminución en la biomasa y producción del fitoplancton (Reid 1962, 1988; Putt y Prézelin 1985; Torres-Moye y Álvarez-Borrego 1987; Fargion 1989; Thomas y Strub 1990; Lynn et al. 1998; Kahru y Mitchell 2000, 2002). Debido a la fuerte estratificación, la pCO_{2w} puede ser menor durante El Niño que en condiciones “normales”. Los eventos con TSM anormalmente bajas (La Niña) pueden tener el efecto opuesto: una pCO_{2w} relativamente alta.

Las TSM fuera de la costa en el Pacífico NE fueron notablemente cálidas durante el invierno de 2013–2014

and Rudnick 2016), and it likely caused relatively low $p\text{CO}_{2\text{W}}$ values.

Oceanographic cruises provide a limited number of observations to describe time variations. Data obtained from instruments mounted on moored buoys (e.g., $p\text{CO}_{2\text{W}}$ measurements) are important additions to data obtained from cruises, and play a key role in getting a better understanding of time variability with spectra ranging from high-frequency periods (e.g., diurnal) to interannual periods. Related measurements, such as measurements of $p\text{CO}_{2\text{A}}$, SST, salinity, and wind, may allow us to analyze the drivers of $p\text{CO}_{2\text{W}}$ variability (Friederich et al. 1995, Hofmann et al. 2011, Sutton et al. 2014). Time series with high-resolution data are particularly needed to explore the questions about short-term variability at fixed locations that help discern the processes taking place in the area (Bates et al. 2014, Sutton et al. 2014).

Moored Autonomous $p\text{CO}_2$ (MAPCO₂) systems have been deployed off the central and southern California coasts (Friederich et al. 1995, Sutton et al. 2014). Only one such system was deployed in the California Current System region off northern Baja California, and it provided data for only one year (Muñoz-Anderson et al. 2015). The California Current exhibits particular dynamics in this area. Peláez and McGowan (1986) used Coastal Zone Color Scanner chlorophyll data to describe the Ensenada Front located at the southern limit of the Southern California Bight (Fig. 1). This front extends about 500 km offshore. Water north of the front is eutrophic, cold, and less saline, but to the south, it abruptly becomes oligotrophic. An onshore flow characterizes the front and, at the coast, it divides into a branch to the north and another one to the south (Fig. 1). The front reaches its southernmost position (off our bouy location) by mid- or late summer (Peláez and McGowan 1986). Santamaría-del-Ángel et al. (2002) reported that the latitudinal position of the front presents interannual variations, and during an El Niño event it moves northward to 34°N. This latitudinal variation of the front may not have a particular discernible effect on $p\text{CO}_{2\text{W}}$ when an El Niño event occurs other than that of El Niño itself.

There has been little research on $p\text{CO}_{2\text{W}}$ dynamics in the Ensenada Front region. This region features strong upwelling events with low SST (<14 °C), relatively low salinity (<34.0), and high $p\text{CO}_{2\text{W}}$ values (~700 μatm), resulting in an export of excess CO_2 to the atmosphere. By contrast, Muñoz-Anderson et al. (2015) reported that during the weak upwelling season, it is characterized by intermediate surface temperatures and low $p\text{CO}_{2\text{W}}$ values (down to ~300 μatm), resulting in a CO_2 sink. These authors used a MAPCO₂ system to analyze the seasonal changes of $p\text{CO}_{2\text{W}}$ and FCO_2 in one year (2009), without any reference to high frequencies (i.e., diurnal changes) or interannual changes. They reported average daily fluxes of $0.6 \pm 0.1 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ for winter, $2.8 \pm 0.3 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ for spring, $0.3 \pm 0.1 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ for summer, and $-0.3 \pm 0.03 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ for

(Bond et al. 2015); NA Bond apodó a este fenómeno cálido como el Blob. Esta onda marina de calor persistió durante 2013–2015 (Di Lorenzo y Mantua 2016) debido a las teleconexiones atmosféricas del Pacífico Norte, y su influencia en las aguas costeras del sur del Sistema de la Corriente de California terminó a finales de noviembre de 2015 (<http://www.ospo.noaa.gov>). El Blob deprimió la termoclina y causó una estratificación alta desde el verano de 2014 hasta el invierno de 2015–2016 (Zaba y Rudnick 2016), y probablemente causó valores relativamente bajos de $p\text{CO}_{2\text{W}}$.

Los cruceros oceanográficos proporcionan un número limitado de observaciones para describir las variaciones a través del tiempo. Los datos obtenidos con instrumentos colocados en una boya anclada, como las mediciones de $p\text{CO}_{2\text{W}}$, son una herramienta importante adicional a los datos de cruceros, y desempeñan un papel clave en la mejor comprensión de la variabilidad temporal con un espectro desde periodos bajos, como el diurno, hasta periodos interanuales. Las mediciones adicionales, como mediciones de $p\text{CO}_{2\text{A}}$, TSM, salinidad y viento, pueden permitir evaluar los forzamientos de la variabilidad de la $p\text{CO}_{2\text{W}}$ (Friederich et al. 1995, Sutton et al. 2014). En particular, las series de tiempo con datos de alta frecuencia son necesarias para explorar las preguntas sobre la variabilidad a corto plazo en localidades fijas que ayudan a discernir los procesos que tienen lugar en el área (Bates et al. 2014, Sutton et al. 2014).

Se han utilizado sistemas independientes de $p\text{CO}_2$ (MAPCO₂) instalados frente a la costa central y sur de California (Friederich et al. 1995, Sutton et al. 2014). Sólo un sistema de este tipo fue instalado en el Sistema de la Corriente de California frente al norte de Baja California, y únicamente proporcionó datos de un año (Muñoz-Anderson et al. 2015). La corriente de California exhibe una dinámica muy particular en esta zona. Peláez y McGowan (1986) usaron datos de clorofila del sensor de satélite Coastal Zone Color Scanner para describir el Frente de Ensenada, ubicado en el límite sur de la ensenada del Sur de California (Fig. 1). Este frente se extiende hasta unos 500 km de la costa. Al norte del frente las aguas son eutróficas, frías y menos salinas, y al sur cambian abruptamente a condiciones oligotróficas. El frente se caracteriza por un flujo hacia la costa que, en la costa, se divide en un ramal hacia el norte y otro hacia el sur (Fig. 1). El frente alcanza su posición más meridional (frente a la ubicación de nuestra boya de muestreo) a mediados o finales de verano (Peláez y McGowan 1986). Santamaría-del-Ángel et al. (2002) mencionaron que la posición latitudinal de este frente presenta variaciones interanuales, y durante un evento El Niño se mueve hacia el norte hasta 34°N. Esta variación latitudinal del frente puede no tener un efecto particular discernible sobre la $p\text{CO}_{2\text{W}}$ cuando sucede un evento El Niño, a parte del efecto de El Niño mismo.

La dinámica de la $p\text{CO}_{2\text{W}}$ en el área geográfica del Frente de Ensenada ha sido poco estudiada. En esta zona se presentan eventos de surgencias con TSM bajas (<14 °C), salinidad relativamente baja (<34.0) y valores de $p\text{CO}_{2\text{W}}$ altos

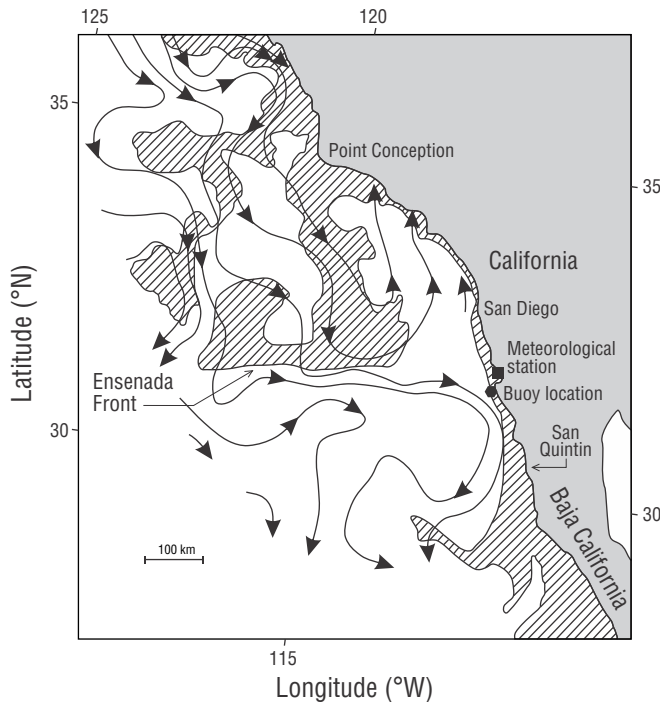


Figure 1. Location of the moored buoy 5 km off Punta Banda, Baja California (Mexico). The geostrophic flow (arrows) shows the Ensenada Front. Shaded areas represent relatively high chlorophyll concentrations and clear areas represent oligotrophic conditions (chlorophyll data are from the Coastal Zone Color Scanner) (figure taken from Álvarez-Borrego 2004, who adapted the figure from Peláez and McGowan 1986).

Figura 1. Ubicación de la boya anclada a 5 km de Punta Banda, Baja California (México). El flujo geostrofico (flechas) muestra el Frente Ensenada. Las áreas sombreadas representan concentraciones de clorofila relativamente elevadas y las áreas claras representan condiciones oligotróficas (los datos de clorofila son del Coastal Zone Color Scanner) (figura tomada de Álvarez-Borrego 2004, quien la adaptó de la figura de Peláez y McGowan 1986).

autumn; the positive values indicate fluxes from water to air and vice versa. Muñoz-Anderson et al. (2015) concluded that, according to the annual average, the buoy location off Ensenada was a source of CO₂ to the atmosphere. However, it is desirable to extend the time series to include interannual changes and thus have a better description of the effects of the various factors affecting pCO_{2w} variability. High-frequency variations may also be of interest. In this work, time series spanning several years are analyzed (August 2008 to August 2015) for a coastal location in the Ensenada Front region. Some of the physical phenomena that occurred during this period were diurnal breezes, seasonal upwelling, El Niño 2009–2010, La Niña 2010–2012, the Blob 2014–2015, and the El Niño 2015. The aim of this study was to describe SST, pCO_{2w}, and FCO₂ variations, from semidiurnal to the interannual scales, and to identify their drivers.

(~700 μatm), lo que resulta en la exportación de exceso de CO₂ a la atmósfera. Por el contrario, Muñoz-Anderson et al. (2015) reportaron que durante la temporada, de surgencias débiles la zona se caracteriza por valores de pCO_{2w} bajos (hasta ~300 μatm) y temperaturas superficiales intermedias, lo que da como resultado un sumidero de CO₂. Estos autores utilizaron un sistema MAPCO₂ para describir los cambios estacionales de la pCO_{2w} y el FCO₂ en un año (2009), sin referencia a frecuencias altas (i.e., diurnas) ni a cambios interanuales. Estos autores reportaron flujos diarios promedio de 0.6 ± 0.1 mmol C·m⁻²·d⁻¹ para invierno, 2.8 ± 0.3 mmol C·m⁻²·d⁻¹ para primavera, 0.3 ± 0.1 mmol C·m⁻²·d⁻¹ para verano y -0.3 ± 0.03 mmol C·m⁻²·d⁻¹ para otoño; el signo positivo indica flujos del agua hacia el aire y viceversa. Muñoz-Anderson et al. (2015) concluyeron que, como promedio anual, la ubicación de la boya frente a Ensenada era una fuente de CO₂ para la atmósfera. Sin embargo, es deseable extender la serie de tiempo para incluir cambios interanuales y tener una mejor descripción de los efectos de los diversos factores que afectan la variabilidad de la pCO_{2w}. Las variaciones de alta frecuencia también pueden ser de interés. En este trabajo se analizan series de tiempo que abarcan varios años (agosto de 2008 hasta agosto de 2015) para una localidad costera en la zona del Frente de Ensenada. Algunos de los fenómenos físicos presentados durante este periodo fueron brisas marinas, surgencias estacionales, El Niño 2009–2010, La Niña 2010–2012, el Blob 2014–2015 y El Niño 2015. El objetivo de este estudio fue describir la variación de TSM, pCO_{2w} y FCO₂, desde escalas semidiurnas a interanuales, e identificar sus forzamientos.

MATERIALES Y MÉTODOS

Datos

Las series de tiempo se generaron con datos de una boya MAPCO₂ anclada a 5 km de Punta Banda (31.6°N, 116.6°W), Baja California, en aguas de 100 m de profundidad (Fig. 1). El sistema MAPCO₂ generó datos tal como se describe en Friederich et al. (1995) y Sutton et al. (2014). Un ciclo de medición típico, incluidas la calibración *in situ* y las mediciones atmosféricas y de agua de mar, toma aproximadamente 20 min. Al comienzo de cada ciclo, el sistema genera un estándar cero mediante el reciclaje de una parcela de aire a través de un tubo con cal sodada, en un sistema cerrado, para eliminar todo el CO₂. Este aire depurado establece el punto cero de la calibración. A continuación, el sistema utiliza un gas de referencia de estándar alto (típicamente 800 ppm). Con una calibración de 2 puntos, a partir de los valores cero y de referencia, se optimiza el sensor LI-820 para realizar mediciones de pCO₂ en la superficie del océano. Para realizar la medición del agua de mar, el sistema MAPCO₂ equilibra una parcela de aire con el agua de mar superficial durante 10 min en un circuito cerrado. Una vez equilibrado, este aire

MATERIALS AND METHODS

Data

Times series were generated with data from a MAPCO₂ buoy anchored at 5 km from Punta Banda (31.6°N, 116.6°W), Baja California, in waters 100 m deep (Fig. 1). The MAPCO₂ system generated data as described in Friederich et al. (1995) and Sutton et al. (2014). A typical measurement cycle, including *in-situ* calibration and the atmospheric and seawater measurements, takes approximately 20 min. At the beginning of each cycle, the system generates a zero standard by cycling a closed loop of air through a soda lime tube to remove all of the CO₂. This scrubbed air establishes the zero calibration. Next, the system uses a high standard reference gas (typically 800 ppm). Using a 2-point calibration, from the zero and reference values, the LI-820 sensor is optimized for making surface ocean pCO₂ measurements. To make the seawater measurement, the MAPCO₂ system equilibrates a closed loop of air with surface seawater for 10 min. This air then returns to the system, passing through a silica gel drying agent and the relative humidity sensor. Then the system stops the pump, and the LI-820 reads the values of the air sample, at 2 Hz for 30 s, and averages them to give the seawater pCO₂ measurement. The buoy telemeters the averaged data from each 3-hourly cycle via satellite (Sutton et al. 2014). According to Sutton et al. 2014, the precision of the MAPCO₂ system in a laboratory setting was 0.6 ppm, and the standard deviation of high-frequency data in the field was 0.7 ppm. These authors also estimated that the overall uncertainty of pCO₂ observations from the MAPCO₂ system is <2.0 μatm for values between 100 and 600 μatm for over 400 days of autonomous operation. We did not determine the accuracy or precision of our MAPCO₂ system. The MAPCO₂ also had a CTD for measuring temperature and salinity.

Because of sensor-related problems, the data are not continuous. Data are from 11 August 2008 to 09 January 2010, 22 May 2010 to 31 December 2011, 27 January to 31 December 2012, and 15 March 2013 to August 2015. The MAPCO₂ system produced some pCO_{2A} data with irregularities, so we used only the GLOBALVIEW pCO_{2A} data, specifically those from the Scripps Institution of Oceanography station, to calculate our whole set of FCO₂ data, as suggested by Takahashi et al. (2009). Data for wind speed at 10 m above sea level (U₁₀, m·s⁻¹) were obtained from the Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada 6162 Wireless Davis Vantage Pro2 Plus Weather Station (see location in Fig. 1). This instrument measures wind speed with 5% accuracy. We used Matlab 2014b to generate the power spectra of the SST, pCO_{2W}, U₁₀, and FCO₂ series to characterize the frequencies with the highest variability.

The Multivariate ENSO Index (MEI) and the Blob temperature anomalies were obtained from the National Oceanic and Atmospheric Administration web pages (<http://www.esrl.noaa.gov> y www.ospo.noaa.gov).

vuelve al sistema, pasando a través de un agente de secado de gel de sílice y por el sensor de humedad relativa. A continuación, el sistema detiene la bomba y el LI-820 lee los valores de la muestra de aire, a 2 Hz durante 30 s, y los promedia para dar la medición de pCO₂ del agua de mar. La boya envía los datos promediados de cada ciclo de 3 h vía satélite (Sutton et al. 2014). Según Sutton et al. (2014), la precisión del sistema MAPCO₂ en un entorno de laboratorio fue de 0.6 ppm y la desviación estándar de los datos de alta frecuencia en el campo fue de 0.7 ppm. Estos autores estimaron que la incertidumbre general de las observaciones de pCO₂ del sistema MAPCO₂ es <2.0 μatm para valores entre 100 y 600 μatm durante más de 400 días de funcionamiento autónomo. No se determinó la exactitud o precisión de nuestro sistema MAPCO₂. El MAPCO₂ también tiene un CTD para medir la temperatura y salinidad.

Debido a problemas relacionados con el sensor, los datos no son continuos. Se cuenta con datos del 11 de agosto de 2008 al 9 de enero de 2010, del 22 de mayo de 2010 al 31 de diciembre de 2011, del 27 de enero al 31 de diciembre de 2012 y del 15 de marzo de 2013 a agosto de 2015. El sistema MAPCO₂ produjo algunos datos de pCO_{2A} con irregularidades, por lo que se decidió usar los datos de pCO_{2A} de GLOBALVIEW, específicamente los de la estación oceanográfica del Scripps Institution of Oceanography, para calcular todo nuestro conjunto de datos de FCO₂, como sugiere Takahashi et al. (2009). Los datos de la velocidad del viento a 10 m sobre el nivel del mar (U₁₀, m·s⁻¹) se obtuvieron de la estación meteorológica inalámbrica Davis Vantage Pro2 Plus, modelo 6162, (la ubicación se muestra en Fig. 1) del Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. Este instrumento mide la velocidad del viento con una precisión del 5%. Se utilizó Matlab 2014b para generar espectros de potencia de las series de TSM, pCO_{2W}, U₁₀ y FCO₂ para caracterizar las frecuencias con mayor variabilidad.

El Índice Multivariado del ENOS (MEI, por sus siglas en inglés) y las anomalías de temperatura del Blob se obtuvieron de las páginas web de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica de los Estados Unidos (<http://www.esrl.noaa.gov> y www.ospo.noaa.gov).

Cálculo de FCO₂

El FCO₂ fue calculado de acuerdo con Liss y Merlivat (1986): $FCO_2 = k \times K' \times (\Delta pCO_2)$ (mmol·m⁻²·h⁻¹, aquí las unidades son expresadas por hora por la resolución de los datos de pCO_{2W}). El parámetro k es la velocidad de transferencia del gas en función de (U₁₀) y se expresa como $k = 0.251(Sc/660)^{0.5} \times (U_{10})^2$ (Wanninkhof 2014), donde Sc es el número de Schmidt en función de la temperatura; K' es la solubilidad del CO₂ en función de la temperatura y salinidad (para mayor detalle, ver Tabla 2 de Wanninkhof [2014]); y ΔpCO_2 es pCO_{2W} menos pCO_{2A}. Se integró FCO₂ para obtener valores en por día como se muestra en la Figura 2c.

Calculation of FCO₂

Flux (FCO₂) was calculated according to Liss and Merlivat (1986): $FCO_2 = k \times K' \times (\Delta pCO_2)$ (mmol·m⁻²·h⁻¹; here, units are per hour because of our pCO_{2w} data resolution). The k parameter is the gas transfer velocity as a function of (U_{10}) and it is expressed as $k = 0.251(Sc/660)^{0.5} \times (U_{10})^2$ (Wanninkhof 2014), where Sc is the Schmidt number as a function of temperature; K' is CO₂ solubility as a function of temperature and salinity (for details, see Table 2 in Wanninkhof [2014]); and ΔpCO_2 is pCO_{2w} minus pCO_{2a}. We integrated FCO₂ to obtain values in per day and build Figure 2c.

Statistics

Statistical analyses were run using R Studio Bayesian-First-Aid software. The analyses provide Bayesian hierarchical models as alternatives to the most commonly used statistical tests (Bååth 2014). Bayesian Estimation Supersedes the t -Test (BEST) is a model that can be used where a 2-sample t -test would classically be used. BEST estimates the difference in medians between 2 groups and yields a probability distribution of the difference. It can be useful to determine the credibility that the difference between the 2 groups is less than or greater than zero (Kruschke 2013).

In order to perform the statistical tests to compare pCO_{2w} and FCO₂ for different conditions, we divided the time series into periods according to MEI and considered the presence of the Blob. We also ran comparisons between the strong upwelling and weak upwelling seasons of each year (i.e., March–August and September–February, respectively), between upwelling intensification and upwelling relaxation, and between day and night. No period was defined for the latitudinal position (lower *vs* higher) of the Ensenada Front because any effect in the yearly latitudinal shift of the front would be masked by the shift between strong and weak upwelling seasons. Also, the effect of the northward movement of the Front with an El Niño event would be masked by that of El Niño itself.

RESULTS

There was a large spectrum of SST, pCO_{2w}, U_{10} , and FCO₂ variations, with periods as short as few hours and as large as interannual time frames (Figs. 2–5). Unfortunately, the sensors did not work for relatively long periods in 2008, 2010, 2013, and 2015. Nonetheless, there were enough data to run spectral analysis and to test for differences between conditions: daylight *vs* night, strong upwelling *vs* weak upwelling seasons, El Niño *vs* La Niña, and Blob *vs* no Blob.

In general, at our sampling location, pCO_{2w} showed a tendency towards oversaturation in March–August (the strong upwelling season) and was near equilibrium or under

Estadística

El análisis estadístico se realizó con la programática Bayesian-First-Aid de R Studio. El análisis proporciona modelos jerárquicos bayesianos como alternativas a las pruebas estadísticas más utilizadas (Bååth 2014). La estimación bayesiana que reemplaza a la prueba t (BEST) es un modelo que puede usarse cuando se utilizaría clásicamente una prueba t para 2 muestras. BEST calcula la diferencia de las medianas entre 2 grupos y produce una distribución de probabilidad de su diferencia. Es útil para determinar cuán creíble es que la diferencia entre los 2 grupos es menor o mayor que cero (Kruschke 2013).

Para realizar las pruebas estadísticas para comparar pCO_{2w} y FCO₂ bajo diferentes condiciones, se dividieron las series de tiempo en periodos según el MEI y se consideró la presencia del Blob. También se realizaron comparaciones entre la temporada de surgencias intensas y débiles de cada año (i.e., de marzo a agosto y de septiembre a febrero, respectivamente), entre la intensificación y el relajamiento de las surgencias y entre el día y la noche. No se definió ningún periodo para el Frente de Ensenada para comparar los datos de cuando se encontró a una latitud inferior versus cuando se encontró a una mayor porque, en el caso del cambio latitudinal de cada año del Frente, cualquier efecto sería enmascarado por el cambio entre estaciones de surgencias intensas y débiles. Además, el efecto del movimiento del Frente hacia el norte con un evento El Niño sería enmascarado por El Niño mismo.

RESULTADOS

Los resultados muestran un espectro amplio de variaciones de TSM, pCO_{2w}, U_{10} y FCO₂ con cambios desde periodos tan cortos como de pocas horas y tan largos como interanuales (Figs. 2–5). Desafortunadamente, los sensores no funcionaron durante periodos relativamente largos en 2008, 2010, 2013 y 2015. No obstante, hubieron suficientes datos para realizar análisis espectrales y para probar las diferencias entre condiciones: día *vs* noche, estaciones de surgencias intensas *vs* surgencias débiles, El Niño *vs* La Niña, y Blob *vs* ausencia de Blob.

En nuestra localidad de muestreo, en general, la pCO_{2w} tendió a la sobresaturación de marzo a agosto (la temporada de surgencias intensas) y estuvo cerca del equilibrio o por debajo de niveles de saturación de septiembre a febrero (la temporada de surgencias débiles) (Fig. 2b). Desafortunadamente, no fue posible ver el efecto de las condiciones de El Niño en el intercambio de gas entre el océano y la atmósfera de la primera mitad de 2010. Sin embargo, de agosto a diciembre de 2009 (con El Niño 1 y durante la estación de surgencias débiles) los valores de pCO_{2w} y FCO₂ fueron relativamente bajos, con una tendencia a alcanzar el equilibrio (Fig. 2b, d). El rango de valores de pCO_{2w} para

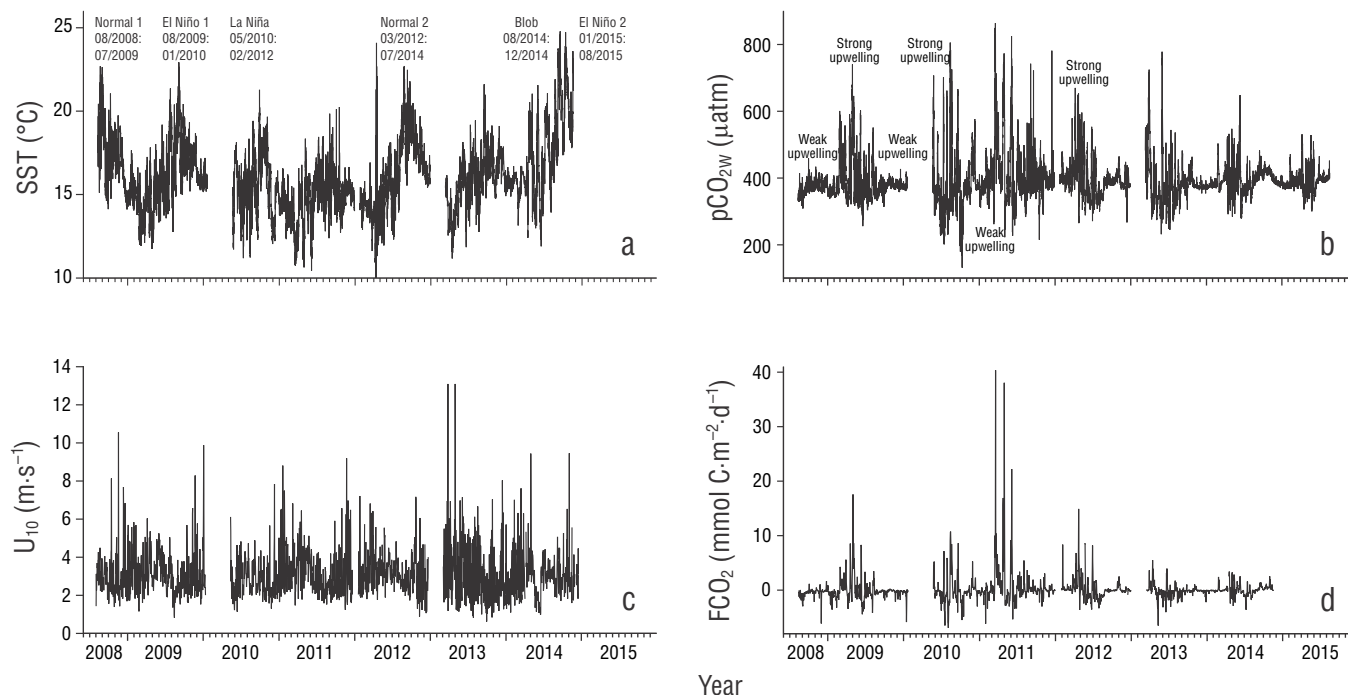


Figure 2. Time series of (a) sea surface temperature (SST), (b) CO₂ partial pressure at the ocean surface (pCO_{2w}), (c) wind speed at 10 m above sea level (U₁₀), and (d) air–water CO₂ flux (FCO₂). Data for SST and FCO₂ are from August 2008 to November 2014, and for pCO_{2w} from August 2008 to August 2015. Legends in the upper panel indicate periods and their duration (month/year to month/year). Data for SST, pCO_{2w}, and U₁₀ are given for every 3 h, and for FCO₂ data are given as per day.

Figura 2. Series de tiempo de (a) temperatura superficial del mar (SST), (b) presión parcial del CO₂ en las aguas superficiales del mar (pCO_{2w}), (c) velocidad del viento a 10 m sobre el nivel del mar (U₁₀) y (d) flujo aire-agua del CO₂ (FCO₂). Los datos de SST y FCO₂ son de agosto de 2008 a noviembre de 2014, y los de pCO_{2w} de agosto de 2008 a agosto de 2015. Las leyendas en el panel superior indican los periodos y su duración (mes/año a mes/año). Los datos de SST, pCO_{2w} y U₁₀ son de cada 3 h, y los de FCO₂ son en por día.

saturation levels in September–February (the weak upwelling season) (Fig. 2b). Unfortunately, it was not possible to see the effect of El Niño conditions on air–sea gas exchange for the first half of 2010. Nevertheless, in August–December 2009 (with El Niño 1, and during a weak upwelling season) pCO_{2w} and FCO₂ values were relatively low, with a tendency to reach equilibrium (Fig. 2b, d). The pCO_{2w} range for August–December 2009 was from 313 µatm (September) to 551 µatm (August), the latter being a very high value with respect to what is expected for El Niño conditions. These values corresponded with the SST values of 17.9 and 12.9 °C (a very low value for these conditions), respectively, and with the FCO₂ values of –1.9 mmol C·m⁻²·d⁻¹ and 1.4 mmol C·m⁻²·d⁻¹, respectively.

The largest pCO_{2w} and FCO₂ variations occurred in 2011, under La Niña conditions (Fig. 2b, d). During this period, pCO_{2w} and FCO₂ maximum values were higher, and minimum values were lower, than during “normal,” El Niño, and the Blob conditions. The pCO_{2w} range for our whole data set was from 131 µatm (October 2010) to 864 µatm (March 2011). These values corresponded to SST values of

agosto–diciembre de 2009 fue de 313 µatm (septiembre) a 551 µatm (agosto), este último un valor muy alto con respecto a lo que se espera para condiciones El Niño. Estos valores se correspondieron con valores de TSM de 17.9 y 12.9 °C (este último valor es muy bajo para estas condiciones), respectivamente, y con valores de FCO₂ de –1.9 mmol C·m⁻²·d⁻¹ y 1.4 mmol C·m⁻²·d⁻¹, respectivamente.

Las variaciones mayores de pCO_{2w} y FCO₂ ocurrieron en 2011, con condiciones de La Niña (Fig. 2b, d). Durante este periodo, los valores máximos de pCO_{2w} y FCO₂ fueron más altos y los valores mínimos fueron más bajos que durante condiciones “normales”, El Niño y el Blob. El rango de valores de la pCO_{2w} para nuestro conjunto de datos fue de 131 µatm (octubre de 2010) a 864 µatm (marzo de 2011). Estos valores se correspondieron con valores de TSM de 17.0 y 10.9 °C, respectivamente, y con valores de FCO₂ de –6.9 mmol C·m⁻²·d⁻¹ y 40.4 mmol C·m⁻²·d⁻¹, respectivamente (Fig. 2a, b, d).

Durante 2012, 2013 y la primera mitad de 2014, con condiciones “normal 2”, el valor más bajo de pCO_{2w} fue de 232 µatm (mayo de 2013) y el mayor fue de 779 µatm (junio

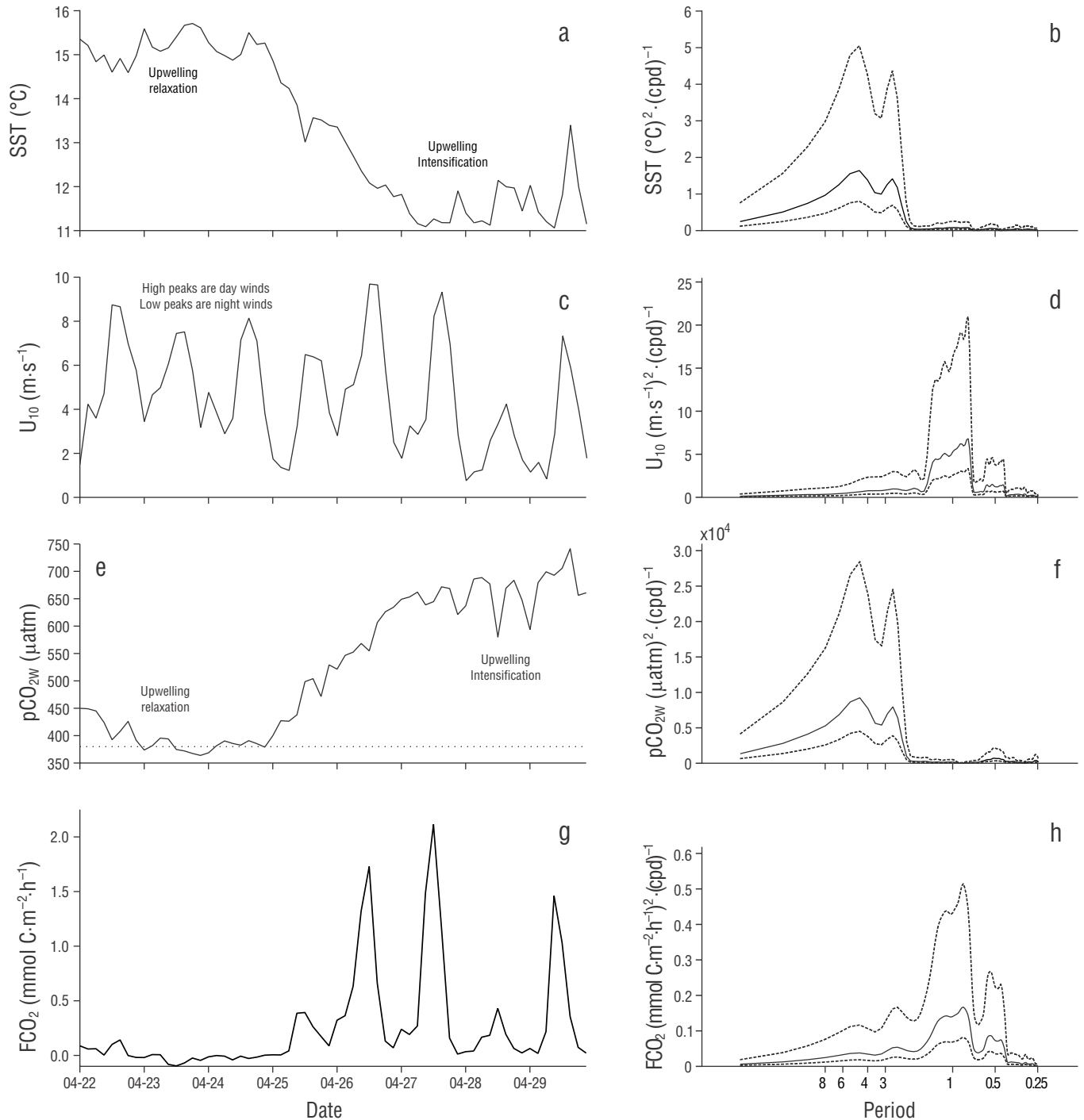


Figure 3. Eight day-time series of (a) sea surface temperature (SST), (c) wind speed at 10 m above sea level (U_{10}), (e) CO₂ partial pressure at the ocean surface (pCO_{2w}), and (g) air–water CO₂ flux (FCO_2). Dates on the horizontal axes are for April 2011, and ticks indicate the beginning of the day (midnight). High peaks in (c) correspond to diurnal winds and low peaks to nocturnal winds. The horizontal dotted line in (e) indicates CO₂ partial pressure in the atmosphere (pCO_{2A}) for 2011 (391 μatm). Power spectra are shown on the right panels: horizontal axes indicate the corresponding periods in days, and broken lines indicate 95% confidence intervals.

Figura 3. Series de tiempo de 8 días de (a) temperatura superficial del mar (SST), (c) velocidad del viento a 10 m sobre el nivel del mar (U_{10}), (e) presión parcial del CO₂ en las aguas superficiales del mar (pCO_{2w}) y (g) flujo aire-agua del CO₂ (FCO_2). Las fechas en los ejes horizontales son de abril de 2011, y las marcas indican el comienzo del día (media noche). Los picos altos en (c) corresponden a vientos en el día y los picos bajos a vientos en la noche. La línea punteada en (e) indica la presión parcial del CO₂ en la atmósfera (pCO_{2A}) para 2011 (391 μatm). Los espectros de potencia se muestran en los paneles de la derecha: los ejes horizontales indican los períodos correspondientes en días y las líneas punteadas indican los intervalos de confianza al 95%.

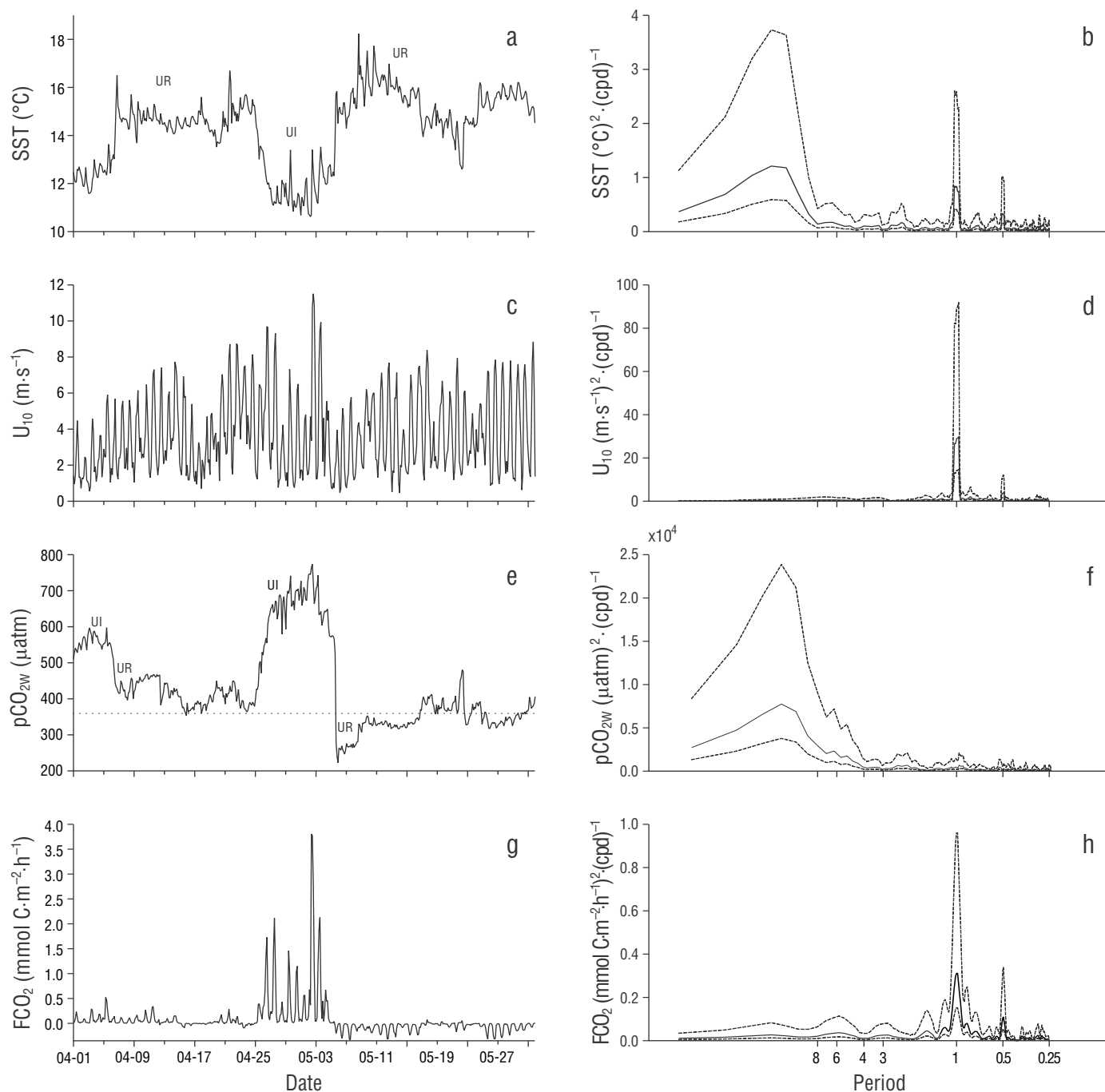


Figure 4. Two-month time series of (a) sea surface temperature (SST), (c) wind speed at 10 m above sea level (U_{10}), (e) CO_2 partial pressure at the ocean surface (pCO_{2W}), and (g) air–water CO_2 flux (FCO_2). Dates on the horizontal axes are for April and May 2011, and ticks indicate the beginning of the day (midnight). The horizontal dotted line in (e) indicates CO_2 partial pressure in the atmosphere for 2011 ($391 \mu\text{atm}$). UI means upwelling intensification and UR means upwelling relaxation. Power spectra are shown on the right panels: horizontal axes show the corresponding periods in days and broken lines indicate 95% confidence intervals.

Figura 4. Series de tiempo de dos meses de (a) temperatura superficial del mar (SST), (c) velocidad del viento a 10 m sobre el nivel del mar (U_{10}), (e) presión parcial del CO_2 en las aguas superficiales del mar (pCO_{2W}) y (g) flujo aire-agua del CO_2 (FCO_2). Las fechas en los ejes horizontales son para abril y mayo de 2011, y las marcas indican el comienzo del día (media noche). La línea punteada en (e) indica la presión parcial del CO_2 en la atmósfera (pCO_{2A}) para 2011 ($391 \mu\text{atm}$). UI significa intensificación de surgencia y UR significa relajamiento de surgencia. Los espectros de potencia se muestran en los paneles de la derecha: los ejes horizontales indican los periodos correspondientes en días y las líneas punteadas indican los intervalos de confianza al 95%.

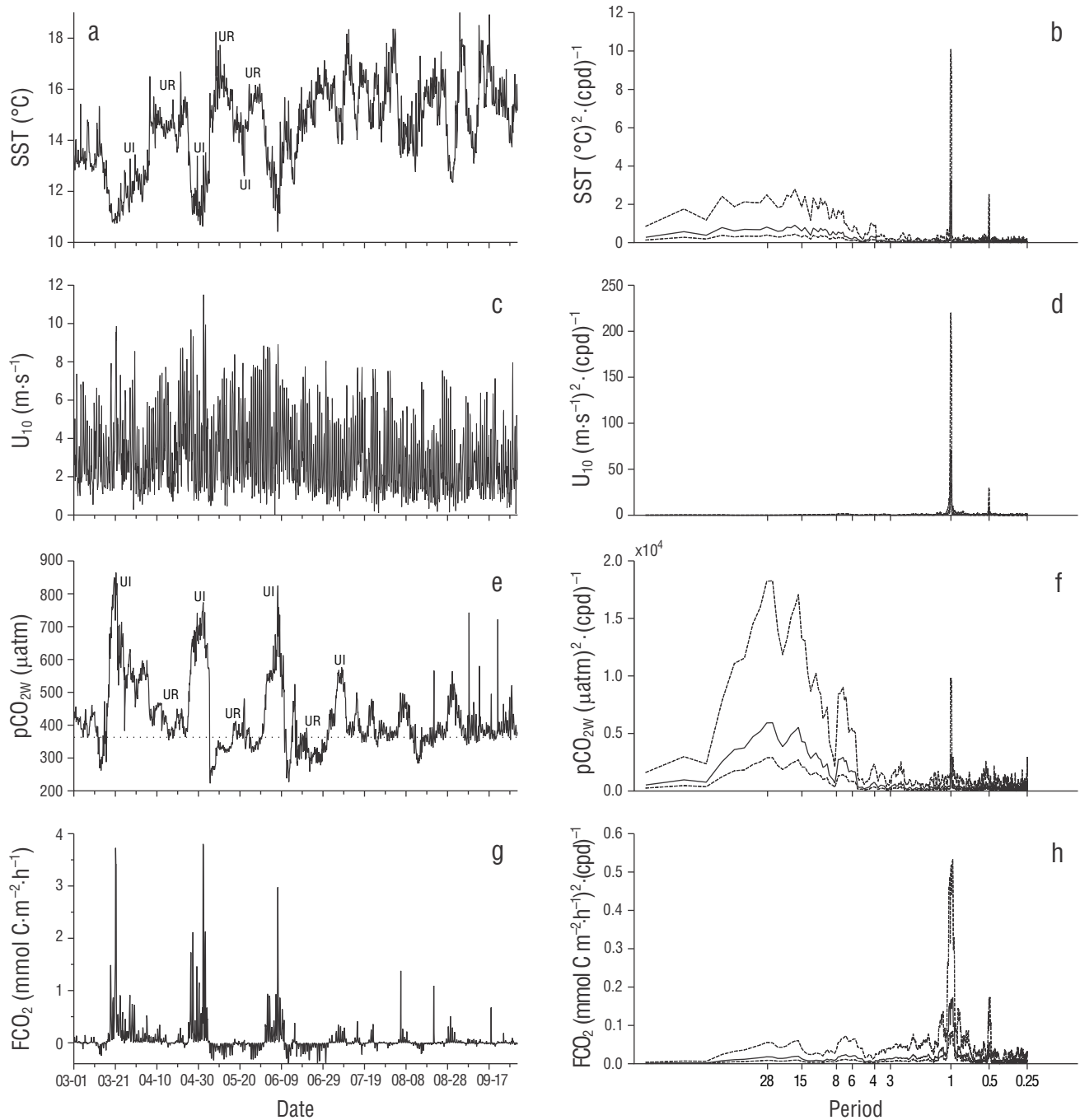


Figure 5. Seven-month time series of (a) sea surface temperature (SST), (c) wind speed at 10 m above sea level (U_{10}), (e) CO₂ partial pressure at the ocean surface (pCO_{2w}), and (g) air–water CO₂ flux (FCO_2). Dates on the horizontal axes are for March–September 2011, and ticks indicate the beginning of the day (midnight). The strong upwelling season is from March to June. The horizontal dotted line in (e) indicates CO₂ partial pressure in the atmosphere for 2011 (391 μatm). In (a) and (e) UI means upwelling intensification and UR means upwelling relaxation. Power spectra are on the right panels: horizontal axes show the corresponding periods in days, and broken lines indicate 95% confidence intervals.

Figura 5. Series de tiempo de siete meses de (a) temperatura superficial del mar (SST), (c) velocidad del viento a 10 m sobre el nivel del mar (U_{10}), (e) presión parcial del CO₂ en las aguas superficiales del mar (pCO_{2w}) y (g) flujo aire-agua del CO₂ (FCO_2). Las fechas en los ejes horizontales son de marzo–septiembre de 2011, y las marcas indican el comienzo del día (media noche). La estación de surgencias intensas es de marzo a junio. La línea punteada en (e) indica la presión parcial del CO₂ en la atmósfera (pCO_{2A}) para 2011 (391 μatm). En (a) y (e) UI significa intensificación de surgencia y UR significa relajamiento de surgencia. Los espectros de potencia se muestran en los paneles de la derecha: los ejes horizontales indican los períodos correspondientes en días y las líneas punteadas indican los intervalos de confianza al 95%.

17.0 and 10.9 °C, respectively, and with the FCO₂ values of -6.9 mmol C·m⁻²·d⁻¹ and 40.4 mmol C·m⁻²·d⁻¹, respectively (Fig. 2a, b, d).

During 2012, 2013, and the first half of 2014, under “normal 2” conditions, the lowest pCO_{2w} value was 232 μatm (May 2013) and the largest was 779 μatm (June 2013). The largest FCO₂ value during these years was 14.9 mmol C·m⁻²·d⁻¹ (April 2012) and the lowest was -6.5 mmol C·m⁻²·d⁻¹ (May 2013) (Fig. 2b, d). The largest pCO_{2w} value did not correspond with the largest FCO₂ value, mainly because of differences in wind intensity (Fig. 2b-d).

Starting in June 2014, the effect of the Blob on SST was clearly marked (see also www.ospo.noaa.gov). Sea surface temperature increased up to a maximum of 26.0 °C in October 2014, whereas maximum values during October–November of other years were ~20.0 °C (Fig. 2a). During the second half of 2014, the pCO_{2w} range was from 323 to 483 μatm, and the FCO₂ range was from near equilibrium to ~2.5 mmol C·m⁻²·d⁻¹, lower than the maximum FCO₂ value during “normal 2” conditions (Fig. 2b, d). During 2015, with El Niño 2 (EN2) event, the pCO_{2w} range was smaller than that in 2014. We did not have any SST data for 2015, so we were unable to calculate FCO₂ for that year.

In order to explore variability at different scales in more detail, time series were analyzed by segments of 8 d (diurnal variations and one upwelling intensification–relaxation sequence), 2 months (upwelling intensification–relaxation sequences), and several months (strong upwelling–weak upwelling seasons). Different periods were analyzed but those during La Niña conditions (2011) showed the highest variations. For this reason, examples were illustrated with data from 2011: 22–29 April (Fig. 3), 01 April–31 May (Fig. 4), and 01 March–30 September (Fig. 5). Power spectra for SST and pCO_{2w} tended to be similar at all scales, while those of wind speed and FCO₂ tended to be similar but different from those of SST and pCO_{2w} (Figs. 3–5).

In the case of the 8-d time series, SST was low and pCO_{2w} was high when there was an upwelling intensification event, and vice versa (Fig. 3a, e). During the first 3 d of this series, SST was relatively high (15.0–15.5 °C), pCO_{2w} was relatively low (~400 μatm), and FCO₂ was close to equilibrium (Fig. 3a, e, g). From the fourth day on, SST decreased to ~11.0 °C, pCO_{2w} increased to ~700 μatm, and FCO₂ showed large diurnal variation (0.0 to ~2.0 mmol C·m⁻²·h⁻¹) because of wind variation. Lowest daily wind speed and FCO₂ values occurred at midnight and the highest in the afternoon (Fig. 3g). FCO₂ values were very low with weak winds in spite of high pCO_{2w} values (e.g., 650 μatm) (Fig. 3c, e, g). The largest spectral density for wind speed (U₁₀) and FCO₂ was centered at a frequency of ~1 cycle per day, while for SST and pCO_{2w} it was centered at ~0.25 cycles per day (~4-d period) (Fig. 3). Both U₁₀ and FCO₂ had a second spectral density peak centered at ~2 cycles per day (~0.5-d period) (Fig. 3c, d, g, h). Neither SST nor pCO_{2w} showed a

de 2013). El valor máximo de FCO₂ para estos años fue de 14.9 mmol C·m⁻²·d⁻¹ (abril de 2012) y el más bajo fue de -6.5 mmol C·m⁻²·d⁻¹ (mayo de 2013) (Fig. 2b, d). El valor máximo de pCO_{2w} no se correspondió con el de FCO₂, principalmente debido a las diferencias en la intensidad del viento (Fig. 2b-d).

A partir de junio de 2014, el efecto del Blob fue claro en la TSM (véase también www.ospo.noaa.gov). La TSM aumentó hasta un máximo de 26.0 °C en octubre de 2014, en comparación con los valores máximos de ~20.0 °C para octubre–noviembre de otros años (Fig. 2a). Durante la segunda mitad de 2014, el rango para pCO_{2w} fue de 323 a 483 μatm y para FCO₂ fue de cerca del equilibrio hasta ~2.5 mmol C·m⁻²·d⁻¹, menor que el valor máximo de FCO₂ durante el periodo “normal 2” (Fig. 2b, d). Durante 2015, con el fenómeno de El Niño 2 (EN2), el rango para pCO_{2w} fue menor que en 2014. No se tuvieron datos de TSM para 2015; por lo tanto, no se calculó el FCO₂ para ese año.

Con el fin de explorar la variabilidad a diferentes escalas con más detalle, se analizaron segmentos de las series de tiempo tomando datos de 8 d (variaciones diurnas y una secuencia de intensificación–relajamiento de surgencias), de 2 meses (secuencias de intensificación–relajamiento de surgencias) y de varios meses (temporadas de surgencias intensas y surgencias débiles). Se analizaron diferentes periodos, pero los de condiciones La Niña (2011) presentaron las variaciones mayores. Por esta razón, los ejemplos se ilustraron con datos de 2011: del 22 al 29 de abril (Fig. 3), del 1 de abril al 31 de mayo (Fig. 4) y del 1 de marzo al 30 de septiembre (Fig. 5). En todas las escalas, los espectros de potencia de la TSM y la pCO_{2w} tendieron a ser similares, mientras que los de la velocidad del viento y el FCO₂ tendieron a ser similares entre sí pero diferentes de los de TSM y pCO_{2w} (Figs. 3–5).

En el caso de las series de 8 d, la TSM fue baja y la pCO_{2w} fue alta cuando hubo un evento de intensificación de surgencia y viceversa (Fig. 3a, e). Durante los 3 primeros días de esta serie, la TSM fue relativamente alta (15.0–15.5 °C), la pCO_{2w} fue relativamente baja (~400 μatm) y el FCO₂ estuvo cerca del equilibrio (Fig. 3a, e, g). A partir del cuarto día, la TSM disminuyó hasta ~11.0 °C y la pCO_{2w} aumentó hasta ~700 μatm, y el FCO₂ tuvo una variación diurna amplia (de 0.0 a ~2.0 mmol C·m⁻²·h⁻¹) debido a la variación del viento. Los valores de velocidad del viento y de FCO₂ más bajos de cada día sucedieron a medianoche y los más altos en la tarde (Fig. 3g). Los valores de FCO₂ fueron muy bajos con vientos débiles a pesar de los valores altos de pCO_{2w} (e.g., 650 μatm) (Fig. 3c, e, g). La densidad espectral mayor para la velocidad del viento (U₁₀) y el FCO₂ estuvo centrada en una frecuencia de ~1 ciclo por día, mientras que para la TSM y la pCO_{2w} estuvo centrada en ~0.25 ciclos por día (periodo de ~4 d) (Fig. 3). Tanto la U₁₀ como el FCO₂ tuvieron un segundo pico de densidad espectral centrado en ~2 ciclos por día (~0.5 d) (Fig. 3c, d, g, h). La TSM y la pCO_{2w} no mostraron un componente de variación significativo en las frecuencias superiores a ~0.67 ciclo por día (~1.5 d).

significant component of variation at frequencies higher than ~ 0.67 cycles per day (~ 1.5 -d period).

During the first ~ 25 d of the April–May time series (Fig. 4), $\Delta p\text{CO}_2$ was mostly positive (not illustrated), and FCO_2 showed small positive values close to equilibrium ($< 0.5 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$) in spite of the relatively high $p\text{CO}_{2\text{W}}$ values (range: $400\text{--}600 \mu\text{atm}$) (Fig. 4e, g). The FCO_2 values during this first period were close to equilibrium because $p\text{CO}_{2\text{W}}$ was high when wind speed was under $6 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, and they were close to $p\text{CO}_{2\text{A}}$ when winds were relatively strong ($> 8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) (Fig. 4c, e, g). In other words, during these first 25 d there was no correlation between wind speed and $p\text{CO}_{2\text{W}}$. In the following ~ 10 d, upwelling was intense (SST was $< 11^\circ\text{C}$), and $p\text{CO}_{2\text{W}}$ values ($400\text{--}800 \mu\text{atm}$) were in general higher than during the previous days. This resulted in some large positive FCO_2 values (range: 0.01 to $\sim 3.8 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$), and large FCO_2 high-frequency variation in relation to wind variation (from $< 1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ to $> 11 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) (Fig. 4c, e, g). During the last 26 d of this April–May time series, $\Delta p\text{CO}_2$ was mostly negative (not illustrated), and FCO_2 showed small negative values close to equilibrium (from ~ 0.0 to $-0.3 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$). At the beginning of this last 26-d segment, $\Delta p\text{CO}_2$ reached high negative values, down to $-170 \mu\text{atm}$, but FCO_2 was close to equilibrium, again, because of weak winds (up to $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) (Fig. 6c, g). During these 2 months SST, U_{10} , and FCO_2 had significant components of variation at ~ 1 - and ~ 0.5 -d periods. For U_{10} and FCO_2 , diurnal and semidiurnal components of variation were the largest, with significant but much smaller low-frequency variations (corresponding to ~ 3 , ~ 6 , and ~ 15 -d periods for FCO_2). The $p\text{CO}_{2\text{W}}$ time series had very small components of variation at ~ 1 - and ~ 0.5 -d periods. The largest spectral density for SST and $p\text{CO}_{2\text{W}}$ was at ~ 0.07 cycles per day (~ 15 -d period, possibly related to the upwelling intensification–relaxation sequence).

The 7-month time series showed that during March–June SST minima were $< 11^\circ\text{C}$, indicative of very strong upwelling events (Fig. 5a). In August and September SST maximum values increased by $\sim 2^\circ\text{C}$ with respect to the maximum values from previous months, yet minima were still under 13°C (Fig. 5a), which indicates upwelling events during late summer, although less intense. The $p\text{CO}_{2\text{W}}$ ranges were larger in spring (from the lowest minima of $\sim 220 \mu\text{atm}$ up to the highest maxima of $\sim 870 \mu\text{atm}$) than in summer (from the lowest minima of $\sim 300 \mu\text{atm}$ up to the highest maxima of $\sim 590 \mu\text{atm}$) (Fig. 5e), indicating the strongest upwelling events occurred during spring. The FCO_2 values, both positive and negative, were larger in spring (from -0.5 to $3.8 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$) than in summer (from -0.1 to $1.4 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$) (Fig. 5g) because of the more extreme $p\text{CO}_{2\text{W}}$ values during spring, but also the larger U_{10} values (Fig. 5c, e). Furthermore, the FCO_2 large positive values persisted much longer in spring than in summer (Fig. 5g). At the

Durante los primeros 25 d de la serie de tiempo de abril a mayo (Fig. 4), la $\Delta p\text{CO}_2$ fue mayormente positiva (no ilustrado) y el FCO_2 presentó valores positivos pequeños cerca del equilibrio ($< 0.5 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$) a pesar de los valores de $p\text{CO}_{2\text{W}}$ relativamente altos (rango: $400\text{--}600 \mu\text{atm}$) (Fig. 4e, g). Los valores de FCO_2 durante este primer periodo estaban cerca del equilibrio debido a que la $p\text{CO}_{2\text{W}}$ fue alta cuando la velocidad del viento estaba por debajo de $6 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ y estaba cerca de los valores de $p\text{CO}_{2\text{A}}$ cuando los vientos eran relativamente fuertes (hasta $8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) (Fig. 4c, e, g). En otras palabras, durante estos primeros 25 d no hubo correlación entre la velocidad del viento y $p\text{CO}_{2\text{W}}$. En los siguientes ~ 10 d, la surgencia fue intensa (TSM fue $< 11^\circ\text{C}$), y los valores de $p\text{CO}_{2\text{W}}$ ($400\text{--}800 \mu\text{atm}$) fueron, en general, más altos que los días anteriores. Esto resultó en algunos valores de FCO_2 positivos grandes (rango: 0.01 a $\sim 3.8 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$) y una variación amplia de alta frecuencia del FCO_2 relacionada con la variación del viento (desde $< 1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ hasta $> 11 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) (Fig. 4c, e, g). Durante los últimos 26 d de estos 2 meses (abril y mayo), la $\Delta p\text{CO}_2$ fue mayormente negativa (no ilustrado) y el FCO_2 tuvo valores negativos pequeños cerca del equilibrio (de ~ 0.0 a $-0.3 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$). Al comienzo de estos 26 d, la $\Delta p\text{CO}_2$ alcanzó valores negativos altos, hasta de $-170 \mu\text{atm}$, pero el FCO_2 estuvo cerca del equilibrio también debido a los vientos débiles (sólo hasta $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) (Fig. 6c, g). Durante estos 2 meses, la TSM, la U_{10} y el FCO_2 tuvieron componentes de variación significativos en periodos de ~ 1 y ~ 0.5 d. Para la U_{10} y el FCO_2 , los componentes de variación diurnos y semidiurnos fueron los más grandes, con variaciones de baja frecuencia significativas, pero mucho menores (correspondientes a periodos de ~ 3 , ~ 6 y ~ 15 d para el FCO_2). La serie de tiempo de la $p\text{CO}_{2\text{W}}$ tuvo componentes de variación muy bajos en periodos de ~ 1 y ~ 0.5 d. La densidad espectral más grande para la TSM y la $p\text{CO}_{2\text{W}}$ fue de ~ 0.07 ciclos por día (~ 15 d, posiblemente relacionado con la secuencia de intensificación y relajamiento de surgencias).

Las series de 7 meses muestran que durante los meses de marzo a junio los mínimos de la TSM fueron $< 11^\circ\text{C}$, indicativos de eventos de surgencias muy intensas (Fig. 5a). Los máximos de TSM incrementaron hasta $\sim 2^\circ\text{C}$ en agosto y septiembre con respecto a los meses anteriores, pero los mínimos eran todavía menores que 13°C (Fig. 5a), lo que indica que también ocurrieron episodios de surgencias a finales del verano, aunque con menor intensidad. Los rangos de $p\text{CO}_{2\text{W}}$ fueron más grandes en la primavera (desde los mínimos más bajos de $\sim 220 \mu\text{atm}$ hasta los máximos más altos de $\sim 870 \mu\text{atm}$) que en el verano (desde los mínimos más bajos de $\sim 300 \mu\text{atm}$ hasta los máximos más altos de $\sim 590 \mu\text{atm}$) (Fig. 5e), que indica que los eventos de surgencias más fuertes sucedieron en primavera. El FCO_2 tuvo valores más altos, tanto positivos como negativos, durante la primavera (de -0.5 a $3.8 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$) que durante el verano (de -0.1 a $1.4 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$) (Fig. 5g) debido a los valores de $p\text{CO}_{2\text{W}}$ más extremos durante la primavera, pero

7-month scale all 4 variables (SST, U_{10} , pCO_{2w} , and FCO_2) had significant components of variation at ~ 1 - and ~ 0.5 -d periods (Fig. 5b, d, f, h). The largest component of variation was the diurnal one for SST, U_{10} , and FCO_2 (Fig. 5b, d, h), though pCO_{2w} showed the largest variation at the 17- and 28-d periods (Fig. 5f).

There were significant differences in pCO_{2w} and FCO_2 when comparing periods under different conditions (i.e., day vs night, upwelling intensification vs upwelling relaxation, strong vs weak upwelling seasons, El Niño vs La Niña, and the Blob vs no Blob). In all types of comparisons, the Bayesian t test for pCO_{2w} and FCO_2 showed high probability that the medians of the groups were credibly different from each other.

When taking our whole data set, the FCO_2 integral and the corresponding standard error for each period (Fig. 2d) were as follows: “normal 1”, -4.7 ± 0.02 mmol $C \cdot m^{-2}$; El Niño 1, -57.0 ± 0.01 mmol $C \cdot m^{-2}$; La Niña, 257.0 ± 0.03 mmol $C \cdot m^{-2}$; “normal 2”, 2.2 ± 0.02 mmol $C \cdot m^{-2}$; and the Blob, 18.4 ± 0.01 mmol $C \cdot m^{-2}$. For the “normal 1” period, we had data for only 11 months and the pCO_{2w} range was smaller (~ 300 to 400 μatm) than for the “normal 2” period (~ 300 to 550 μatm), with the “normal 2” period presenting few ~ 700 μatm values during intense upwelling (Fig. 2b); this may explain the large difference between these 2 periods.

The FCO_2 averages for the day and night periods during strong upwelling seasons were 0.09 ± 0.09 mmol $C \cdot m^{-2} \cdot h^{-1}$ and 0.03 ± 0.006 mmol $C \cdot m^{-2} \cdot h^{-1}$, respectively. During the weak upwelling seasons FCO_2 averages were -0.03 ± 0.00 mmol $C \cdot m^{-2} \cdot h^{-1}$ for the day, and -0.02 ± 0.00 mmol $C \cdot m^{-2} \cdot h^{-1}$ for the night. In both cases there were significant differences between day and night.

DISCUSSION

Ocean CO_2 outgassing is fast; it occurs during the first hours after the upwelled water reaches the surface (Turi et al. 2014). At first, rising waters are supersaturated with respect to atmospheric CO_2 (high pCO_{2w}) but may quickly become undersaturated if a phytoplankton bloom occurs (Simpson and Zirino 1980). At our MAPCO₂ location, during these first hours, the effects of outgassing and phytoplankton carbon uptake contributed to the reduction of pCO_{2w} . When upwelling relaxed, pCO_{2w} was low; it is possible that photosynthesis was high, continued that way for 4 to 5 days (see Lara-Lara et al. 1980), and decreased pCO_{2w} even more, causing negative FCO_2 values. During relaxation, gas exchange (negative FCO_2) and photosynthesis have opposite effects on pCO_{2w} , yielding relatively small negative ΔpCO_2 values. This explains the larger maximum FCO_2 values compared to the absolute values of the negative ones (Fig. 2d). During the most intense outgassing (May 2011, Fig. 2d), FCO_2 was

también valores de U_{10} más altos (Fig. 5c, e). Además, los valores de FCO_2 positivos grandes de primavera duraron mucho más que los de verano (Fig. 5g). En la escala de 7 meses, las 4 variables (TSM , U_{10} , pCO_{2w} y FCO_2) tuvieron componentes de variación significativos en periodos de ~ 1 y ~ 0.5 d (Fig. 5b, d, f, h). El componente de variación diurno fue más grande para la TSM , la U_{10} y el FCO_2 (Fig. 5b, d, h), pero la pCO_{2w} presentó la variación mayor en los periodos de 17 y 28 d (Fig. 5f).

Hubieron diferencias significativas en la pCO_{2w} y el FCO_2 cuando se compararon periodos bajo diferentes condiciones (i.e., día vs noche, intensificación vs relajamiento de surgencia, temporadas de surgencias intensas vs surgencias débiles, ciclos ENOS y Blob vs ausencia de Blob). Para todo tipo de comparaciones, la prueba t bayesiana para la pCO_{2w} y el FCO_2 mostró una probabilidad alta de que las medianas de los grupos fueran creíblemente diferentes entre sí.

Tomando todo nuestro conjunto de datos, las integrales de FCO_2 , y su error estándar, para cada periodo (Fig. 2d) fueron las siguientes: “normal 1”, -4.7 ± 0.02 mmol $C \cdot m^{-2}$; El Niño 1, -57.0 ± 0.01 mmol $C \cdot m^{-2}$; La Niña, 257.0 ± 0.03 mmol $C \cdot m^{-2}$; “normal 2”, 2.2 ± 0.02 mmol $C \cdot m^{-2}$; y Blob, 18.4 ± 0.01 mmol $C \cdot m^{-2}$. Sólo se tuvieron datos de 11 meses para el periodo “normal 1”, como se indicó anteriormente, y el rango de pCO_{2w} fue más estrecho (~ 300 a 400 μatm) que el del periodo “normal 2” (~ 300 a 550 μatm), presentando este último algunos valores de ~ 700 μatm durante la surgencia intensa (Fig. 2b); esto puede explicar la gran diferencia entre estos 2 periodos.

Los promedios de FCO_2 para el día y la noche durante la temporada de surgencias intensas fueron 0.09 ± 0.09 mmol $C \cdot m^{-2} \cdot h^{-1}$ y 0.03 ± 0.006 mmol $C \cdot m^{-2} \cdot h^{-1}$, respectivamente. Durante la temporada de surgencias débiles los promedios de FCO_2 fueron -0.03 ± 0.00 mmol $C \cdot m^{-2} \cdot h^{-1}$ para el día y -0.02 ± 0.00 mmol $C \cdot m^{-2} \cdot h^{-1}$ para la noche. En ambos casos, hubieron diferencias significativas entre el día y la noche.

DISCUSIÓN

La desgasificación del CO_2 en el océano es rápida; ocurre durante las primeras horas después de que el agua alcanza la superficie (Turi et al. 2014). Inicialmente, las aguas ascendentes están sobresaturadas con respecto al CO_2 atmosférico (pCO_{2w} alta), pero pueden volverse rápidamente no saturadas si ocurre un florecimiento fitoplanctónico (Simpson y Zirino 1980). En la localidad de nuestra boya MAPCO₂, durante estas primeras horas de la surgencia, la desgasificación y el consumo de carbono por el fitoplancton añadieron sus efectos para reducir la pCO_{2w} . Cuando se relajó la surgencia, la pCO_{2w} era baja; posiblemente, la fotosíntesis era alta, continuó así por 4 a 5 d (ver Lara-Lara et al. 1980) y disminuyó aún más la pCO_{2w} , lo que causó valores negativos de FCO_2 . Durante el relajamiento, el intercambio de gases (FCO_2)

~40 mmol C·m⁻²·d⁻¹, whereas phytoplankton integrated production was >1 g·m⁻²·d⁻¹ (Sosa-Ávalos et al. 2010), equivalent to >80 mmol C·m⁻²·d⁻¹; this indicates that photosynthesis is a stronger process than outgassing in the reduction of pCO_{2w}.

There was a strong dependence of FCO₂ on U₁₀, through the gas transfer velocity (*k*), as expressed by Liss and Merlivat (1986) and Takahashi et al. (2002). Reyes and Parés (1983) reported that wind data from our study area show the highest energies at diurnal and semidiurnal frequencies, giving evidence of the sea-land breeze and free-convection processes. When estimating FCO₂, ΔpCO₂ is to the first power, and when estimating *k*, U₁₀ is to the second power; thus, wind speed has a larger impact than ΔpCO₂ on the estimates of FCO₂ (Wanninkhof 2014).

The upwelling intensification–relaxation sequence off northern Baja California, with periods of about 2 weeks (Lara-Lara et al. 1980, Álvarez-Borrego and Álvarez-Borrego 1982), explains why the SST and pCO_{2w} spectral analyses showed components of variation with periods of ~15 d (Fig. 5b, f). However, SST had a very broad spectral band, probably because upwelling intensification and relaxation events are not always equal in magnitude. Álvarez-Borrego and Álvarez-Borrego (1982), using SST data, reported the occurrence of 10 intense upwelling intensification–relaxation events during 1979 at a site located 200 km south of our sampling point, with the most intense events occurring in July, when minimum surface temperatures were <11.0 °C. Timing of the relative intensity of upwelling events therefore depends on the physiography and ocean dynamics of each particular coastal location.

Under warm conditions, the effect of upwelling is relatively weak, surface nutrients and dissolved inorganic carbon reach relatively low values, and phytoplankton abundance is low (Torres-Moye and Álvarez-Borrego 1987, Borges et al. 2005, Müller-Karger et al. 2005), and this explains our relatively small pCO_{2w} and FCO₂ ranges during El Niño. The 2009–2010 El Niño event was of the central Pacific type (or El Niño Modoki) (Ashok et al. 2007, Lee and McPhaden 2010). Mirabal-Gómez et al. (in press) reported that phytoplankton biomass off San Diego, California, was lower during El Niño 2009–2010 than in 2011. According to Fiechter et al. (2014), pCO_{2w} values are lower during El Niño Modoki than during “normal” conditions.

During El Niño Modoki and the Blob events, SST was high and CO₂ solubility was low. In the case of El Niño, this was due to the presence of warmer, high-salinity water from the equatorial Pacific (Schneider et al. 2005). The Blob was a phenomenon with local heating of surface waters in the northeastern Pacific (Bond et al. 2015). During El Niño, upwelling and some carbon uptake took place, but SSTs were higher and photosynthesis was lower than during “normal” conditions. Our FCO₂ data for the Blob in 2014 only covered

negativo) y la fotosíntesis tienen efectos opuestos sobre la pCO_{2w}, lo que causa valores negativos relativamente pequeños de ΔpCO₂. Esto explica los valores máximos mayores de FCO₂ comparados con los valores absolutos de los negativos (Fig. 2d). En el caso de la desgasificación intensa (mayo de 2011, Fig. 2d), el FCO₂ fue de ~40 mmol C·m⁻²·d⁻¹, mientras que la producción integrada de fitoplancton fue de hasta >1 g·m⁻²·d⁻¹ (Sosa-Ávalos et al. 2010), equivalente a >80 mmol C·m⁻²·d⁻¹; esto indica que la fotosíntesis es un proceso más fuerte que la desgasificación en la reducción de la pCO_{2w}.

El FCO₂ dependió fuertemente de U₁₀, a través de la velocidad de transferencia de gas (*k*), como lo expresaron Liss y Merlivat (1986) y Takahashi et al. (2002). Reyes y Parés (1983) reportaron que los datos de viento de nuestra área de estudio muestran las energías más altas en las frecuencias diurnas y semidiurnas, lo que muestra evidencia de la brisa del mar hacia la tierra y de los procesos de convección libre. Al estimar el FCO₂, el ΔpCO₂ es a la primera potencia, y al estimar *k*, la U₁₀ es a la segunda potencia; por tanto, la velocidad del viento tiene un mayor impacto que el ΔpCO₂ en las estimaciones del FCO₂ (Wanninkhof 2014).

La secuencia de intensificación y relajamiento de las surgencias frente al norte de Baja California, con periodos de alrededor de 2 semanas (Lara-Lara et al. 1980, Álvarez-Borrego y Álvarez-Borrego 1982) explica por qué los análisis espectrales de la TSM y la pCO_{2w} mostraron componentes de variación con periodos de ~15 d (Fig. 5b, f). Sin embargo, la TSM presentó una banda espectral muy amplia que pudo haber sido causada por el hecho de que los eventos de intensificación y relajamiento de las surgencias no son siempre iguales en magnitud. Álvarez-Borrego y Álvarez-Borrego (1982) utilizaron datos de TSM para reportar la ocurrencia de 10 eventos de intensificación y relajamiento de surgencias durante 1979 en un sitio localizado a 200 km al sur de nuestro punto de muestreo, siendo el más intenso en julio cuando las temperaturas superficiales mínimas fueron <11.0 °C. Por tanto, el tiempo de la intensidad relativa de los eventos de surgencia depende de la fisiografía y la dinámica oceánica de cada ubicación costera particular.

Bajo condiciones cálidas, el efecto de las surgencias es relativamente débil, los nutrientes superficiales y el carbono inorgánico disuelto alcanzan valores relativamente bajos y la abundancia del fitoplancton es baja (Torres-Moye y Álvarez-Borrego 1987, Borges et al. 2005, Müller-Karger et al. 2005), y esto explica nuestros rangos de pCO_{2w} y FCO₂ relativamente pequeños durante El Niño. El Niño de 2009–2010 fue del tipo Pacífico central (o El Niño Modoki) (Ashok et al. 2007, Lee y McPhaden 2010). Mirabal-Gómez et al. (en prensa) reportó que la biomasa del fitoplancton fue menor durante El Niño 2009–2010 que en 2011 para el área frente a San Diego, California. Según Fiechter et al. (2014), los valores de pCO_{2w} durante El Niño Modoki son más bajos que durante condiciones “normales”.

the weak upwelling season, and local warming and reduced CO_2 solubility resulted in CO_2 outgassing. The El Niño 2015 was of the eastern Pacific type and its effect on our study area started in April of that year (www.ospo.noaa.gov). This El Niño added its effect to that of the Blob causing lower $\text{pCO}_{2\text{w}}$ maxima than in 2014 (Fig. 2b).

The largest $\text{pCO}_{2\text{w}}$ and FCO_2 variations (i.e., 131–864 μatm) in our time series occurred under La Niña conditions. During this period, $\text{pCO}_{2\text{w}}$ and FCO_2 maxima were higher, and minima were lower, than during all the other periods. Evans et al. (2011, 2015) reported fluctuating $\text{pCO}_{2\text{w}}$ values between 1,200 and <200 μatm for the Oregon coastal upwelling region under La Niña conditions. Compared to what happens under “normal” and warm conditions, during La Niña, the upwelling effect is stronger because water comes from deeper layers and is more enriched with dissolved inorganic carbon and nutrients, and this enhances CO_2 outgassing (Ishii et al. 2009, Heinze et al. 2015) and increases photosynthetic carbon uptake (Barber and Chavez 1983). Our highest $\text{pCO}_{2\text{w}}$ values under La Niña conditions were about twice the equilibrium value, whereas most of the lowest values were around half that of equilibrium. Positive ΔpCO_2 values were greater than absolute negative values, yielding larger positive than negative FCO_2 values.

Carbon uptake by photosynthesis is greater during relaxation than during intensification of upwelling events because phytoplankton uses nutrients more effectively during relaxation conditions (Barber and Ryther 1969, Lara-Lara et al. 1980, Wilkerson et al. 2006, Evans et al. 2015). Therefore, when upwelling was intense, both $\text{pCO}_{2\text{w}}$ and FCO_2 were high and carbon uptake was possibly low. When upwelling relaxed, $\text{pCO}_{2\text{w}}$ was low and FCO_2 was negative, while carbon uptake was possibly high (e.g., several events in March–June, 2011) (Figs. 3–5).

It is important to consider the location of our buoy for concluding on the role of the area as a source or sink of carbon. Strictly speaking, the results of this work are only representative of this location. Extrapolating these results to a larger area is less reliable because variations through time depend on the location of the moored buoy. Pennington et al. (2010) illustrated the variation of $\text{pCO}_{2\text{w}}$ and FCO_2 off Monterey Bay, from coastal to offshore waters; they observed that FCO_2 was negative (air to water) near the coast and further offshore, but it was strongly positive (~ 1.0 $\text{mol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{yr}^{-1}$) at ~ 20 km from the coast. The mean FCO_2 value at our sampling site (5 km from the coast) for the sampled period (2008–2014) was 0.04 ± 0.02 $\text{mol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{yr}^{-1}$, with a large positive integrated value for La Niña period and a relatively large negative value for El Niño 1. Nonetheless, our FCO_2 average value is very small and close to equilibrium compared to the FCO_2 values for the large oceanic CO_2 sinks and sources (~ 10 $\text{mol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{yr}^{-1}$; North Atlantic and Equatorial Pacific, respectively), as shown by Takahashi et

Durante los episodios de El Niño Modoki y el Blob, la TSM fue mayor y la solubilidad de CO_2 fue menor. En el caso de El Niño, esto se debió a la presencia de agua del Pacífico ecuatorial, más cálida y con mayor salinidad (Schneider et al. 2005). El Blob fue un fenómeno de calentamiento local de las aguas superficiales del Pacífico noroeste (Bond et al. 2015). Durante El Niño hubieron surgencias y algo de absorción de carbono, aunque con las TSM más altas y menor fotosíntesis que durante condiciones “normales”. Nuestros datos de FCO_2 para el Blob de 2014 sólo cubrieron la estación de surgencias débiles, y con el calentamiento local y la solubilidad reducida de CO_2 , hubo desgasificación de CO_2 . El efecto conjunto del Blob y El Niño del tipo Pacífico oriental, que inició en abril de 2015, provocó un efecto más intenso en la depresión de las surgencias y máximos menores de $\text{pCO}_{2\text{w}}$ que lo sucedido en 2014 (Fig. 2b).

Las variaciones más grandes de $\text{pCO}_{2\text{w}}$ y FCO_2 (i.e., 131–864 μatm) de nuestras series de tiempo se produjeron con las condiciones de La Niña. Durante este periodo, los valores máximos de $\text{pCO}_{2\text{w}}$ y FCO_2 fueron mayores y los mínimos fueron menores que en todos los demás periodos. Evans et al. (2011, 2015) reportaron valores de $\text{pCO}_{2\text{w}}$ de entre 1,200 y <200 μatm para la región de surgencias frente a la costa de Oregón bajo condiciones de La Niña. En comparación con lo que ocurre durante condiciones “normales” y cálidas, durante La Niña, el efecto de surgencias es más fuerte debido a que el agua proviene de capas más profundas, más enriquecidas con carbono inorgánico disuelto y nutrientes, y esto aumenta la desgasificación de CO_2 (Ishii et al. 2009, Heinze et al. 2015) y aumenta la asimilación de carbono por fotosíntesis (Barber y Chávez 1983). Los valores de $\text{pCO}_{2\text{w}}$ más altos bajo condiciones de La Niña fueron aproximadamente el doble del valor de equilibrio, mientras que la mayoría de los valores más bajos fueron de alrededor de la mitad de los de equilibrio. Los valores positivos del ΔpCO_2 fueron mayores que los valores absolutos negativos, lo que ocasionó que los valores positivos de FCO_2 fueran mayores que los valores negativos.

La asimilación de carbono por fotosíntesis es mayor durante el relajamiento de la surgencia que durante la intensificación, porque el fitoplancton usa los nutrientes de manera más efectiva durante el relajamiento (Barber y Ryther 1969, Lara-Lara et al. 1980, Wilkerson et al. 2006, Evans et al. 2015). Por tanto, cuando la surgencia fue intensa, tanto la $\text{pCO}_{2\text{w}}$ como el FCO_2 fueron altos y posiblemente la asimilación fotosintética de carbono fue baja. Durante el relajamiento de la surgencia, la $\text{pCO}_{2\text{w}}$ fue baja y el FCO_2 fue negativo, mientras que la asimilación de carbono fue posiblemente alta (e.g., varios eventos en marzo–junio de 2011) (Figs. 3–5).

Es importante considerar la ubicación de la boya para hacer una conclusión sobre el papel de la zona como fuente o sumidero de carbono. Estrictamente hablando, los resultados de este trabajo son sólo representativos de este punto. La

al. (2009). Hernández-Ayón et al. (2010) used “ships of opportunity” to study the CO₂ air-sea exchange off Baja California in the period 1993–2001 and concluded that, on average, this area is in equilibrium, which is in agreement with our results.

We estimated the pH ranges that correspond to our pCO_{2w} ranges. As Park (1969) indicated, knowing any 2 variables of the CO₂ system (pH, total alkalinity, dissolved inorganic carbon, pCO_{2w}), it is possible to calculate the whole dissolved inorganic carbon system (including HCO₃⁻, CO₃²⁻, percent saturation of calcite, etc.). Thus, we used Lee et al.'s (2006) global relationships (the expression for their oceanic region 1) to calculate total alkalinity values as a function of salinity, and with this property and pCO_{2w} we estimated the corresponding pH values. As mentioned above, the extreme pCO_{2w} values were 131 and 864 μatm and the corresponding pH values are 8.56 and 7.86 in the NBS scale; the equilibrium pH value for a pCO_{2a} of 400 μatm is 8.18. These pH values are 8.38, 7.68, and 7.99, respectively, in the seawater scale. The extreme pH values resulted from processes that occurred from below the surface (upwelling and photosynthesis) and only lasted for short periods of time (Fig. 2b). Organisms that dwell in these coastal waters have adapted during millennia to these kind of wide pH ranges. However, as anthropogenic input of CO₂ to the atmosphere continues, the pH equilibrium value around which these extreme values fluctuate will decrease, and this could have an impact on the biota.

In summary, processes such as sea breeze, upwelling events, seasonal cycles, ENSO cycles, and the Blob caused significant variations in pCO_{2w} and FCO₂ at our sampling site in the coastal region of the central California Current System, with periods ranging from semidiurnal to interannual time frames. Processes that enrich the euphotic zone, such as upwelling and La Niña events, caused the largest variability of pCO_{2w} and FCO₂. In 2010–2011, under La Niña conditions, pCO_{2w} and FCO₂ maximum values were higher, and minima were lower, than under “normal,” El Niño, and/or Blob conditions, with a pCO_{2w} range of 131 to 864 μatm and an FCO₂ range of –6.9 to 40.4 mmol C·m⁻²·d⁻¹. The FCO₂ range during the Blob was from near equilibrium to ~2.5 mmol C·m⁻²·d⁻¹. On average, the system was a very weak source of CO₂ to the atmosphere during the study period.

ACKNOWLEDGMENTS

The National Council for Science and Technology (CONACYT, Mexico) supported the development of project CB-2011-01-167361. The first author received a PhD grant from CONACYT. We thank Carmen Bazán-Guzmán and Martín De-la-Cruz-Orozco for their technical support. The constructive comments of 3 anonymous reviewers helped us to significantly improve our contribution.

extrapolación de estos resultados a un área mayor es menos confiable ya que las variaciones a través del tiempo dependen de la ubicación de la boya anclada. Pennington et al. (2010) ilustraron las variaciones de la pCO_{2w} y el FCO₂ frente a la bahía de Monterey, desde aguas costeras hasta aguas oceánicas, y observaron que el FCO₂ fue negativo (del aire al agua) cerca de la costa y en la parte más alejada de la costa, pero fue fuertemente positivo (~1.0 mol C·m⁻²·año⁻¹) a ~20 km de la costa. El FCO₂ promedio en la localidad de nuestra boya (5 km de la costa) para el periodo muestreado (2008–2014) fue 0.04 ± 0.02 mol C·m⁻²·año⁻¹, con un valor positivo integrado grande para el periodo de La Niña y un valor negativo relativamente grande para El Niño 1. Sin embargo, nuestro valor de FCO₂ promedio es muy pequeño y cercano al equilibrio comparado con los valores de FCO₂ para los grandes sumideros y fuentes de CO₂ oceánicos (hasta ~10 mol C·m⁻²·año⁻¹) (Atlántico norte y Pacífico ecuatorial, respectivamente), como lo mostraron Takahashi et al. (2009). Hernández-Ayón et al. (2010) utilizaron “cruceros de oportunidad” para estudiar el intercambio de CO₂ entre el océano y la atmósfera frente a Baja California en el periodo 1993–2001 y concluyeron que, según el promedio total, esta área está en equilibrio, lo que concuerda con nuestros resultados.

Se estimaron los rangos de pH que se corresponden con nuestros rangos de pCO_{2w}. Como indicó Park (1969), conociendo 2 variables del sistema de CO₂ (pH, alcalinidad total, carbono inorgánico disuelto, pCO_{2w}), es posible calcular el sistema completo (incluyendo HCO₃⁻, CO₃²⁻, porcentaje de saturación de calcita, etc.). Por lo tanto, se usaron las relaciones globales de Lee et al. (2006) (la expresión para su región oceánica 1) para calcular los valores de alcalinidad total en función de la salinidad, y con esta propiedad y pCO_{2w} se estimaron los valores de pH correspondientes. Como se mencionó anteriormente, los valores extremos de pCO_{2w} fueron 131 y 864 μatm, y los valores de pH correspondientes a éstos fueron 8.56 y 7.86 en la escala NBS; el valor del pH de equilibrio para una pCO_{2a} de 400 μatm fue 8.18. Estos valores de pH son 8.38, 7.68 y 7.99, respectivamente, en la escala de agua de mar. Los valores extremos de pH resultaron de procesos que ocurrieron por debajo de la superficie (surgencia y fotosíntesis) y sólo duraron tiempos cortos (Fig. 2b). Los organismos que habitan en estas aguas costeras se han adaptado durante milenios a este rango amplio de pH. Sin embargo, a medida que continúa entrando el CO₂ antropogénico en la atmósfera, el valor de equilibrio del pH en torno al cual fluctúan estos valores extremos va a disminuir, y esto podría tener un impacto en la biota.

En resumen, procesos tales como brisas marinas, eventos de surgencias, ciclos estacionales, ciclos ENOS y el Blob, causaron variaciones significativas en la pCO_{2w} y el FCO₂ en nuestro sitio de muestreo en la región costera central del Sistema de la Corriente de California, con periodos desde semidiurno hasta interanual. Los procesos que enriquecen la

REFERENCES

- Álvarez-Borrego J, Álvarez-Borrego S. 1982. Temporal and spatial variability of temperature in two coastal lagoons. *CalCOFI Rep.* 23: 188–197.
- Álvarez-Borrego S. 2004. Nutrient and phytoplankton dynamics in a coastal lagoon strongly affected by coastal upwelling = Dinámica de nutrientes y fitoplancton en una laguna costera fuertemente afectada por surgencias costeras. *Cienc. Mar.* 30(1A): 1–19.
- Ashok K, Behera SK, Rao SA, Weng H, Yamagata T. 2007. El Niño Modoki and its possible teleconnection. *J. Geophys. Res.* 112: C11007.
<http://www.dx.doi.org/10.1029/2006JC003798>
- Bááth R. 2014. Bayesian First Aid: A Package that Implements Bayesian Alternatives to the Classical*.test Functions in R. In the proceedings of UseR! The International R User Conference. June 30 - July 3. Los Angeles.
- Bates NR, Astor YM, Church MJ, Currie K, Dore JE, González-Dávila M, Lorenzoni L, Müller-Karge F, Olafsson J, Santana-Casiano J. 2014. A time series view of changing ocean chemistry due to ocean uptake of anthropogenic CO₂ and ocean acidification. *Oceanog.* 27(1): 126–141.
<http://dx.doi.org/10.5670/oceanog.2014.16>
- Barber RT, Chavez F. 1983. Biological consequences of El Niño. *Science* 222: 1203–1210.
- Barber RT, Ryther JH. 1969. Organic chelators: factors affect primary production in the Cromwell Current upwelling. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.* 3: 191–199.
- Bond NA, Cronin MF, Freeland H, Mantua N. 2015. Causes and impacts of the 2014 warm anomaly in the NE Pacific. *Geophys. Res. Lett.* 42(9): 3414–3420.
<http://dx.doi.org/10.1002/2015GL063306>
- Borges AV, Delille B, Frankignoulle M. 2005. Budgeting sinks and sources of CO₂ in the coastal ocean: Diversity of ecosystems counts. *Geophys. Res. Lett.* 32(14): L14601.
<http://dx.doi.org/10.1029/2005GL023053>
- Chavez FP, Takahashi T, Cai WJ, Friederich G, Hales B, Wanninkhof R, Feely RA. 2007. Coastal Oceans. In: King AW, Dilling L, Zimmerman GP, Fairman DM, Houghton RA, Marland G, Rose AZ, Wilbanks TJ (eds.), *The First State of the Carbon Cycle Report (SOCCR): The North American Carbon Budget and Implications for the Global Carbon Cycle. A Report by the US Climate Change Science Program and the Subcommittee on Global Change Research.* National Oceanic and Atmospheric Administration, National Climatic Data Center, Asheville, NC, pp. 149–156.
- DeGrandpe M, Hammar T, Wirick C. 1998. Short-term pCO₂ and O₂ dynamics in California coastal waters. *Deep-Sea Res. II* 45: 1557–1575.
- De La Cruz-Orozco ME, Valdez-Holguín JE, Gaxiola-Castro G, Mariano-Matías M, Espinosa-Carreón TL. 2010. Flujos de CO₂ océano-atmósfera. In: Gaxiola-Castro G, Durazo R (eds.), *Dinámica del ecosistema pelágico frente a Baja California 1997–2007, Diez años de Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California.* Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales, Mexico, pp. 165–179.
- Di Lorenzo E, Mantua N. 2016. Multi-year persistence of the 2014/15 North Pacific marine heatwave. *Nat. Clim. Change* 6: 1042–1047.
<http://dx.doi.org/10.1038/nclimate3082>
- Evans W, Hales B, Strutton PG. 2011. Seasonal cycle of surface ocean pCO₂ on the Oregon Shelf. *J. Geophys. Res.* 116(C5): C05012.
<http://dx.doi.org/10.1029/2010JC006625>
- zona eufótica, como fenómenos de surgencias y de La Niña, causaron la variabilidad mayor de la pCO_{2w} y del FCO₂. En 2010-2011, bajo condiciones de La Niña, los valores máximos de pCO_{2w} y FCO₂ fueron mayores y los mínimos fueron menores que bajo condiciones “normales”, El Niño y/o el Blob, con un rango de pCO_{2w} de 131 a 864 μatm y de FCO₂ de –6.9 a 40.4 mmol C·m⁻²·d⁻¹. El intervalo de FCO₂ durante el Blob fue desde cerca del equilibrio hasta ~2.5 mmol C·m⁻²·d⁻¹. En promedio, el sistema fue una fuente muy débil de CO₂ a la atmósfera durante el periodo de estudio.

AGRADECIMIENTOS

El Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT, México) apoyó el desarrollo del proyecto CB-2011-01-167361. El CONACYT apoyó a la primera autora con una beca de doctorado. Los comentarios constructivos de 3 revisores anónimos nos ayudaron a mejorar significativamente nuestra contribución.

- Evans W, Hales B, Strutton PG, Shearman RK, Barth JA. 2015. Failure to bloom: Intense upwelling results in negligible phytoplankton response and prolonged CO₂ outgassing over the Oregon shelf. *J. Geophys. Res.* 120(3): 1446–1461.
<http://dx.doi.org/10.1002/2014JC010580>
- Fargion GS. 1989. Physical and biological patterns during El Niño and non-El Niño episodes in the California Current. Dissertation, University of California San Diego, San Diego, California. 145 pp.
- Fiechter J, Curchitser E, Edwards C, Chai F, Goebel N, Chavez F. 2014. Air-sea CO₂ fluxes in the California Current: Impacts of model resolution and coastal topography. *Global Biogeochem. Cycles* 28(4): 371–385.
<http://dx.doi.org/10.1002/2013GB004683>
- Friederich GE, Brewer PG, Herliem R, Chavez F. 1995. Measurement of sea surface partial pressure of CO₂ from a moored buoy. *Deep-Sea Res.* 42: 1175–1186.
- Friederich GE, Walz P, Burczynski M, Chavez F. 2002. Inorganic carbon in the central California upwelling system during the 1997–1999 El Niño-La Niña event. *Progr. Oceanogr.* 54: 185–203.
- Hales B, Strutton PG, Saraceno M, Letelier R, Takahashi T, Feely R, Sabine C, Chavez F. 2012. Satellite-based prediction of pCO₂ in coastal waters of the eastern North Pacific. *Prog. Oceanogr.* 103: 1–15.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.pcean.2012.03.001>
- Heinze C, Meyer S, Goris N, Anderson L, Steinfeldt R, Chang N, Le Quéré C, Bakker DCE. 2015. The ocean carbon sink – impacts, vulnerabilities and challenges. *Earth Syst. Dynam.* 6: 327–358.
- Hernández-Ayón JM, Gaxiola-Castro G, Chavez F, Takahashi T, Feely D, Sabine CL, Hales B, Lara-Lara JR. 2010. Variabilidad espacial y temporal del flujo de CO₂ océano-atmósfera. In: Gaxiola-Castro G, Durazo R (eds.), *Dinámica del ecosistema pelágico frente a Baja California 1997–2007.* Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales, Mexico, pp. 197–208.

- Hickey BM. 1998. Coastal oceanography of western North America from the tip of Baja California to Vancouver Island. In: Robinson A, Brink K. (eds.), *The Sea*. John Wiley, Hoboken, NJ, pp. 345–394.
- Hofmann GE, Smith JE, Johnson KS, Send U, Levin LA, Micheli F, Paytan A, Price NN, Peterson B, Takeshita Y, et al. 2011. High-Frequency Dynamics of Ocean pH: A Multi-Ecosystem Comparison. *PLoS ONE* 6: e28983. <http://dx.doi.org/10.1371/journal.pone.0028983>
- Huyer A. 1983. Coastal Upwelling in the California Current System. *Progr. Oceanogr.* 12: 259–284.
- Ishii M, Inoue HY, Midorikawa T, Saito S, Tokieda T, Sasano D, Nakadate A, Nemoto K, Metzl N, Wong CS, Feely RA. 2009. Spatial variability and decadal trend of the oceanic CO₂ in the western equatorial Pacific warm/fresh water. *Deep-Sea Res.* 56(8–10): 591–606. <http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr2.2009.01.002>
- Kahru, M, Mitchell BG. 2000. Influence of the 1997–98 El Niño on the surface chlorophyll in the California Current. *Geophys. Res. Lett.* 27: 2937–2940.
- Kahru M, Mitchell BG. 2002. Influence of the El Niño–La Niña cycle on satellite-derived primary production in the California Current. *Geophys. Res. Lett.* 29: 27.
- Klein P, Lapeyre G. 2009. The oceanic vertical pump induced by mesoscale and submesoscale turbulence. *Annu. Rev. Mar. Sci.* 1(1): 351–375. <http://dx.doi.org/10.1146/annurev.marine.010908.163704>
- Kruschke J. 2013. Bayesian estimation supersedes the *t* test. *Experim. Psych. General* 2: 573–603.
- Lara-Lara JR, Álvarez-Borrego S, Small LF. 1980. Variability and tidal exchange of ecological properties in a coastal lagoon. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 11: 613–637.
- Laruelle G, Lauerwald R, Pfeil B, Reigner, P. 2014. Regionalized global budget of the CO₂ exchange at the air–water interface in continental shelf seas. *Global Biogeochem. Cycles* 28(11): 1199–1214. <http://dx.doi.org/10.1002/2014GB004832>
- Lee K, Tong LT, Millero FJ, Sabine CL, Dickson AG, Goyet C, Park GH, Wanninkhof R, Feely RA, Key RM. 2006. Global relationships of total alkalinity with salinity and temperature in surface waters of the world's oceans. *Geophys. Res. Lett.* 33(19): L19605. <http://dx.doi.org/10.1029/2006GL027207>
- Lee T, McPhaden MJ. 2010. Increasing intensity of El Niño in the central-equatorial Pacific. *Geophys. Res. Lett.* 37: L14603.
- Liss P, Merlivat L. 1986. Air–Sea exchange rates: Introduction and synthesis. In: Buart Menard P (ed.), *The role of Air–Sea Exchange in Geochemical Cycling*. Reidel Publishing Company, Boston, pp. 113–127.
- Lynn R, Simpson J. 1987. The California Current System: The seasonal variability of its physical characteristics. *J. Geophys. Res.* 92: 947–966.
- Lynn RJ, Collins C, Mantyla AW, Schwing FB, Baumgartner T, Hayward TL, Murphree T, Sakuma KM, Garcia J, Hyrenbach KD, et al. 1998. The state of the California current, 1997–1998: Transition to El Niño conditions. *CalCOFI Rep.* 39: 25–49.
- Mariano-Matias M, Gaxiola-Castro G, De La Cruz Orozco ME, Chavez FP. 2016. Seasonal air–sea CO₂ fluxes in the southern California Current off the Baja California Peninsula (Mexico) = Flujos estacionales de CO₂ entre el mar y la atmósfera en la región sur de la corriente de California frente a la península de Baja California (México). *Cienc. Mar.* 42(3): 157–177. <http://dx.doi.org/10.7773/cm.v42i3.2651>
- Mirabal-Gómez U, Álvarez-Borrego S, Lara-Lara JR. (In press). Satellite-derived phytoplankton biomass and production variability in 2 contrasting areas: off southern California and northern Baja California. *Cienc. Mar.*
- Müller-Karger FE, Varela R, Thunell R, Luerssen R, Hu C, Walsh JJ. 2005. The importance of continental margins in the global carbon cycle. *Geophys. Res. Lett.* 32(1): L01602. <http://www.dx.doi.org/10.1029/2004GL021346>
- Mantua NJ, Hare SR, Zhang Y, Wallace JM, Francis RC. 1997. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 78: 1069–1079.
- Muñoz-Anderson MA, Lara-Lara JR, Álvarez-Borrego S, Bazán-Guzmán C, De la Cruz-Orozco M. 2015. Water–air carbon fluxes in the coastal upwelling zone off northern Baja California = Flujos de carbono agua–aire en la zona de surgencias costeras frente al norte de Baja California. *Cienc. Mar.* 41(2): 157–168. <http://dx.doi.org/10.7773/cm.v41i2.2484>
- Park PK. 1969. Oceanic CO₂ system: an evaluation of ten methods of investigation. *Limnol. Oceanogr.* 14: 179–186.
- Peláez J, McGowan JA. 1986. Phytoplankton pigment patterns in the California Current as determined by satellite. *Limnol. Oceanogr.* 31: 927–950.
- Pennington J, Castro C, Collins C, Evans W, Friederich G, Michisaki R, Chavez F. 2010. The Northern and central California Coastal Upwelling System. In: Liu K, Atkinson, L, Quiñones R, Talaue McMaus L (eds.), *Carbon and Nutrient Fluxes in Continental Margins Global Change*. Springer, Berlin, pp. 29–44.
- Putt M, Prezelin BB. 1985. Observations of diel patterns of photosynthesis in cyanobacteria and nannoplankton in the Santa Barbara Channel during “El Niño.” *J. Plankton Res.* 7: 779–790.
- Reid JL. 1962. On the circulation, phosphate-phosphorus content and zooplankton volumes in the upper part of the Pacific Ocean. *Limnol. Oceanogr.* 7: 287–306.
- Reid JL. 1988. *Physical Oceanography*. CalCOFI Rep. 29: 42–65.
- Reyes S. Parés, A. 1983. Análisis de componentes principales de los vientos superficiales sobre la Bahía de Todos los Santos. *Goef. Int.* 22: 179–203.
- Santamaría-del-Ángel E, Millán-Núñez R, González-Silvera AG, Müller-Karger FE. 2002. The color signature of the Ensenada Front and its seasonal and interannual variability. *CalCOFI Reports* 43: 155–161.
- Schneider N, Di Lorenzo E, Niiler, P. 2005. Salinity variations in the Southern California Current. *American Meteor. Soc.* 35: 1421–1436.
- Simpson JJ, Zirino A. 1980. Biological control of pH in the Peruvian coastal upwelling area. *Deep-Sea Res.* 27: 733–743.
- Sosa Ávalos R, Gaxiola-Castro G, Mitchell BG, Cepeda-Morales J. 2010. Parámetros fotosintéticos y producción primaria estimada a partir de sensores remotos durante 1999. In: Gaxiola Castro G and Durazo R (eds.), *Dinámica del ecosistema pelágico frente a Baja California 1997–2007*. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales, Mexico, pp. 319–332.
- Sutton AJ, Sabine CL, Maenner-Jones S, Lawrence-Slavas N, Meinig C, Feely R, Mathis J, Musielewicz S, Bott R, McLain P, et al. 2014. A high frequency atmospheric and seawater pCO₂ data set from 14 open-ocean sites using a moored autonomous system. *Earth Sys. Sci. Data* 6: 353–366.
- Takahashi T, Sutherland SC, Sweeney C, Poisson A, Metzl N, Tilbrook B, Bates NR, Wanninkhof R, Feely RA, Sabine CL, et al. 2002. Global sea–air CO₂ flux based on climatological surface ocean pCO₂, and seasonal biological and temperature effects. *Deep-Sea Res.* 9: 1601–1622.

- Takahashi T, Sutherland SC, Wanninkhof R, Sweeney C, Feely RA, Chipman DW, Hales B, Friederich G, Chavez F, Sabine C, et al. 2009. Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO₂, and net sea-air CO₂ flux over the global oceans. *Deep-Sea Res.* 56(8–10): 554–577.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr2.2008.12.009>
- Thomas AC, Strub PT. 1990. Seasonal and interannual variability of pigment concentrations across a California Current frontal zone. *J. Geophys. Res.* 95: 13,023–13,042.
- Torres-Moye G, Álvarez-Borrego S. 1987. Effects of the 1984 El Niño on the summer phytoplankton of a Baja California upwelling zone. *J. Geophys. Res.* 92: 14383–14386.
- Turi G, Lachkar Z, Gruber N. 2014. Spatiotemporal variability and drivers of pCO₂ and air–sea CO₂ fluxes in the California Current System: an eddy-resolving modeling study. *Biogeosci.* 11: 671–690.
- Wanninkhof R. 2014. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean revisited. *Limnol. Oceanogr.* 12: 351–362.
- Wilkerson FP, Lassiter AM, Dugdale RC, Marchi A, Hogue VE. 2006. The phytoplankton bloom response to wind events and upwelled nutrients during the CoOP WEST study. *Deep-Sea Res.* 53: 3023–3048.
- Wooster WS. 1960. El Niño. In: Symposium on the Changing Pacific Ocean in 1957 and 1958, II, section I, The physical evidence. *CalCOFI Rep.* 7: 43–46.
- Zaba KD, Rudnick DL. 2016. The 2014–2015 warming anomaly in the Southern California Current System observed by underwater gliders. *Geophys. Res. Lett.* 43: 1241–1248.
<http://dx.doi.org/10.1002/2015GL067550>

Received December 2016,

Accepted June 2017.