



Factors determining the ocean–atmosphere CO₂ flux variability in 5 coastal zones of the Gulf of California

Factores que determinan la variabilidad del flujo de CO₂ oceáno-atmósfera en 5 zonas costeras del golfo de California

[Pedro Morales-Urbina](#)¹, [T Leticia Espinosa-Carreón](#)^{1*}, [Saúl Álvarez-Borrogo](#)²,
[José Martín Hernández-Ayón](#)³, [Luz de Lourdes Aurora Coronado-Álvarez](#)³,
[Lorena Flores-Trejo](#)^{1,3}, [Cecilia Chapa-Balcorta](#)⁴

¹ Instituto Politécnico Nacional-Centro Interdisciplinario de Investigación para el Desarrollo Integral Regional, Unidad Sinaloa, 81101 Guasave, Sinaloa, Mexico.

² Independent researcher. Ensenada, Baja California, Mexico.

³ Instituto de Investigaciones Oceanológicas, Universidad Autónoma de Baja California, 22860 Ensenada, Baja California, Mexico.

⁴ Universidad del Mar, Puerto Ángel, Oaxaca, Mexico.

* Corresponding author. E-mail: leticiaesp@gmail.com.

ABSTRACT. The Gulf of California (GC) features many oceanographic processes. It communicates with the Pacific Ocean via a surface water outflow (0–200 m) with relatively low dissolved inorganic carbon (DIC) values and a water inflow (200–600 m) with high DIC values. Data on the marine carbon system in the GC are scarce and most have been taken from the Midriff Islands region, in the central part of the gulf. We explored possible forcing agents that control the ocean–atmosphere CO₂ flux (fCO₂) variability in 5 coastal zones of the GC. We carried out 6 oceanographic cruises in 5 regions: off northern Sinaloa in September 2016 (NAV2016) and in March 2017 (NAV2017), in the Guaymas Basin (central gulf) in September 2016 (GUA2016), in Concepción Bay (Baja California Sur) in July 2017 (BC2017), in Mulegé (Baja California Sur) in July 2017 (MUL2017), and off Mazatlán (southern gulf) in July 2017 (MAZ2017). We measured temperature, salinity, DIC, and total alkalinity and calculated the surface water partial pressure of CO₂ and fCO₂. We also used sea surface height anomaly with geostrophic flow, sea surface temperature, and chlorophyll concentration data from satellite imagery to generate composites for the sampling days. The lowest temperature, highest DIC, and negative fCO₂ were registered in NAV2017. NAV2016, GUA2016, and BC2017 showed the highest temperatures; and MUL2017 and MAZ2017, intermediate temperatures. The most contrasting fCO₂ values occurred in GUA2017 (0.56 ± 0.46 mmol C·m⁻²·d⁻¹) and MAZ2017 (-2.26 ± 1.85 mmol C·m⁻²·d⁻¹). In general, fCO₂ is determined by the oceanographic conditions of each study area.

Key words: CO₂ fluxes, upwelling, forcing agents, coastal regions, Gulf of California.

RESUMEN. El golfo de California (GC) presenta diversos procesos oceanográficos. Tiene comunicación con el océano Pacífico mediante un flujo de salida de agua superficial (0–200 m) con valores relativamente bajos de carbono inorgánico disuelto (CID) y un flujo de entrada de agua (200–600 m) con valores altos de CID. Los datos sobre el sistema de carbono marino en el GC son escasos, y la mayoría proviene de la región de las islas grandes, en el centro del golfo. Se exploraron los posibles agentes forzantes que controlan la variabilidad del flujo de CO₂ oceáno-atmósfera (fCO₂) en 5 zonas costeras del GC. Se realizaron 6 cruceros oceanográficos en 5 regiones: frente al norte de Sinaloa en septiembre de 2016 (NAV2016) y marzo de 2017 (NAV2017), en la cuenca de Guaymas (centro del golfo) en septiembre de 2016 (GUA2016), en bahía Concepción (Baja California Sur) en julio de 2017 (BC2017), en Mulegé (Baja California Sur) en julio de 2017 (MUL2017) y frente a Mazatlán (golfo sur) en julio de 2017 (MAZ2017). Se midió la temperatura y la salinidad, se estimó el CID y la alcalinidad total y se calculó la presión parcial de CO₂ superficial y el fCO₂. Se utilizaron imágenes de satélite para generar compuestos de la anomalía del nivel del mar con flujo geostrófico, la temperatura superficial del mar y la concentración de clorofila en los días de muestreo. La temperatura más baja, el CID más alto y el fCO₂ negativo se registraron en NAV2017. NAV2016, GUA2016 y BC2017 registraron las temperaturas más altas, y MUL2017 y MAZ2017, temperaturas intermedias. Los mayores contrastes de fCO₂ ocurrieron en GUA2017 (0.56 ± 0.46 mmol C·m⁻²·d⁻¹) y MAZ2017 (-2.26 ± 1.85 mmol C·m⁻²·d⁻¹). En general, el fCO₂ está determinado por las condiciones oceanográficas de cada zona de estudio.

Palabras clave: flujos de CO₂, surgencia, agentes forzantes, regiones costeras, golfo de California.



INTRODUCTION

Recent studies have focused on the role coastal zones play in the CO₂ flux ocean–atmosphere (fCO₂), given how scarce information is for these zones (Laruelle et al. 2014, Jiménez-López et al. 2019). Coastal zones play a considerable role in the global carbon cycle due to high primary production and coastal processes such as upwelling (Gattuso et al. 1998). The fCO₂ depends on complex interactions between heating/cooling of the water column, photosynthesis, respiration, wind mixing, internal waves, tidal processes, advection, and thermocline vertical shifts (Takahashi et al. 2002, Wanninkhof 2014, Coronado-Álvarez et al. 2017). In general, these interactions have been classified into thermal and non-thermal effects (these represent biological activity and include changes in alkalinity, advection, and sea–air exchange) (Takahashi et al. 2002).

The Gulf of California (GC) has a net vertical exchange of water with the adjacent Pacific Ocean, with an outflow of surface water toward the Pacific (0–200 m) and an inflow of subsurface water (200–600 m) (Marione 2003). The surface waters that outflow from the GC to the Pacific are relatively poor in dissolved inorganic carbon (DIC), and the water that enters at depth has higher DIC concentrations (Rodríguez-Ibáñez et al. 2013). Within the eastern Pacific area with very low dissolved oxygen values, the GC is located in the minimum dissolved oxygen zone (Levin 2002, Paulmier and Ruiz-Pino 2009). The extremely low dissolved oxygen values cause denitrifying bacteria respiration, which results in a nitrate deficit with respect to the Redfield ratios for NO₃–PO₄ (Thomas 1966) and NO₃–DIC (Rodríguez-Ibáñez et al. 2013). Due to this, and to the dissolution of calcium carbonate exoskeletons at depth (Peterson 1966), GC upwelling waters have an excess of DIC relative to nitrate concentrations; furthermore, when photosynthesis proceeds and nitrate is consumed, excess DIC could cause CO₂ to leak into the atmosphere.

Data on the partial pressure of CO₂ in surface waters (pCO_{2w}) of the GC are scarce and most come from the region of the Midriff Islands (Tiburón and Ángel de la Guarda) (Hernández-Ayón et al. 2013). The GC has intense upwelling events on the eastern coast in winter (December to May) (Álvarez-Borrego 2010) and very weak upwelling events on the western coast in summer (July to October) (Santamaría-del-Ángel et al. 1999). Heating of upwelling water (with high values of pCO_{2w}) decreases the solubility of gases and contributes to producing CO₂ release into the atmosphere (Coronado-Álvarez et al. 2017). This implies that upwelling areas in the GC are sources of CO₂ to the atmosphere, at least for long-term averages, for example, the average of 1 year. However, fCO₂ can revert to negative values in upwelling relaxation events due to the effect of primary production. This study presents the variability of fCO₂ in 5 coastal zones of the GC and analyzes the influence of

INTRODUCCIÓN

Estudios recientes se han centrado en el papel que juegan las zonas costeras en el flujo de CO₂ océano–atmósfera (fCO₂), puesto que la información para estas zonas es escasa (Laruelle et al. 2014, Jiménez-López et al. 2019). Las zonas costeras juegan un rol considerable en el ciclo de carbono global debido a la producción primaria alta y los procesos costeros como las surgencias (Gattuso et al. 1998). El fCO₂ depende de interacciones complejas entre el calentamiento/enfriamiento de la columna de agua, la fotosíntesis, la respiración, la mezcla por viento, las ondas internas, los procesos asociados con mareas, la advección y el desplazamiento vertical de la termoclina (Takahashi et al. 2002, Wanninkhof 2014, Coronado-Álvarez et al. 2017). De manera general, dichas interacciones se han clasificado en efectos termales y no termales (representan la actividad biológica e incluyen cambios en la alcalinidad, la advección y el intercambio mar–aire) (Takahashi et al. 2002).

El golfo de California (GC) presenta un componente vertical de intercambio neto de agua con el océano Pacífico adyacente, con salida superficial de agua hacia el Pacífico (0–200 m) y entrada subsuperficial de agua (200–600 m) (Marione 2003). El agua superficial que sale del GC al Pacífico es relativamente pobre en carbono inorgánico disuelto (CID), y la que entra a profundidad tiene concentraciones altas de CID (Rodríguez-Ibáñez et al. 2013). El GC se encuentra en la zona del Pacífico oriental con valores muy bajos de oxígeno disuelto, en la zona del mínimo de oxígeno disuelto (Levin 2002, Paulmier y Ruiz-Pino 2009). Estos valores extremadamente bajos de oxígeno disuelto causan que se presente la respiración de bacterias denitrificantes, con el resultado de un déficit de nitratos con respecto a las razones de Redfield para NO₃–PO₄ (Thomas 1966) y para NO₃–CID (Rodríguez-Ibáñez et al. 2013). Debido a esto, y a la disolución de exoesqueletos de carbonato de calcio a profundidad (Peterson 1966), las aguas de surgencias del GC tienen un exceso de CID con relación a las concentraciones de nitrato, y cuando la fotosíntesis procede y el nitrato se consume, el exceso de CID podría causar fuga de CO₂ a la atmósfera.

Se cuenta con datos escasos de la presión parcial del CO₂ en las aguas superficiales (pCO_{2w}) del GC, la mayoría de los cuales provienen de la región de las islas grandes (Tiburón y Ángel de la Guarda) (Hernández-Ayón et al. 2013). El GC presenta surgencias intensas en la costa oriental en invierno (diciembre a mayo) (Álvarez-Borrego 2010) y surgencias muy débiles en la costa occidental en verano (julio a octubre) (Santamaría-del-Ángel et al. 1999). El calentamiento del agua de surgencia (con valores altos de pCO_{2w}) disminuye la solubilidad de los gases y contribuye a producir fuga de CO₂ hacia la atmósfera (Coronado-Álvarez et al. 2017). Esto implica que las áreas de surgencias del GC son fuentes de CO₂ hacia la atmósfera, por lo menos en un promedio a largo plazo, por ejemplo, para un año. Sin embargo, el fCO₂ se puede revertir hacia valores negativos en el relajamiento de las surgencias por el efecto de la producción primaria. En

controlling processes on $f\text{CO}_2$ and the emission and absorption capacity of CO_2 in these zones.

MATERIALS AND METHODS

Oceanographic campaigns

Oceanographic campaigns were carried out off the Mexican coast between September 2016 and July 2017. In September 2016, 2 samplings were done aboard the R/V *Altair*, which belongs to the Secretaría de Marina Armada de México (SEMAR); the first was done in the marine-coastal zone of Navachiste (off the north of Sinaloa) (NAV2016) and the second in the coastal zone off Guaymas (Sonora) (GUA2016). In March 2017, samplings were carried out in the marine-coastal zone of Navachiste (NAV2017) on board a boat with an outboard motor. In June 2017, 3 areas were sampled aboard the R/V *Río Tecolutla* of the SEMAR: off Mulegé (MUL2017), in Concepción Bay (BC2017), and off Mazatlán (MAZ2017) (Fig. 1).

Temperature and salinity were measured using a Sea-Bird 19 Plus CTD, equipped with a 5-L Niskin bottle rosette. Discrete samples of surface water were collected to analyze pH, DIC, and total alkalinity (TA) in 350-mL sodium borosilicate bottles with 100 μL of a saturated solution of mercuric chloride used as a preservative to stop biological activity. Samples were taken at 8 stations at NAV2016, 5 at GUA2016, 9 at

este trabajo se presenta la variabilidad del $f\text{CO}_2$ en 5 zonas costeras del GC, así como un análisis de la influencia de los procesos que controlan el $f\text{CO}_2$ y la capacidad de emisión y absorción de CO_2 en esas zonas.

MATERIALES Y MÉTODOS

Campañas oceanográficas

Se llevaron a cabo campañas oceanográficas en costas mexicanas entre septiembre de 2016 y julio de 2017. En septiembre de 2016 se realizaron 2 muestreos a bordo del B/O *Altair*, perteneciente a la Secretaría de Marina Armada de México (SEMAR); el primero se realizó en la zona marino-costera de Navachiste (frente al norte de Sinaloa) (NAV2016) y el segundo en la zona costera frente a Guaymas (Sonora) (GUA2016). En marzo de 2017 se realizaron muestreos en la zona marino-costera de Navachiste (NAV2017) a bordo de una embarcación con motor fuera de borda. En junio de 2017 se muestrearon 3 zonas a bordo del B/O *Río Tecolutla* de la SEMAR: frente a Mulegé (MUL2017), en la bahía Concepción (BC2017), y frente a Mazatlán (MAZ2017) (Fig. 1).

La temperatura y la salinidad se midieron mediante un CTD Sea-Bird 19 Plus, equipado con una roseta con botellas Niskin de 5 L. En 8 estaciones en NAV2016, 5 en GUA2016, 9 en NAV2017, 4 en BC2017, 9 en MUL2017 y 7 en MAZ2017

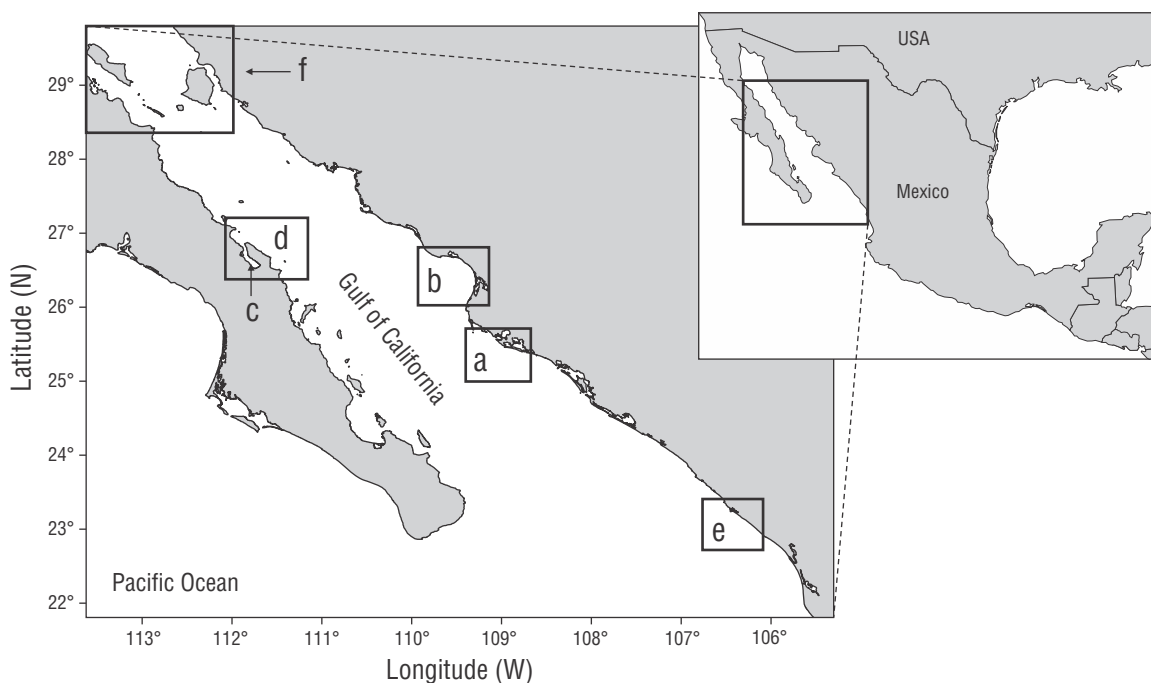


Figure 1. Study area in the Gulf of California. Sampled subregions are shown in black squares: Navachiste (a), Guaymas (b), Concepción Bay (c), Mulegé (d), Mazatlán (e), Midriff Islands (f).

Figura 1. Área de estudio en el golfo de California. Las subregiones muestreadas se muestran en cuadrados negros: Navachiste (a), Guaymas (b), bahía Concepción (c), Mulegé (d), Mazatlán (e), región de las grandes islas (f).

NAV2017, 4 at BC2017, 9 at MUL2017, and 7 at MAZ2017. The bottles were sealed with Apiezon grease to prevent evaporation and contact with the atmosphere.

Laboratory analysis

We used an Apollo SciTech AS-C3 instrument to analyze the DIC. We used 6% phosphoric acid to convert all the DIC to CO_2 , and we quantified this with a Li-COR 7000 high-precision infrared analyzer (Dickson and Goyet 1994). TA was analyzed with an Apollo SciTech AS-ALK2 titration system and 0.1 M hydrochloric acid solution (the 3 methods are detailed in Hernández-Ayón 1995). We verified the precision and accuracy of the methods and took care not to exceed $5 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ (0.25% error) in the difference of DIC and TA with respect to reference values. The reference standards were developed at the Instituto de Investigaciones Oceanológicas of the Universidad Autónoma de Baja California (Mexico).

The calculation of $\text{pCO}_{2\text{w}}$ was performed with the CO2SYS program (Lewis and Wallace 1998) using surface data of DIC, TA, temperature, salinity, and the dissociation constants of Lueker et al. (2000). We estimated $f\text{CO}_2$ using the Liss and Merlivat (1986) equation: $F = K_w K_0 (\Delta\text{pCO}_2)$, where K_w is the CO_2 transfer coefficient as a function of wind speed at 10 m above sea level and K_0 is the solubility coefficient of CO_2 as a function of temperature and salinity. The gas transfer coefficient of Ho et al. (2006) and the CO_2 solubility coefficient of Weiss (1974) were used. The partial pressure of CO_2 in the atmosphere ($\text{pCO}_{2\text{a}}$) was obtained from the internet portal of the Earth System Research Laboratories (ESRL) of the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA, USA) for each sampling day, and the values corresponded to the Mauna Loa station, Hawaii (NOAA 2017). Due to failures in the ship's anemometer, the wind data for the different areas were obtained from the MeteoEarth electronic portal (<http://www.meteoearth.com>), from the model of the European Center for Medium-Range Weather Forecasts; this model was used because the spectral space is larger than the physical parameterizations in a reduced grid (ECMWF 2017).

To better understand the variation of the sea surface temperature (SST) and chlorophyll concentration (Chl_{sat}) in the GC during the different cruises, 5-day satellite averages of the Aqua-Modis sensor were used for the approximate dates of each campaign. For SST, daytime data were used with radiance of 11 μm wavelength and pixel size of $1.1 \times 1.1 \text{ km}^2$. For Chl_{sat} images with processing level 3 and the same pixel size as those of the SST were used. In addition, daily sea surface height anomaly (SSHa) images were obtained, with spatial resolution of 0.25° and L4 level data, produced by AVISO and CMEMS. Geostrophic velocity was calculated according to Pond and Pickard (2013). All images were processed in Matlab.

se recolectaron, para los análisis de pH, CID y alcalinidad total (AT), muestras discretas de agua superficial en botellas de borosilicato de sodio de 350 mL con 100 μL de una solución saturada de cloruro de mercurio como preservador para detener la actividad biológica. Las botellas fueron selladas con grasa Apiezon para prevenir evaporación y contacto con la atmósfera.

Análisis de laboratorio

El CID fue analizado con un equipo Apollo SciTech AS-C3. Se utilizó ácido fosfórico al 6% para convertir todo el CID a CO_2 , y éste se cuantificó con un analizador infrarrojo de alta precisión Li-COR 7000 (Dickson y Goyet 1994). La AT fue analizada con un sistema de titulación Apollo SciTech AS-ALK2 y una solución de ácido clorhídrico al 0.1 M (detalles de los 3 métodos en Hernández-Ayón 1995). Se verificaron la precisión y la exactitud de los métodos, y se cuidó de no exceder los $5 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ (0.25% error) en la diferencia de CID y AT con respecto a los valores de referencia. Los subestándares de referencia fueron elaborados en el Instituto de Investigaciones Oceanológicas de la Universidad Autónoma de Baja California (México).

El cálculo de $\text{pCO}_{2\text{w}}$ se realizó con el programa CO2SYS (Lewis y Wallace 1998) utilizando datos superficiales de CID, AT, temperatura, salinidad y las constantes de disociación de Lueker et al. (2000). Se estimó el $f\text{CO}_2$ con la ecuación de Liss y Merlivat (1986): $F = K_w K_0 (\Delta\text{pCO}_2)$, donde K_w es el coeficiente de transferencia del CO_2 en función de la velocidad del viento a 10 m sobre el nivel del mar y K_0 es el coeficiente de solubilidad del CO_2 en función de la temperatura y la salinidad. Se utilizaron el coeficiente de transferencia del gas de Ho et al. (2006) y el coeficiente de solubilidad del CO_2 de Weiss (1974). La presión parcial del CO_2 de la atmósfera ($\text{pCO}_{2\text{a}}$) se obtuvo del portal de internet de los Laboratorios de Investigación del Sistema de la Tierra (ESRL, por sus siglas en inglés) de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA, por sus siglas en inglés; EE. UU.) para cada día de muestreo, y los valores correspondieron a la estación Mauna Loa, Hawaii (NOAA 2017). Debido a fallas en el anemómetro del barco, los datos de viento para las diferentes áreas se obtuvieron del portal electrónico de MeteoEarth (<http://www.meteoearth.com>), del modelo del European Centre for Medium-Range Weather Forecasts; se empleó este modelo porque el espacio espectral es mayor con respecto a las parametrizaciones físicas en una malla reducida (ECMWF 2017).

Como un apoyo para un mejor conocimiento de la variación de la temperatura superficial del mar (TSM) y de la concentración de clorofila (Cl_{sat}) en el GC durante los diferentes cruceros, se utilizaron promedios satelitales del sensor Aqua-Modis de 5 días en las fechas aproximadas de cada campaña. Para la TSM, se utilizaron datos de día, con radiancia de 11 μm de longitud de onda, y tamaño de pixel de $1.1 \times 1.1 \text{ km}^2$. Para la Cl_{sat} se utilizaron imágenes con nivel 3 de procesamiento y el mismo tamaño de pixel que las de la

Statistical analysis and data visualization

Principal component analysis (PCA) was performed to determine which factors influenced the variability of pCO_{2w} in the different areas of the GC. Beforehand, the corresponding analysis of variance was performed to determine the normality of the data; when they were not normal, the PCA was carried out. Data of the SST, salinity, DIC, TA, pCO_{2w}, pCO_{2A}, and Chl_{sat} were normalized; the Broken-stick criterion was used according to Peres-Neto et al. (2003), and the correlation and significance of all variables were obtained. All of the above was done with the help of the Statistica software.

Maps of the salinity, DIC, pCO_{2w}, and fCO₂ were made with the free distribution Ocean Data View software v.5.0 (Schlitzer 2016). Map interpolations were done using the data-interpolating variational analysis (DIVA) of the Ocean Data View to ensure the conservation of structures and better visualize results.

RESULTS

Oceanographic conditions inferred from satellite images

Satellite composites of SSHa, SST, and Chl_{sat} showed contrasting conditions in September 2016 and March 2017, and transition conditions in June 2017 (Fig. 2). In September 2016 anticyclonic eddies were recorded along the GC. In NAV2016, geostrophic flow ($\sim 16 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$) towards the south was observed; and in GUA2016, geostrophic flow ($\sim 18 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$) towards the coast was observed as part of a small anticyclonic eddy ($\sim 90 \text{ km}$) with a SSHa of $\sim 24 \text{ cm}$ (Fig. 2a). Negative anomalies of the sea level were observed in March 2017 in most of the GC, with the exception of the zone adjacent to La Paz Bay, and an anticyclonic eddy was recorded at the entrance of the gulf ($\sim 17 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ and height of 15 cm). Part of a cyclonic eddy (-10 cm) was observed in NAV2017 (Fig. 2b). In June 2017, an intense water inflow occurred in the eastern region of the GC and an intensification of the current with a high sea level ($>25 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ and height of 25 cm) was observed in Guaymas, which extended to the region of the Midriff Islands ($>30 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ and height of 22–36 cm). In MUL2017, we observed the influence of a cyclonic eddy with flow towards the coast in the northern part ($\sim 12 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$). In MAZ2017, we recorded the entry of water into the GC with a speed of $\sim 25 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ and a cyclonic circulation at the mouth of the GC (Fig. 2c).

In September 2016, in practically the entire GC, SST was $>29 \text{ }^\circ\text{C}$ (Fig. 2d) and Chl_{sat} values were $<0.5 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$. In NAV2016, a coastal strip with Chl_{sat} values $>1.5 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ was observed; in GUA2016, lower values ($\sim 0.8 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$) were observed (Fig. 2g). In March 2017, SST values were lower than in September throughout the gulf, with differences greater than $8 \text{ }^\circ\text{C}$, and Chl_{sat} was up to $>1 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ higher than in September, with different mesoscale structures

TSM. Además, se obtuvieron imágenes diarias de anomalía de altura del nivel del mar (ANMa), con resolución espacial de 0.25° y datos nivel L4, producidas por AVISO y CMEMS. La velocidad geostrofica se calculó de acuerdo con Pond y Pickard (2013). Todas las imágenes se procesaron en Matlab.

Análisis estadísticos y visualización de datos

Se realizó un análisis de componentes principales (ACP) para determinar qué factores influyeron en la variabilidad de pCO_{2w} en las diferentes áreas del GC. Antes, se realizó el análisis de varianza correspondiente para conocer la normalidad de datos, y al resultar no normales, se procedió a realizar el ACP. Los datos de TSM, salinidad, CID, AT, pCO_{2w}, pCO_{2A} y Cl_{sat} fueron normalizados; se utilizó el criterio de *Broken stick* de acuerdo con Peres-Neto et al. (2003), y se obtuvieron la correlación y la significancia de todas las variables. Todo lo anterior se realizó con ayuda del *software* Statistica.

Los mapas de salinidad, CID, pCO_{2w} y fCO₂ fueron realizados con ayuda del *software* de distribución libre Ocean Data View v.5.0 (Schlitzer 2016). Las interpolaciones de los mapas se realizaron utilizando el análisis variacional de interpolaciones de datos (DIVA) del Ocean Data View para garantizar la conservación de estructuras y una mejor visualización de resultados.

RESULTADOS

Condiciones oceanográficas deducidas de las imágenes de satélite

Los compuestos satelitales de ANMa, TSM y Cl_{sat} mostraron condiciones contrastantes en septiembre de 2016 y en marzo de 2017, y condiciones de transición en junio de 2017 (Fig. 2). En septiembre de 2016 se registraron remolinos anticiclónicos a lo largo del GC. En NAV2016 se observó flujo geostrofico ($\sim 16 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$) hacia el sur, y en GUA2016 se apreció flujo geostrofico ($\sim 18 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$) hacia la costa como parte de un remolino anticiclónico pequeño ($\sim 90 \text{ km}$) con una ANMa de $\sim 24 \text{ cm}$ (Fig. 2a). En marzo de 2017 se apreciaron anomalías negativas del nivel del mar en la mayor parte del GC, con excepción de la zona adyacente a la bahía de La Paz, y en la entrada del golfo se registró un remolino anticiclónico ($\sim 17 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ y altura de 15 cm). En NAV2017 se observó parte de un remolino ciclónico (-10 cm) (Fig. 2b). En junio de 2017 se presentó una entrada de agua intensa en la región oriental del GC y se apreció una intensificación de la corriente con nivel del mar alto ($>25 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ y altura de 25 cm) en Guaymas, la cual se extendió hacia la región de las islas grandes ($>30 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ y altura de 22–36 cm). En MUL2017 se apreció la influencia de un remolino ciclónico con flujo hacia la costa en la parte norte ($\sim 12 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$). En MAZ2017 se registró la entrada de agua al GC con velocidad de $\sim 25 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$, y en la boca del GC, una circulación ciclónica (Fig. 2c).

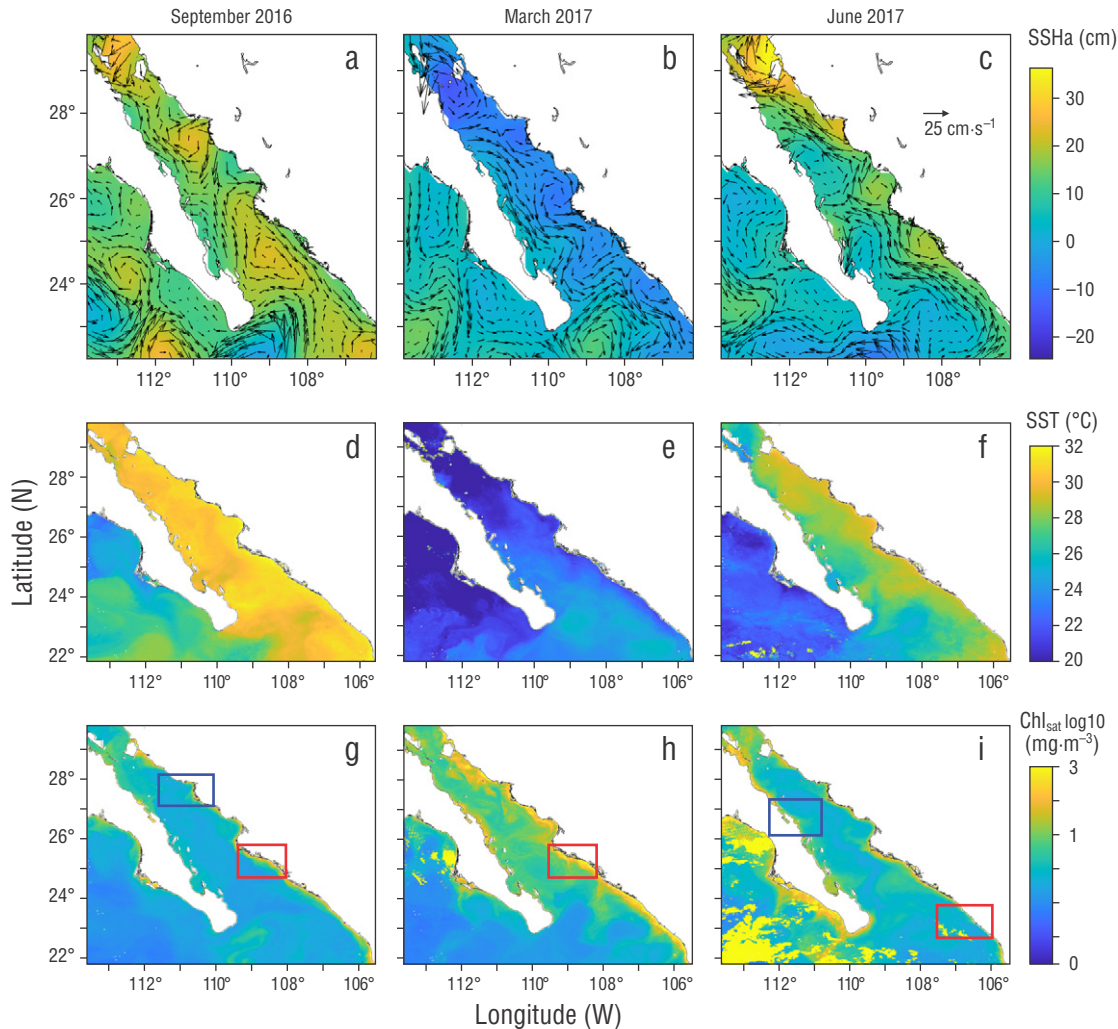


Figure 2. Sea surface height anomalies (SSHa) and geostrophic flow ($\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$) (a–c), sea surface temperature (SST, d–f), and chlorophyll (Chl_{sat} , g–i) in September 2016 (squares: red, NAV2016; blue, GUA2016), March 2017 (red square, NAV2017), and June 2017 (squares: red, MAZ2017; blue, MUL2017).

Figura 2. Anomalías en la altura de la superficie del mar (SSHa) y flujo geostrofico ($\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$) (a–c), temperatura de la superficie del mar (SST, d–f) y clorofila (Chl_{sat} , g–i) en septiembre de 2016 (cuadrados: rojo, NAV2016; azul, GUA2016), marzo de 2017 (cuadrado rojo, NAV2017) y junio de 2017 (cuadrados: rojo, MAZ2017; azul, MUL2017).

in concordance with SSHa data. In NAV2017, SST values were $<22\text{ }^{\circ}\text{C}$ and Chl_{sat} was $>1.5\text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ (Fig. 2e, h). Due to the patterns recorded in June, this month was considered a transition period, with intermediate values of SST and Chl_{sat} between September and March. MUL2017 and MAZ2017 showed SST values $<29\text{ }^{\circ}\text{C}$ and Chl_{sat} values $>0.5\text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ (Fig. 2f, i).

Variability of salinity, dissolved inorganic carbon, $\text{pCO}_{2\text{w}}$, and fCO_2

Salinity distribution showed that NAV2016 (Fig. 3a) had lower values (34.70 ± 0.21 , mean and standard deviation, respectively, here and henceforth) than NAV2017 (35.29 ± 0.29) (Fig. 3c). There was little variation (35.14 ± 0.01) in

En septiembre de 2016, en prácticamente todo el GC, la TSM fue $>29\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Fig. 2d) y los valores de Cl_{sat} fueron $<0.5\text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$. En NAV2016 se apreció una franja costera con valores de $\text{Cl}_{\text{sat}} >1.5\text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$, y en GUA2016 se observaron valores menores ($\sim 0.8\text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$) (Fig. 2g). En marzo de 2017, los valores de TSM fueron menores que en septiembre en todo el golfo, con más de $8\text{ }^{\circ}\text{C}$ de diferencia, y la Cl_{sat} fue hasta $>1\text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ mayor que en septiembre, con diferentes estructuras de mesoescala en concordancia con los datos de ANMa. En NAV2017 los valores de TSM fueron $<22\text{ }^{\circ}\text{C}$ y los de $\text{Cl}_{\text{sat}} >1.5\text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ (Fig. 2e, h). Por los patrones que se registraron en junio, este mes se consideró como época de transición, con valores de TSM y Cl_{sat} intermedios entre septiembre y marzo. En MUL2017 y MAZ2017 se presentaron valores de TSM $<29\text{ }^{\circ}\text{C}$ y valores de $\text{Cl}_{\text{sat}} >0.5\text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ (Fig. 2f, i).

GUA2016 (Fig. 3b). Homogeneous values were also recorded (35.94 ± 0.13) in BC2017 (Fig. 3d). Values were 35.28 ± 0.13 in MUL2017 (Fig. 3e), and the central region had the maximum values. MAZ2017 also had little variation in salinity (35.02 ± 0.05) (Fig. 3f).

DIC and pCO_{2w} values showed contrasting conditions in NAV2016 ($1,994 \pm 3.52 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ and $428 \pm 12.21 \mu\text{atm}$, respectively; Figs. 3g, 4a) and NAV2017 ($2,076 \pm 25.08 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ and $363 \pm 46.94 \mu\text{atm}$, respectively, Figs. 3i, 4c). In NAV2017, variations of DIC and pCO_{2w} were similar; values of both properties were relatively low at the northernmost station ($\sim 2,070 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ and $\sim 315 \mu\text{atm}$, respectively), increased in the central area ($\sim 2,120 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ and $\sim 420 \mu\text{atm}$), and decreased towards the south ($\sim 2,080 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ and $\sim 330 \mu\text{atm}$). GUA2016 showed little variation of DIC and pCO_{2w}, although with higher values towards the south of the area ($2,015 \pm 16.22 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ and $434 \pm 29.06 \mu\text{atm}$, respectively) (Figs. 3h, 4b). In BC2017, little variation of DIC and slightly more marked variation of pCO_{2w} were recorded ($2,017 \pm 14.69 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ and $377 \pm 29.45 \mu\text{atm}$, respectively) (Figs. 3j, 4d). In MUL2017 there was greater variability; DIC had low values towards the central zone in the open sea and high values towards the edges ($2,058 \pm 15.05 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$), and pCO_{2w} had higher values to the north of the study area ($414 \pm 37.79 \mu\text{atm}$) (Figs. 3k, 4e). DIC and pCO_{2w} had the lowest values ($1,934 \pm 5.94 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ and $305 \pm 12.64 \mu\text{atm}$, respectively) in MAZ2017, although pCO_{2w} increased in the center of the area (Figs. 3l, 4f). In general, DIC and pCO_{2w} had the highest average values in NAV2017 and GUA2016, respectively, whereas both variables had the lowest values in MAZ2017. All the above information is summarized in Table 1.

Four of the 5 regions studied behaved as CO₂ sinks in March and June 2017: NAV2017, BC2017, MUL2017, and MAZ2017. NAV2016 behaved as a light source of CO₂ into the atmosphere; the average fCO₂ there was $0.38 \pm 0.52 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$, and values ranged from practically in equilibrium with the atmosphere ($0.03 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$) to $1.57 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ (Fig. 4g). In GUA2016, the average fCO₂ was $0.56 \pm 0.46 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$; the spatial pattern showed equilibrium values at the most coastal station and maximum values of $1.14 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ at the most oceanic station (Fig. 4h). The positive values for September 2016 indicate a slight flow from the sea to the atmosphere. NAV2017 behaved differently; 78% of the area had negative fCO₂ values, with an average of $-0.40 \pm 0.39 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ and a range of values from -1.03 to $0.39 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ (Fig. 4i). BC2017 trended to larger negative values towards the inner bay, with an average CO₂ flux of $-0.90 \pm 0.87 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ (Fig. 4j). MUL2017 showed positive values to the north and negative values to the south, with an average of $-0.05 \pm 0.74 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ and a range of values from -1.01 to $1.37 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ (Fig. 4k). The entire area of MAZ2017 showed negative values, with an average of

Variabilidad de salinidad, carbono inorgánico disuelto, pCO_{2w} y fCO₂

La distribución de salinidad mostró que en NAV2016 (Fig. 3a) se registraron valores más bajos (34.70 ± 0.21 , promedio y desviación estándar, respectivamente, aquí y para todos los casos sucesivos) que en NAV2017 (35.29 ± 0.29) (Fig. 3c). En GUA2016 (Fig. 3b) hubo poca variación (35.14 ± 0.01). En BC2017 (Fig. 3d) se registraron, también, valores homogéneos (35.94 ± 0.13). En MUL2017 (Fig. 3e) los valores fueron 35.28 ± 0.13 , y en la región central se presentaron los valores máximos. En MAZ2017 se registró, también, poca variación de salinidad (35.02 ± 0.05) (Fig. 3f).

Los valores de DIC y pCO_{2w} presentaron condiciones contrastantes en NAV2016 ($1,994 \pm 3.52 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ y $428 \pm 12.21 \mu\text{atm}$, respectivamente; Figs. 3g, 4a) y NAV2017 ($2,076 \pm 25.08 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ y $363 \pm 46.94 \mu\text{atm}$, respectivamente; Figs. 3i, 4c). En NAV2017 las variaciones de DIC y de pCO_{2w} fueron similares; en la estación más al norte, ambas propiedades registraron valores relativamente bajos ($\sim 2,070 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ y $\sim 315 \mu\text{atm}$, respectivamente), incrementaron en el área central ($\sim 2,120 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ y $\sim 420 \mu\text{atm}$) y disminuyeron hacia el sur ($\sim 2,080 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ y $\sim 330 \mu\text{atm}$). En GUA2016 se observó poca variación de DIC y de pCO_{2w}, aunque con valores superiores hacia el sur del área ($2,015 \pm 16.22 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ y $434 \pm 29.06 \mu\text{atm}$, respectivamente) (Figs. 3h, 4b). En BC2017 se registró poca variación de DIC y variación un poco más marcada de pCO_{2w}, ($2,017 \pm 14.69 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ y $377 \pm 29.45 \mu\text{atm}$, respectivamente) (Figs. 3j, 4d). En MUL2017 se presentó variabilidad mayor, con valores bajos hacia la zona central en mar abierto y valores altos hacia los extremos de DIC ($2,058 \pm 15.05 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$), y valores más altos de pCO_{2w} al norte del área ($414 \pm 37.79 \mu\text{atm}$) (Figs. 3k, 4e). En MAZ2017 se presentaron los valores de DIC y pCO_{2w} menores ($1,934 \pm 5.94 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ y $305 \pm 12.64 \mu\text{atm}$, respectivamente), aunque con un incremento de pCO_{2w} al centro del área (Figs. 3l, 4f). En general, los valores promedio mayores de DIC y pCO_{2w} fueron los de NAV2017 y GUA2016, respectivamente, mientras que los menores de ambas variables fueron los de MAZ2017. Toda la información anterior se sintetiza en la Tabla 1.

Cuatro de las 5 regiones estudiadas se comportaron como sumidero de CO₂ en marzo y junio de 2017: NAV2017, BC2017, MUL2017 y MAZ2017. NAV2016 se comportó como fuente ligera de CO₂ hacia la atmósfera; su fCO₂ promedio fue $0.38 \pm 0.52 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$, con valores desde prácticamente en equilibrio con la atmósfera ($0.03 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$) hasta $1.57 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ (Fig. 4g). En GUA2016 el fCO₂ promedio fue $0.56 \pm 0.46 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$, con un patrón espacial que mostró valores de equilibrio en la estación más cercana a la costa, hasta un máximo de $1.14 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ en la estación más oceánica (Fig. 4h). Los valores positivos de septiembre

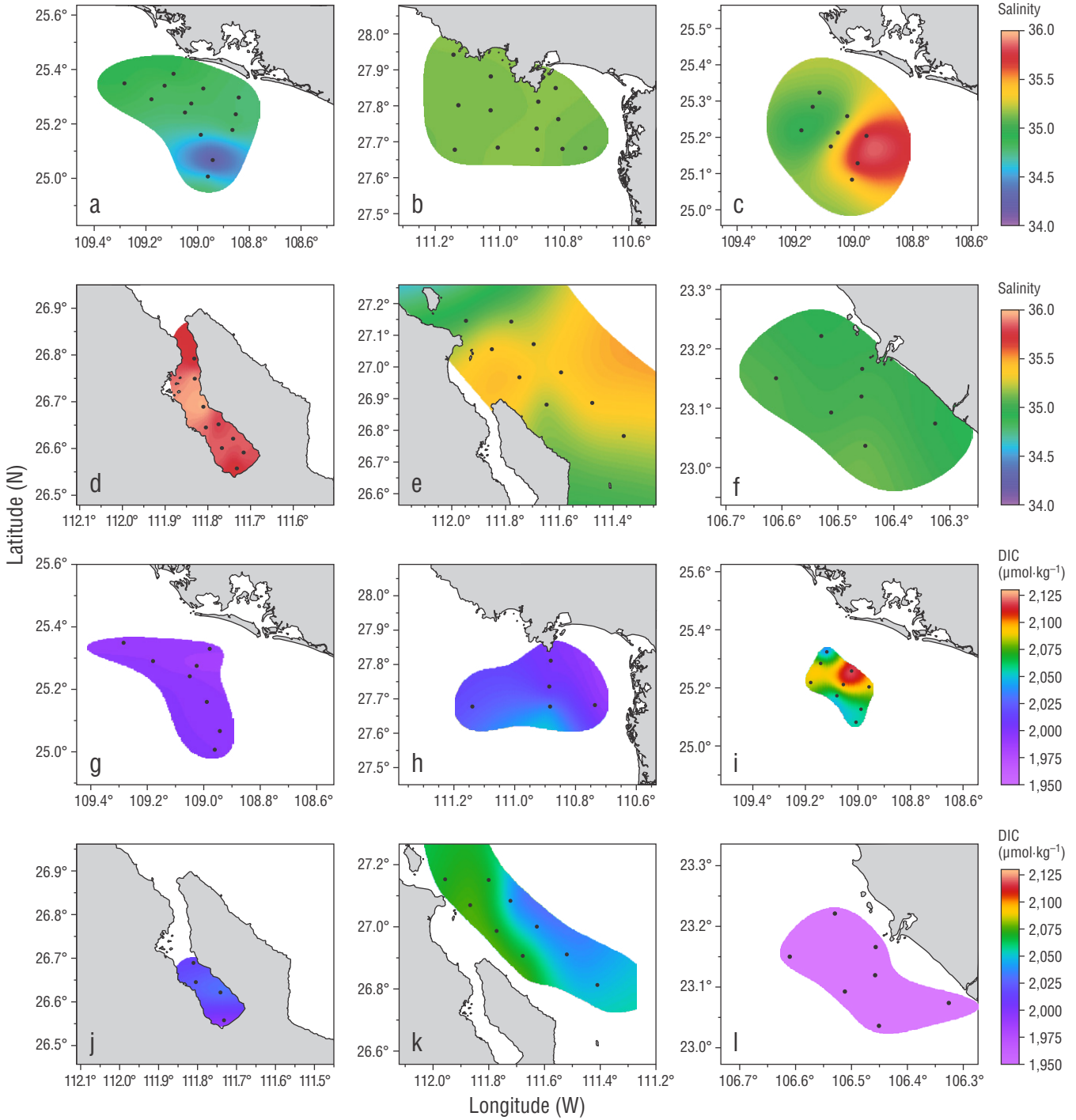


Figure 3. Horizontal distribution of salinity and dissolved inorganic carbon (DIC) for the different subregions: NAV2016 (a, g), GUA2016 (b, h), NAV2017 (c, i), BC2017 (d, j), MUL2017 (e, k), and MAZ2017 (f, l). The figures were confectioned using Ocean Data View.

Figura 3. Distribución horizontal de salinidad y carbono inorgánico disuelto (DIC) para las diferentes subregiones: NAV2016 (a, g), GUA2016 (b, h), NAV2017 (c, i), BC2017 (d, j), MUL2017 (e, k) y MAZ2017 (f, l). Las figuras fueron confeccionadas utilizando Ocean Data View.

Table 1. Mean values (standard deviation) of salinity, dissolved inorganic carbon (DIC), seawater CO₂ partial pressure (pCO_{2w}), and ocean–atmosphere CO₂ flux (fCO₂) during the 6 cruises.

Tabla 1. Valores promedio (desviación estándar) de salinidad, carbono inorgánico disuelto (DIC), presión parcial de CO₂ del agua de mar (pCO_{2w}) y flujo de CO₂ océano–atmósfera (fCO₂) durante los 6 cruceros.

Location	Salinity	DIC (mmol·kg ⁻¹)	pCO _{2w} (µatm)	fCO ₂ (mmol C·m ⁻² ·d ⁻¹)
NAV2016	34.70 (0.21)	1,994 (3.52)	428 (12.21)	0.38 (0.52)
GUA2016	35.14 (0.01)	2,015 (16.22)	434 (29.06)	0.56 (0.46)
NAV2017	35.29 (0.29)	2,076 (25.08)	363 (46.94)	−0.40 (0.39)
BC2017	35.94 (0.13)	2,017 (14.69)	377 (29.45)	−0.90 (0.87)
MUL2017	35.28 (0.13)	2,058 (15.05)	414 (37.79)	−0.05 (0.74)
MAZ2017	35.02 (0.05)	1,934 (5.94)	305 (12.64)	−2.26 (1.85)

−2.26 ± 1.85 mmol C·m⁻²·d⁻¹ and a range of values from −4.99 to −0.42 mmol C·m⁻²·d⁻¹ (Fig. 4l).

Statistics

The PCA showed an explained variance of 34% for the first component and 30% for the second (Fig. 5). In the first component, the variables with the greatest weight were DIC, TA, and SST (0.95, 0.80, and −0.74, respectively), and the one with the least contribution was Chl_{sat} (0.57). In the second component, the variables with the greatest weight were pCO_{2w} and pCO_{2A} (0.95 and −0.74, respectively). The zones that were centered throughout the first component were NAV2016, GUA2016, and some MUL2017 stations. NAV2017 and MAZ2017 showed an opposite behavior (Fig. 5). Due to the amount of data recorded per zone, it was difficult to indicate that the weight of the variables suggested that in the primary processes of the carbonate system in NAV2016 and GUA2017 thermal effects predominate and that biological ones do so to a lesser degree. The PCA suggested that biological effects were stronger than physical effects at NAV2017, whereas at MUL2017, BC2017, and MAZ2017, both effects may have contributed similarly.

DISCUSSION

Oceanographic conditions

The circulation pattern in the GC is determined by the presence of eddies at the mouth. In September 2016 (summer, Fig. 2a), we recorded a cyclonic eddy at the mouth, the inflow of water from the western part of the gulf, the presence of anticyclonic eddies, and the outflow of water in the Sinaloa coast. The aforementioned inflow and outflow of water from the gulf coincides with that reported by Portela et al. (2016), but for spring; for

de 2016 indican un flujo ligero del mar hacia la atmósfera. En NAV2017 el escenario fue diferente; el 78% del área presentó valores negativos de fCO₂, con un promedio de −0.40 ± 0.39 mmol C·m⁻²·d⁻¹ y un intervalo de valores de −1.03 a 0.39 mmol C·m⁻²·d⁻¹ (Fig. 4i). En BC2017 se observó una tendencia hacia valores negativos más grandes hacia el interior de la bahía, con un flujo promedio de CO₂ de −0.90 ± 0.87 mmol C·m⁻²·d⁻¹ (Fig. 4j). En MUL2017 se presentaron valores positivos al norte y negativos al sur, con un promedio de −0.05 ± 0.74 mmol C·m⁻²·d⁻¹ y un intervalo de valores de −1.01 a 1.37 mmol C·m⁻²·d⁻¹ (Fig. 4k). Toda el área de MAZ2017 presentó valores negativos, con un promedio de −2.26 ± 1.85 mmol C·m⁻²·d⁻¹ y un intervalo de valores de −4.99 a −0.42 mmol C·m⁻²·d⁻¹ (Fig. 4l).

Estadística

El ACP indicó una varianza explicada del 34% para el primer componente y del 30% para el segundo (Fig. 5). En el primer componente, las variables de mayor peso fueron CID, AT y TSM (0.95, 0.80 y −0.74, respectivamente) y la de menor contribución fue Cl_{sat} (0.57). En el segundo componente, las variables de mayor peso fueron pCO_{2w} y pCO_{2A} (0.95 y −0.74, respectivamente). Las zonas que estuvieron centradas a lo largo del primer componente fueron NAV2016, GUA2016 y algunas estaciones de MUL2017. Las que presentaron un comportamiento opuesto fueron NAV2017 y MAZ2017 (Fig. 5). Debido a la cantidad de datos registrados por zona, fue difícil indicar que el peso de las variables sugiere que en los procesos primarios del sistema de carbonatos en NAV2016 y GUA2017 habría un predominio de los efectos térmicos y, en menor grado, de los biológicos. El ACP sugirió que los efectos biológicos fueron más fuertes que los efectos físicos en NAV2017, mientras que en MUL2017, BC2017 y MAZ2017, ambos efectos pudieron haber contribuido de manera similar.

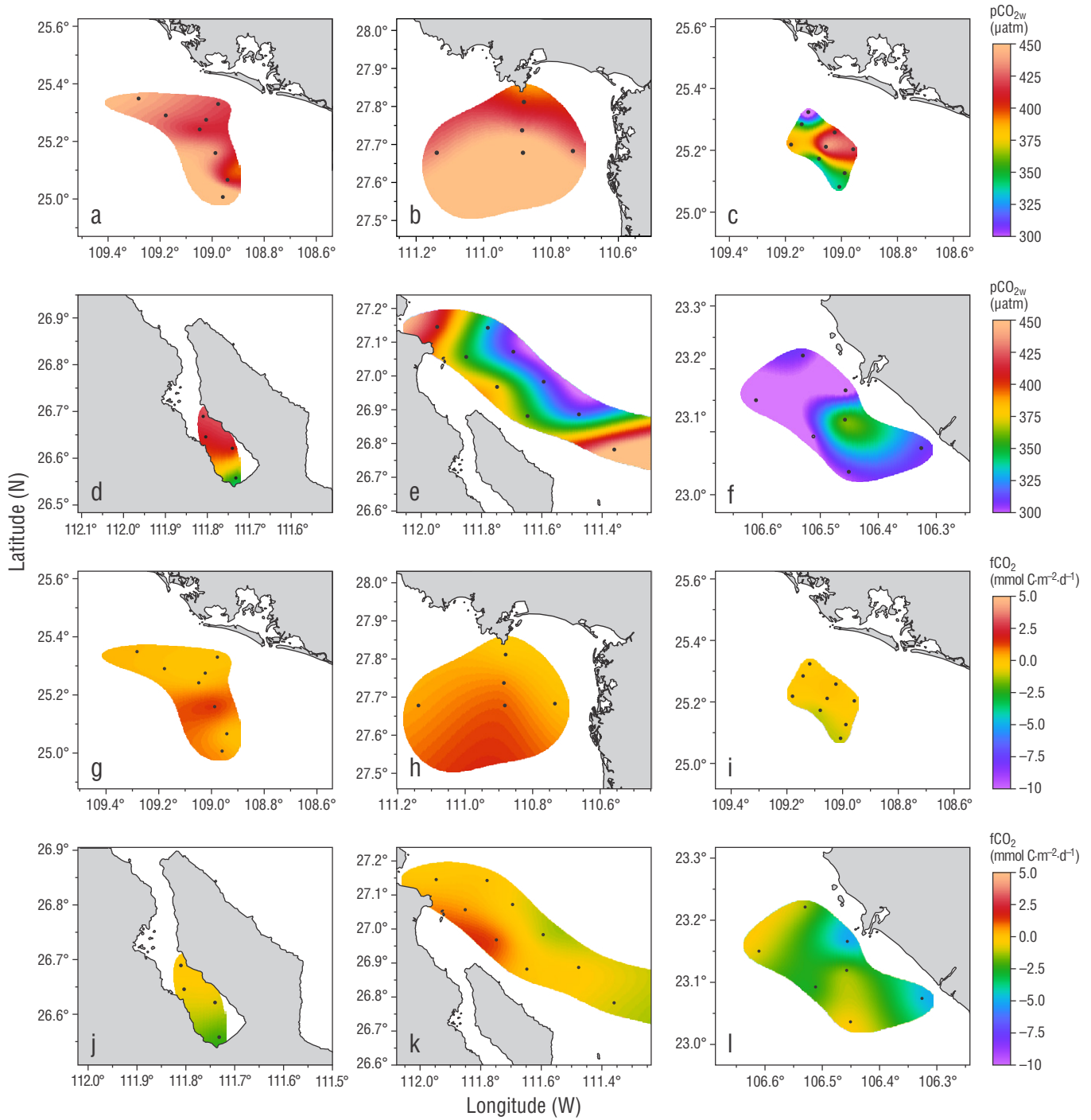


Figure 4. Horizontal distribution of seawater CO₂ partial pressure (pCO_{2w}) and CO₂ flux variability (fCO_2) for the different subregions: NAV2016 (a, g), GUA2016 (b, h), NAV2017 (c, i), BC2017 (d, j), MUL2017 (e, k), and MAZ2017 (f, l). The figures were confectioned using Ocean Data View.

Figura 4. Distribución horizontal de la presión parcial de CO₂ del agua de mar (pCO_{2w}) y la variabilidad del flujo de CO₂ (fCO_2) para las diferentes subregiones: NAV2016 (a, g), GUA2016 (b, h), NAV2017 (c, i), BC2017 (d, j), MUL2017 (e, k) y MAZ2017 (f, l). Las figuras fueron confeccionadas utilizando Ocean Data View.

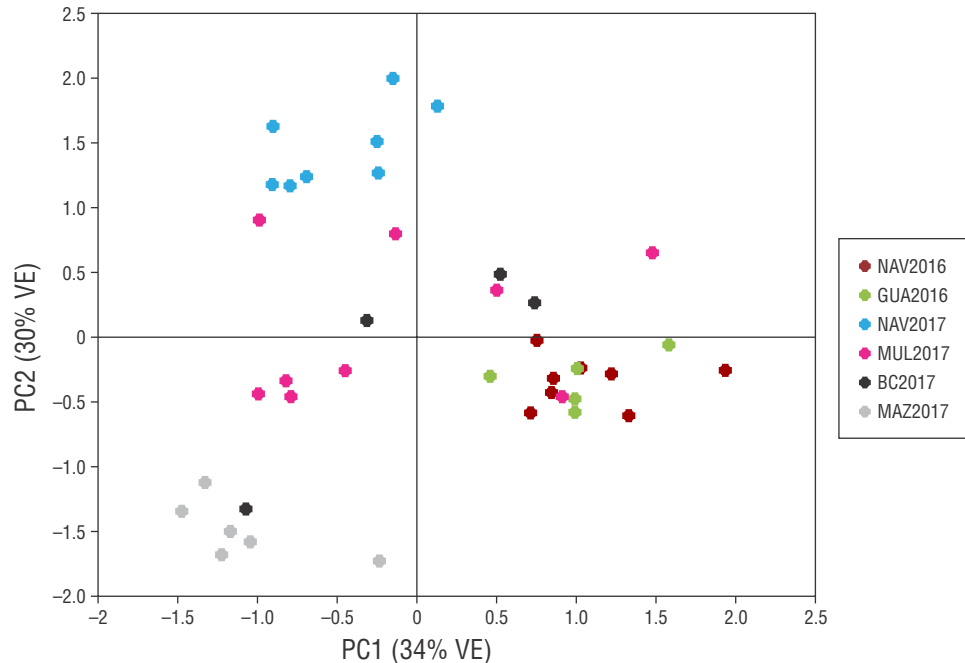


Figure 5. Principal component analysis (PCA) for Navachiste (NAV2016, NAV2017), Guaymas (GUA2016), Concepción Bay (BC2017), Mulege (MUL2017), and Mazatlán (MAZ2017).

Figura 5. Análisis de componentes principales (PCA) para Navachiste (NAV2016, NAV2017), Guaymas (GUA2016), bahía Concepción (BC2017), Mulege (MUL2017) y Mazatlán (MAZ2017).

summer, they indicated that the water entered through the eastern coast (Sinaloa) and outflowed through the western coast (Baja California). Beier (1997) reported a cyclonic circulation in the GC in summer, which does not coincide with the pattern recorded in this study. The anticyclonic eddies recorded in Guaymas and Sinaloa coincide with that reported by Pegau et al. (2002) from a time series from 1997 to 2001. In March 2017 (winter, Fig. 2b), an anticyclonic eddy appeared at the mouth of the GC, with negative sea level anomalies in practically the entire GC that, despite the geostrophic velocities, were small; in addition, we observed a flow towards the south of the gulf on the peninsular coast, but the influence of the anticyclonic eddy that crossed towards Sinaloa suggests a limited circulation towards the inner gulf. Beier (1997) and Castro et al. (2017) reported an anticyclonic circulation in winter, whereas Castro et al. (2000) reported, in their 1992–1998 study, a cyclonic circulation between winter and spring in the central part of the gulf. This difference in circulation patterns has been reported by Castro et al. (2017), who concluded that mesoscale eddies can modify the seasonal exchange of water at the entrance of the GC. In June 2017 (Fig. 2c) a geostrophic flow towards the inner gulf was recorded off the coast of Sinaloa, indicative of a cyclonic circulation, which coincides with Beier (1997) and Portela et al. (2016). Therefore, this study suggests that the circulation pattern was anticyclonic in the GC in September 2016 (summer) and cyclonic in June 2017 (transition).

DISCUSIÓN

Condiciones oceanográficas

El patrón de circulación en el GC está determinado por la presencia de remolinos en la boca. En septiembre de 2016 (verano, Fig. 2a), se registró en la boca un remolino ciclónico, la entrada de agua por la parte occidental del golfo, la presencia de remolinos anticiclónicos y la salida de agua en la costa de Sinaloa. Dicha entrada y salida de agua del golfo coincide con lo reportado por Portela et al. (2016), pero para primavera, ya que para verano indicaron que la entrada de agua fue por la costa oriental (Sinaloa) y la salida por la costa occidental (Baja California). Beier (1997) reportó una circulación ciclónica en verano en el GC, lo cual no concuerda con el patrón registrado en este estudio. Los remolinos anticiclónicos registrados en Guaymas y Sinaloa coinciden con lo reportado por Pegau et al. (2002) a partir de una serie de tiempo de 1997 a 2001. En marzo de 2017 (invierno, Fig. 2b), se presentó en la boca del GC un remolino anticiclónico, con anomalías negativas del nivel del mar en prácticamente todo el GC que, a pesar que las velocidades geostroóficas, fueron pequeñas; además, se apreció en la costa peninsular un flujo hacia el sur del golfo, pero la influencia del remolino anticiclónico que cruzó hacia Sinaloa sugiere una limitación de la circulación hacia el interior del golfo. Beier (1997) y Castro et al. (2017) reportaron una circulación anticiclónica en invierno, mientras que Castro et al. (2000) reportaron,

The climatic conditions in the GC were contrasting in September 2016 and March 2017, and transitional in June 2017, which coincides with that reported by Roden (1964). September is considered one of the warmest months and March one of the coldest (Soto-Mardones et al. 1999). In September 2016 (Fig. 2d, g), high temperatures ($>30\text{ }^{\circ}\text{C}$) were associated with low chlorophyll concentrations ($<0.1\text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$) near the eastern coast, which coincides with what was reported by Santamaría-del-Ángel et al. (1999). For March 2017 (Fig. 2e, h), low SSTs ($\sim 22\text{ }^{\circ}\text{C}$) were associated with high Chl_{sat} concentrations ($>2\text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$) in the eastern coast of the gulf, due to the effect of coastal upwelling in winter. In particular, comparisons of NAV2016 with NAV2017 suggested the presence of coastal upwelling in March and its absence in September (Fig. 2d, e, g, h). In June 2017 (Fig. 2f, i), in the central and southern regions of the GC, SSTs were higher by the mainland than by the peninsula, which coincides with Santamaría-del-Ángel et al. (1999) and Soto-Mardones et al. (1999), mainly for summer ($\sim 1\text{ }^{\circ}\text{C}$ difference).

Variability of salinity, dissolved inorganic carbon, $\text{pCO}_{2\text{w}}$ and fCO_2

The lowest average salinity was recorded in NAV2016, and the highest salinities were recorded in NAV2017 and BC2017 (Fig. 3a, c, d). In GUA2016 (Fig. 3b), surface salinity values >35 indicated the presence of the Gulf of California Water (GCW), which had already been described by Delgadillo-Hinojosa et al. (2001). In NAV2016 (Fig. 3a), values <35 were a result of the presence of transition water and GCW (Portela et al. 2016). The salinity recorded in GUA2016 (Fig. 3b) represents, according to Bray (1988), the general circulation of the GC. In NAV2017 (Fig. 3c), in agreement with what was reported by Castro et al. (2000), salinity values were a combined product of coastal upwelling water and GCW flowing south into the gulf. Concepción Bay (Fig. 3d) is a semi-enclosed bay where solar radiation in summer could have caused water evaporation and increased salinity. In MAZ2017 (Fig. 3f), salinity was homogeneous throughout the area, which suggests that transitional water entered the gulf (Portela et al. 2016). Therefore, in the sampling months (September 2016, March and June 2017), according to salinity records, GCW and transitional water were located at the surface.

In NAV2016, we recorded the highest temperature and Chl_{sat} ($\bar{x} = 29.94\text{ }^{\circ}\text{C}$ and $\bar{x} = 1.23\text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$, respectively), and $\text{pCO}_{2\text{w}}$ ($\bar{x} = 428\text{ }\mu\text{atm}$) indicated a supersaturation of CO_2 and a positive fCO_2 ($\bar{x} = 0.38\text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$). In GUA2016, we also recorded a SST of $\bar{x} = 29.94\text{ }^{\circ}\text{C}$, but low concentrations of Chl_{sat} ($\bar{x} = 0.23\text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$), a $\text{pCO}_{2\text{w}}$ ($\bar{x} = 434\text{ }\mu\text{atm}$) above the average for the $\text{pCO}_{2\text{A}}$ ($402\text{ }\mu\text{atm}$), and a positive fCO_2 of $\bar{x} = 0.56\text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$. In both areas there were summer conditions, anticyclonic eddies, CO_2 supersaturation, and a slight CO_2 release into the atmosphere, with pCO_2 values above equilibrium and those reported by Rodríguez-Ibáñez

en su estudio de 1992–1998, una circulación ciclónica entre invierno y primavera en la parte central del golfo. Esta diferencia en los patrones de circulación ha sido reportada por Castro et al. (2017), quienes concluyeron que los remolinos de mesoescala pueden modificar el intercambio estacional de agua en la entrada del GC. En junio de 2017 (Fig. 2c) se registró frente a las costas de Sinaloa un flujo geostrófico hacia el interior del golfo, indicativo de una circulación ciclónica, lo que coincide con Beier (1997) y Portela et al. (2016). Por lo anterior, en este estudio se sugiere que el patrón de circulación fue anticiclónico en el GC en septiembre de 2016 (verano) y ciclónico en junio de 2017 (transición).

Las condiciones climáticas en el GC fueron contrastantes en septiembre de 2016 y marzo de 2017, y de transición en junio de 2017, lo cual coincide con lo reportado por Roden (1964). Se considera a septiembre como uno de los meses más cálidos y a marzo como uno de los más fríos (Soto-Mardones et al. 1999). Para septiembre de 2016 (Fig. 2d, g), se asociaron temperaturas altas ($>30\text{ }^{\circ}\text{C}$) a concentraciones de clorofila bajas ($<0.1\text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$) aledañas a la costa oriental, lo cual coincide con lo reportado por Santamaría-del-Ángel et al. (1999). Para marzo de 2017 (Fig. 2e, h), se asociaron TSM bajas ($\sim 22\text{ }^{\circ}\text{C}$) con concentraciones de Cl_{sat} altas ($>2\text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$) en la costa oriental del golfo, por efecto de las surgencias costeras en invierno. En particular, comparando NAV2016 con NAV2017, se sugiere la presencia de surgencias costeras en marzo y su ausencia en septiembre (Fig. 2d, e, g, h). Para junio de 2017 (Fig. 2f, i), en la región central y sur del GC, se apreciaron TSM mayores del lado del continente que del lado de la península, lo cual concuerda con Santamaría-del-Ángel et al. (1999) y Soto-Mardones et al. (1999), principalmente para verano ($\sim 1\text{ }^{\circ}\text{C}$ de diferencia).

Variabilidad de salinidad, carbono inorgánico disuelto, $\text{pCO}_{2\text{w}}$ y fCO_2

La salinidad promedio más baja fue registrada en NAV2016, y las salinidades más altas fueron registradas en NAV2017 y BC2017 (Fig. 3a, c, d). En GUA2016 (Fig. 3b), los valores superficiales de salinidad >35 indicaron la presencia de la masa de Agua del Golfo de California (AGC), que ya había sido descrita por Delgadillo-Hinojosa et al. (2001). En NAV2016 (Fig. 3a), los valores <35 fueron resultado de la presencia de agua de transición y AGC (Portela et al. 2016). La salinidad registrada en GUA2016 (Fig. 3b) representa, de acuerdo con Bray (1988), la circulación general del GC. En NAV2017 (Fig. 3c), en coincidencia con lo reportado por Castro et al. (2000), los valores de salinidad fueron un producto combinado del agua de surgencias costeras y el AGC que fluye hacia el sur del golfo. Bahía Concepción (Fig. 3d) es una bahía semicerrada y la radiación solar en verano pudo haber causado evaporación de agua e incremento de salinidad. En MAZ2017 (Fig. 3f), la salinidad fue homogénea en toda el área, lo que indica la entrada al golfo del agua transicional (Portela et al. 2016). Por lo anterior, en los meses de muestreo

et al. (2013) for summer, which indicated that the GC is almost in equilibrium with the atmosphere. The water mass that predominates in summer is GCW (Álvarez-Borrego and Schwartzlose 1979). Portela et al. (2016) reported, for this same period, the presence of Superficial Tropical Water and GCW, which suggests that both masses of water are present in NAV2016 and GUA2016. The contrast in the concentration of Chl_{sat} between both zones could be explained by differences in the intensity of grazing by zooplankton; it is important to consider that Chl_{sat} concentrations only reflect the first optical depth and that, due to the anticyclonic eddy, the subsurface maximum of chlorophyll of GUA2016 could be below this optical depth, and thus cause low concentrations to be observed in satellite images. This behavior was recorded by Espinosa-Carreón et al. (2012) for the southern region of the California Current. Flores-Trejo et al. (2019) reported surface DIC values of $2,055 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ associated with the GCW for Punta Lobos, Sonora (south of Guaymas), in October 2018, which were slightly higher than those reported in this work for the GUA2016 area ($2,015 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$). The ocean is so dynamic that the $f\text{CO}_2$ can vary over the course of days. Morales-Urbina et al. (2017) reported data from an oceanographic buoy anchored in the NAV2016 area during the summer of 2016, and their average $f\text{CO}_2$ value for 10 days was $2.70 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$, higher than the average $f\text{CO}_2$ for NAV2016 recorded in the present study, which suggests an increase in the contribution of CO₂ to the atmosphere.

The highest DIC concentration was recorded in NAV2017 ($\bar{x} = 2,076 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$), which suggests that upwelling conditions could have occurred. However, based on the values obtained for pH ($\bar{x} = 8.08$, data not shown) and $f\text{CO}_2$ ($\bar{x} = -0.40 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$), said event was in a relaxation phase. The negative $f\text{CO}_2$ indicated that the GC behaved as a sink, and the Chl_{sat} values ($\bar{x} = 1.09 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$) indicated that the phytoplankton was increasing and consuming DIC. Coronado-Álvarez et al. (2017) reported similar conditions for the upwelling area off the northwest of the Baja California Peninsula, and they indicated that when upwelling relaxes, nutrients are used more effectively, which causes DIC and $p\text{CO}_{2w}$ to decrease; changes in these variables were associated with factors ranging from semidiurnal variabilities (sea breezes), upwelling events, to interannual variabilities (El Niño/Southern Oscillation). DIC values found in this study were lower than those reported by Linacre et al. (2010) ($\sim 2,215 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) for the upwelling zone off the western coast of Baja California at a depth of $\sim 80 \text{ m}$.

In BC2017, $f\text{CO}_2$ values ranged from -2.15 to $-0.16 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ (Fig. 4j). Chl_{sat} values (data not shown) indicated that much of the area was mesotrophic to eutrophic, with possible high photosynthetic activity in the days prior to sampling, which could have caused the negative $f\text{CO}_2$ values. However, there are spatiotemporal variations between the absorption and contribution of CO₂ in the study area that should be considered in subsequent research to describe the variability of $f\text{CO}_2$.

(septiembre de 2016, marzo y junio de 2017), de acuerdo con la salinidad registrada, se localizaron superficialmente el AGC y el agua transicional.

En NAV2016 se registraron la temperatura y la Cl_{sat} más altas ($\bar{x} = 29.94 \text{ }^\circ\text{C}$ y $\bar{x} = 1.23 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$, respectivamente), y la $p\text{CO}_{2w}$ ($\bar{x} = 428 \mu\text{atm}$) indicó una sobresaturación de CO₂ y un $f\text{CO}_2$ positivo de $\bar{x} = 0.38 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$. En GUA2016 también se registró una TSM de $\bar{x} = 29.94 \text{ }^\circ\text{C}$, pero concentraciones bajas de Cl_{sat} ($\bar{x} = 0.23 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$), una $p\text{CO}_{2w}$ ($\bar{x} = 434 \mu\text{atm}$) por encima del promedio de la $p\text{CO}_{2A}$ ($402 \mu\text{atm}$) y un $f\text{CO}_2$ positivo de $\bar{x} = 0.56 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$. En ambas zonas se presentaron condiciones de verano, remolinos anticiclónicos, una sobresaturación de CO₂ y una fuga ligera de CO₂ hacia la atmósfera, con valores de $p\text{CO}_2$ por encima del equilibrio y de los que Rodríguez-Ibáñez et al. (2013) reportaron para verano, lo que indica que el GC está casi en equilibrio con la atmósfera. La masa de agua que predomina en verano es el AGC (Álvarez-Borrego y Schwartzlose 1979). Portela et al. (2016) reportaron, para esta misma época, la presencia de Agua Tropical Superficial y AGC, lo que sugiere que en NAV2016 y GUA2016 se presentan ambas masas de agua. El contraste en la concentración de Cl_{sat} entre ambas zonas podría explicarse por una diferencia en la intensidad de pastoreo por el zooplancton; es importante considerar que la concentración de Cl_{sat} sólo refleja la primera profundidad óptica y que, debido al remolino anticiclónico, el máximo subsuperficial de clorofila de GUA2016 pudiera estar por debajo de esta profundidad óptica, por lo que en las imágenes de satélite se observaron concentraciones bajas. Este comportamiento fue registrado por Espinosa-Carreón et al. (2012) para la región sur de la corriente de California. Flores-Trejo et al. (2019) reportaron valores superficiales de CID de $2,055 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ asociados al AGC para punta Lobos, Sonora (al sur de Guaymas), en octubre 2018, que fueron ligeramente superiores a los reportados en este trabajo para la zona de GUA2016 ($2,015 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$). El océano es tan dinámico, que el $f\text{CO}_2$ puede variar en el transcurso de días. Morales-Urbina et al. (2017) reportaron datos generados por una boya oceanográfica anclada en la zona de NAV2016 durante el verano de 2016, y su valor promedio de $f\text{CO}_2$ para 10 días fue de $2.70 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$, mayor que el promedio de $f\text{CO}_2$ de NAV2016 registrado en el presente estudio, lo que sugiere un incremento del aporte de CO₂ a la atmósfera.

La concentración de CID más alta se registró en NAV2017 ($\bar{x} = 2,076 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$), lo cual sugiere que podrían haberse presentado condiciones de surgencia. Sin embargo, por los valores obtenidos de pH ($\bar{x} = 8.08$, datos no mostrados) y $f\text{CO}_2$ ($\bar{x} = -0.40 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$), dicho evento se encontraba en fase de relajamiento. El $f\text{CO}_2$ negativo indicó que el GC se comportó como sumidero, y los valores de Cl_{sat} ($\bar{x} = 1.09 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$) indicaron que el fitoplancton estaba incrementándose y consumiendo CID. Condiciones similares fueron reportadas por Coronado-Álvarez et al. (2017) para la zona de surgencias frente al noroeste de la península de Baja California, quienes indicaron que en el relajamiento de las

In the MUL2017 region, the average DIC concentration was $2,058 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$, lower than that reported by Hernández-Ayón et al. (2013), who indicated that there was a relationship between the variables of the carbonate system and the water masses in the region of the Midriff Islands and reported values of $\sim 2,080 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ for the summer of 2004. The spatial variability of DIC in this region could be due to the cyclonic eddy found in this area, with differences in the intensity of the geostrophic current (Fig. 2c); this eddy could have influenced the $p\text{CO}_{2\text{w}}$ values to be below equilibrium to the south of the area and to be positive to the north of the area, probably due to the shearing of the water, which promotes the release of CO_2 into the atmosphere. Therefore, the $f\text{CO}_2$ value of $-0.05 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ (Fig. 4k) was probably due to combined physical and biological effects.

The flow of water into the GC along the eastern coast in MAZ2017 carried properties that resulted in the lowest concentration records of Chl_{sat} , DIC, $p\text{CO}_{2\text{w}}$, and $f\text{CO}_2$ ($\bar{x} = 0.18 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$, $1,934 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$, $305 \mu\text{atm}$, $-2.26 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$, respectively) (Fig. 2c). Franco et al. (2014) reported, for the area south of Cabo Corrientes in August 2010, DIC concentrations of $\sim 1,980 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ and minimum $f\text{CO}_2$ values of $-4.4 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$, values which are higher than those of the present study for MAZ2017. Trucco-Pignata et al. (2019) reported, for June 2015, transition water at the entrance of the GC that traveled at the surface (0–115 m) with a DIC concentration of $\sim 2,050 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ (higher than that reported in the present study). Therefore, in MAZ2017, the advection of water and its productivity determined that the region can act as a source or sink of CO_2 (Franco et al. 2014).

Correlations

The PCA grouped, on the one hand, NAV2016 and GUA2016, where anticyclonic eddies predominated and the variables were similar, except Chl_{sat} . On the other hand, it grouped NAV2017 and MAZ2017, both with the lowest $f\text{CO}_2$ values; in the first, the negative sea level anomaly predominated, and in the second, the coastal flow on the eastern coast. Therefore, the $f\text{CO}_2$ is determined by the oceanographic conditions of the area, which acts as a source or sink at different times.

It is important to consider that the GC is part of the great oceanographic dynamics of the eastern Pacific. According to Rodríguez-Ibáñez et al. (2013), the net contribution of nutrients and DIC is not transported homogeneously throughout the GC, due to regional differences in physical dynamics, which promotes variations in CO_2 fluxes. These authors reported that, in a one-year average, the GC was a light emitter. In the present study, the average of the samplings carried out in 2016 and 2017 in the 5 coastal zones was $-0.42 \text{ mol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$, which suggests that the GC behaved as a light CO_2 sink. Laruelle et al. (2014) classified GC as a CO_2 emitter ($0\text{--}1 \text{ mol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{y}^{-1}$). In regions dominated by coastal

surgencias se utilizan los nutrientes de forma más efectiva, lo que provoca la disminución de CID y $p\text{CO}_{2\text{w}}$; los cambios en estas variables fueron asociados a factores desde la variabilidad semidiurna (brisas marinas), surgencias, hasta variabilidades interanuales (El Niño/Oscilación del Sur). Los valores de CID encontrados en este estudio fueron menores que los reportados por Linacre et al. (2010) ($\sim 2,215 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) para la zona de surgencia de la costa occidental de Baja California a $\sim 80 \text{ m}$ de profundidad.

En BC2017, el intervalo de valores de $f\text{CO}_2$ fue de -2.15 a $-0.16 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ (Fig. 4j). Los valores de Cl_{sat} (datos no mostrados) indicaron que gran parte del área fue de mesotrófica a eutrófica, con una posible actividad fotosintética alta en los días previos al muestreo, lo que podría ser la causa de valores negativos de $f\text{CO}_2$. Sin embargo, existe variación espaciotemporal entre la absorción y el aporte de CO_2 en el área de estudio que debe ser contemplada en investigaciones posteriores para describir la variabilidad del $f\text{CO}_2$.

En la región de MUL2017, la concentración promedio de CID fue de $2,058 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$, inferior a la reportada por Hernández-Ayón et al. (2013), quienes indicaron que se presentó una relación entre las variables del sistema de los carbonatos y las masas de agua presentes en la región de las islas grandes y reportaron valores de $\sim 2,080 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ para verano de 2004. La variabilidad espacial de CID en esta región pudo deberse al remolino ciclónico que se encontró en esta zona, con una diferencia en las intensidades de la corriente geostrofica (Fig. 2c); este remolino pudo haber influido en que los valores de la $p\text{CO}_{2\text{w}}$ estuviesen por debajo del equilibrio al sur del área y fuesen positivos al norte del área probablemente debido al cizallamiento del agua, que promueve la fuga de CO_2 hacia la atmósfera. Por lo tanto, el $f\text{CO}_2$ de $-0.05 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ (Fig. 4k) se debió, probablemente, a los efectos físico-biológicos combinados.

El flujo de agua hacia el interior del GC por la costa oriental en MAZ2017 trajo consigo propiedades que se registraron como las concentraciones más bajas de Cl_{sat} , CID, $p\text{CO}_{2\text{w}}$ y $f\text{CO}_2$ ($\bar{x} = 0.18 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$, $1,934 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$, $305 \mu\text{atm}$, $-2.26 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$, respectivamente) (Fig. 2c). Franco et al. (2014) reportaron, para la zona al sur de cabo Corrientes en agosto de 2010, concentraciones de CID de $\sim 1,980 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ y valores mínimos de $f\text{CO}_2$ de $-4.4 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$, que son valores superiores a los del presente estudio para MAZ2017. Trucco-Pignata et al. (2019) reportaron, para junio 2015, agua de transición en la entrada del GC que viajó superficialmente (0–115 m) con una concentración de CID de $\sim 2,050 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ (superior a la reportada en el presente estudio). Por lo anterior, en MAZ2017, la advección de agua y su productividad determinan que la región pueda actuar como fuente o sumidero de CO_2 (Franco et al. 2014).

Correlaciones

El ACP agrupó, por un lado, a NAV2016 y GUA2016, donde predominaron remolinos anticiclónicos y las

upwelling on the eastern edges, when there are changes in coastal currents, and these occur in short time scales, the physical and biological processes are modified, as well as the ocean–atmosphere CO₂ equilibrium conditions (Cai et al. 2020). Concentrations of DIC, pCO_{2w}, and, therefore, the fCO₂ are associated with the oceanographic dynamics of the area and, among others, with the presence of mesoscale processes, coastal upwelling, advection, and biological processes. Thus, oceanographic conditions in the GC (such as cyclonic eddies, anticyclonic eddies, and coastal upwelling) and its biology, which vary throughout it and in time, influenced changes in pCO_{2w} and fCO₂. Based on the information obtained in this study in the 5 zones, we describe possible responses to understand the mechanisms by which a positive or negative ocean–atmosphere CO₂ exchange occurs; nevertheless, substantial efforts are needed for more information at the spatial and temporal level to further the understanding of CO₂ flux dynamics in the GC.

Coronado-Álvarez et al. (2017) created time series of SST, salinity, and pCO_{2w} with high-frequency point data (every 3 h) recorded by a MAPCO₂ system (for more details see Sutton et al. 2014) anchored to an oceanographic buoy. With the Observatorio del Monitoreo Costero (Coastal Monitoring Observatory), these authors obtained a 7-year time series, off the northwest of Baja California, in an area of intense upwelling. Coronado-Álvarez et al. (2017) observed significant changes in these properties and in fCO₂ that lasted for periods as short as hours and as long as interannual segments. Their spectral analysis showed significant semidiurnal, diurnal, ~15-d, and ~28-d variance components. Their description is very limited because they only used data for one geographic point, but their results indicate that those of the present study should be taken as preliminary results because they are instantaneous for each cruise. Continued efforts are needed to understand and more appropriately piece together the puzzle of the role GC plays in fCO₂.

ACKNOWLEDGMENTS

This study was financed by the Instituto Politécnico Nacional (IPN, Mexico) with the support of projects SIP20164820, 20170983, 20195181, and 2020716. PMU and LFT had a postgraduate scholarship from the Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT, Mexico) and a BEIFI scholarship from the IPN. We thank the Secretaría de Marina de México and the crews of the R/V *Altair* and *Río Tecoluitla* for their support in sample taking. Composite satellite images of SST and Chl_{sat} were provided by M Kahru of Scripps-University of California in San Diego and Copernicus Marine Service. CCB provided support through the Semarnat-2016-C01-278637 project. We thank the anonymous reviewers for their valuable comments and suggestions.

English translation by Claudia Michel-Villalobos.

variables fueron similares, excepto Cl_{sat}. Por otro lado, agrupó a NAV2017 y MAZ2017, ambas con los fCO₂ menores; en la primera predominó la anomalía negativa del nivel del mar y en la segunda el flujo costero en la costa oriental. Por lo anterior, el fCO₂ está determinado por las condiciones oceanográficas de la zona, la cual actúa como fuente o sumidero en diferentes épocas.

Es importante considerar que el GC forma parte de la gran dinámica oceanográfica del Pacífico oriental. De acuerdo con Rodríguez-Ibáñez et al. (2013), el aporte neto de nutrientes y CID no es transportado de manera homogénea a lo largo del GC, debido a la diferencia regional de la dinámica física, lo que promueve variaciones en los flujos de CO₂. Estos mismos autores reportaron que, en el promedio de un año, el GC es un emisor ligero. En el presente estudio, el promedio de los muestreos realizados en 2016 y 2017 en las 5 zonas costeras fue de $-0.42 \text{ mol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$, lo que sugiere que el GC se comportó como un captador ligero de CO₂. Laruelle et al. (2014) catalogaron al GC como un emisor de CO₂ ($0-1 \text{ mol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{año}^{-1}$). En regiones dominadas por surgencias costeras en los bordes orientales, cuando se presentan cambios en las corrientes costeras, y en escalas cortas de tiempo, los procesos físicos y biológicos se modifican, así como las condiciones de equilibrio de CO₂ océano-atmósfera (Cai et al. 2020). La concentración de CID, pCO_{2w} y, por lo tanto, el fCO₂ están asociados a la dinámica oceanográfica del área y, entre otros, a la presencia de procesos de mesoescala, de surgencias costeras, de advección y procesos biológicos; por lo tanto, las condiciones oceanográficas del GC, como remolinos ciclónicos, remolinos anticiclónicos y surgencias costeras, y su biología, las cuales varían con el tiempo y en toda su extensión, incidieron en los cambios de la pCO_{2w} y en el fCO₂. A partir de la información obtenida en este trabajo en las 5 zonas, se describen posibles respuestas para comprender los mecanismos por los cuales se presenta un intercambio de CO₂ océano-atmósfera positivo o negativo; sin embargo, se requiere un esfuerzo sustancial para contar con más información a nivel espacial y temporal para mejorar el entendimiento de la dinámica del flujo de CO₂ en el golfo de California.

Coronado-Álvarez et al. (2017) generaron series de tiempo de TSM, salinidad y pCO_{2w} con datos puntuales de alta frecuencia (cada 3 h) registrados en un sistema MAPCO₂ (para más detalle ver Sutton et al. 2014) anclado a una boya oceanográfica. Con el Observatorio del Monitoreo Costero, dichos autores realizaron una serie de tiempo que comprendió 7 años, frente al noroeste de Baja California, en una zona de surgencias intensas. Coronado-Álvarez et al. (2017) observaron cambios significativos en estas propiedades y en el fCO₂ que duraron periodos tan cortos como de horas y tan largos como de segmentos interanuales. Su análisis espectral mostró componentes de variación significativos semidiurnos, diurnos, de ~15 d y de ~28 d. Su descripción es muy limitada porque solo manejaron datos para un punto geográfico, pero sus resultados indican que los del presente trabajo deben ser tomados como resultados preliminares porque

REFERENCES

- Álvarez-Borrego S. 2010. Physical, Chemical and Biological Oceanography of the Gulf of California. In: Brusca R (ed.), *The Gulf of California: Biodiversity and Conservation*. Arizona-Sonora Desert Museum Studies in Natural History. Tucson (AZ): The University of Arizona Press and ASDM. p. 24–48.
- Álvarez-Borrego S, Schwartzlose RA. 1979. Masas de agua del Golfo de California = Water masses of the Gulf of California. *Cienc Mar*. 6(1):43–63.
<http://dx.doi.org/10.7773/cm.v6i1.350>
- Beier E. 1997. A numerical investigation of the annual variability in the Gulf of California. *J Phys Ocean*. 27(5):615–632.
[https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1997\)027<0615:ANIOTA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1997)027<0615:ANIOTA>2.0.CO;2)
- Bray NA. 1988. Water mass formation in the Gulf of California. *J Geophys Res*. 93(C8):9223–9240.
<https://doi.org/10.1029/jc093ic08p09223>
- Cai WJ, Xu YY, Feely RA, Wanninkhof R, Jönsson B, Alin SR, Barbero L, Coross JN, Azetsu-Scott K, Fassbender A, et al. 2020. Controls on surface water carbonate chemistry along North American ocean margins. *Nature*. 11(1):2691.
<https://doi.org/10.1038/s41467-020-16530-z>
- Castro R, Collins CA, Rago TA, Margolina T, Navarro-Olache LF. 2017. Currents, transport, and thermohaline variability at the entrance to the Gulf of California (19–21 April 2013) = Corrientes, transportes y variabilidad termohalina en la entrada al golfo de California (19–21 de abril de 2013). *Cienc Mar*. 43(3):173–190.
<https://doi.org/10.7773/cm.v43i3.2771>
- Castro R, Mascarenhas AS, Durazo R, Collins CA. 2000. Variación estacional de la temperatura y salinidad en la entrada del golfo de California, México = Seasonal variation of the temperature and salinity at the entrance to the Gulf of California, Mexico. *Cienc Mar*. 26(4):561–583.
<http://dx.doi.org/10.7773/cm.v26i4.621>
- Coronado-Álvarez LLA, Álvarez-Borrego S, Lara-Lara JR, Solana-Arellano E, Hernández-Ayón JM, Zirino A. 2017. 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 de 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. *Cienc Mar*. 43(3):137–156.
<http://dx.doi.org/10.7773/cm.v43i3.2707>
- Delgadillo-Hinojosa F, Macías-Zamora JV, Segovia-Zavala JA, Torres-Valdés S. 2001. Cadmium enrichment in the Gulf of California. *Mar Chem*. 75(1–2):109–122.
[https://doi.org/10.1016/S0304-4203\(01\)00028-7](https://doi.org/10.1016/S0304-4203(01)00028-7)
- Dickson AG, Goyet C. 1994. Handbook of methods for the analysis of the various parameters of the carbon dioxide system in sea water. Version 2. United States of America: Oak Ridge National Laboratory.
<http://dx.doi.org/10.2172/10107773>
- [ECMWF] European Centre for Medium-Range Weather Forecasts. 2017. Advancing global NWP through international collaboration. England: ECMWF; accessed 2020 Jul 14. <https://www.ecmwf.int/en/about/contact-us/location>.
- Espinosa-Carreón TL, Gaxiola-Castro G, Beier E, Strub PT, Kurczyn JA. 2012. Effects of mesoscale processes on phytoplankton chlorophyll off Baja California. *J Geophys Res*. 117(C4):C04005.
<https://doi.org/10.1029/2011JC007604>
- Flores-Trejo L, Espinosa-Carreón TL, De la Cruz-Ruiz AI, Hernández-Ayón JM, Chapa-Balcorta C. 2019. Dinámica del sistema del carbono en la columna de agua en octubre 2018 en son instantáneos para cada crucero. Es importante continuar con esfuerzos para conocer y armar más apropiadamente el rompecabezas del papel del GC en el fCO₂.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio fue financiado por el Instituto Politécnico Nacional (IPN, México) con apoyo de los proyectos SIP20164820, 20170983, 20195181 y 2020716. PMU y LFT contaron con beca de posgrado del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT, México) y beca BEIFI del IPN. Agradecemos a la Secretaría de Marina de México y a las tripulaciones de los B/I *Altair* y *Río Tecoluitla* el apoyo para la toma de muestras. Las imágenes satelitales compuestas de TSM y Cl_{sat} fueron proporcionadas por M Kahru de Scripps-University of California en San Diego y Copernicus Marine Service. CCB proporcionó apoyo a través del proyecto Semarnat-2016-C01-278637. Se agradece a los revisores anónimos por sus comentarios y sugerencias.

Punta Lobos, Sonora. In: Paz F, Velázquez A, Rojo M (eds.), *Estado Actual del Conocimiento del Ciclo De Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis 2019*. Texcoco (México): [Programa Mexicano del Carbono], p. 304–310.

Franco AC, Hernández-Ayón JM, Beier E, Garçon V, Maske H, Paulmier A, Färber-Lorda J, Castro R, Sosa-Ávalos R. 2014. Air-sea CO₂ fluxes above the stratified oxygen minimum zone in the coastal region off Mexico. *J Geophys Res Oceans*. 119(5):2923–2937.
<https://doi.org/10.1002/2013JC009337>

Gattuso JP, Frankignoulle M, Wollast R. 1998. Carbon and carbonate metabolism in coastal aquatic ecosystems. *Annu Rev Ecol Syst*. 29(1):405–434.
<https://doi.org/10.1146/annurev.ecolsys.29.1.405>

Hernández-Ayón JM. 1995. Desarrollo de un sistema automático, sencillo y preciso de medición de CO₂ total, alcalinidad y pH [MSc thesis]. [Ensenada (Mexico)]: UABC. 67 p.

Hernández-Ayón JM, Chapa-Balcorta C, Delgadillo-Hinojosa F, Camacho-Ibar VF, Huerta-Diaz MA, Santamaría-del-Angel E, Galindo-Bect S, Segovia-Zavala JA. 2013. Dynamics of dissolved inorganic carbon in the Midriff Islands region of the Gulf of California: Influence of water masses = Dinámica del carbono inorgánico disuelto en la región de las grandes islas del golfo de California: Influencia de las masas de agua. *Cienc Mar*. 39(2):183–201.
<http://doi.org/10.7773/cm.v39i2.2243>

Ho DT, Law CS, Smith MJ, Schlosser P, Harvey M, Hill P. 2006. Measurements of air-sea gas exchange at high wind speeds in the Southern Ocean: Implications for global parameterizations. *Geophys Res Lett*. 33(16).
<https://doi.org/10.1029/2006GL026817>

Jiménez-López D, Sierra A, Ortega T, Garrido S, Hernández-Puyuelo N, Sánchez-Leal R, Forja J. 2019. pCO₂ variability in the surface waters of the eastern Gulf of Cádiz (SW Iberian Peninsula). *Ocean Sci*. 15:1225–1245.
<https://doi.org/10.5194/os-15-1225-2019>.

Laruelle GG, Lauerwald R, Pfeil B, Regnier P. 2014. Regionalized global Budget of the CO₂ exchange at the air-water interface in continental shelf seas. *Glob Biogeochem Cycles*. 28(11):1199–1214.
<https://doi.org/10.1002/2014GB004832>

- Levin LA. 2002. Deep-Ocean life where oxygen is scarce. *Am Sci.* 90(5):436–444.
- Lewis E, Wallace D. 1998. Program developed for the CO₂ systems calculations. Oak Ridge (TN): Carbon Dioxide Information Analysis Center. Report ORNL/CDIAC-105.
- Linacre L, Durazo R, Hernández-Ayón JM, Delgadillo-Hinojosa F, Cervantes-Díaz G, Lara-Lara JR, Camacho-Ibar V, Siqueiros-Valencia A, Bazán-Guzmán C. 2010. Temporal variability of the physicochemical water characteristics at a coastal monitoring observatory: Station ENSENADA. *Cont Shelf Res.* 30(16):1730–1742. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2010.07.011>
- Liss PS, Merlivat L. 1986. Air-Sea gas exchange rates: Introduction and synthesis. In: Buat-Ménard P (ed.), *The Role of Air-Sea Exchange in Geochemical Cycling*. Dordrecht (Netherlands): Springer. (NATO ASI Series; vol.185). p. 113–127. https://doi.org/10.1007/978-94-009-4738-2_5
- Lueker TJ, Dickson AG, Keeling CD. 2000. Ocean pCO₂ calculated from dissolved inorganic carbon, alkalinity, and equations for K₁ and K₂: validation based on laboratory measurements of CO₂ in gas and seawater at equilibrium. *Mar Chem.* 70(1–3):105–119. [https://doi.org/10.1016/s0304-4203\(00\)00022-0](https://doi.org/10.1016/s0304-4203(00)00022-0)
- Marinone SG. 2003. A three-dimensional model of the mean and seasonal circulation of the Gulf of California. *J Geophys Res.* 108(C10):2–17. <https://doi.org/10.1029/2002jc001720>
- Morales-Urbina P, Espinosa-Carreón TL, Álvarez-Borrego S, Hernández-Ayón JM, Flores-Trejo L, Coronado-Álvarez LLA. 2017. Flujo de CO₂ océano-atmósfera en la zona de surgencias frente al norte de Sinaloa. In: Paz F, Torres R, Velázquez A (eds.), *Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2017. Serie Síntesis Nacionales*. Texcoco (Mexico): Programa Mexicano del Carbono, CICESE, UABC. p. 178–183
- [NOAA] National Oceanic and Atmospheric Administration. 2017. Trends in Atmospheric Carbon Dioxide. [Broadway (United States): NOAA]; accessed 2020 Jul 14. <https://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/graph.html>
- Paulmier A, Ruiz-Pino D. 2009. Oxygen minimum zones (OMZs) in the modern ocean. *Prog Oceanogr.* 80(3–4):113–128. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2008.08.001>
- Pegau WS, Boss E, Martínez A. 2002. Ocean color observations of eddies during the summer in the Gulf of California. *Geophys Res Lett.* 29(9):1–6. <https://doi.org/10.1029/2001gl014076>
- Peres-Neto PR, Jackson DA, Somers KM. 2003. Giving meaningful interpretation to ordination axes: assessing loading significance in principal component analysis. *Ecology.* 84(9):2347–2363. <https://doi.org/10.1890/00-0634>
- Peterson MNA. 1966. Calcite: Rates of dissolution in a vertical profile in the central Pacific. *Science.* 154(3756):1542–1544. <https://doi.org/10.1126/science.154.3756.1542>
- Portela E, Beier E, Barton ED, Castro R, Godínez V, Palacios-Hernández E, Fiedler PC, Sánchez-Velasco L, Trasviña A. 2016. Water masses and circulation in the Tropical Pacific off Central Mexico and surrounding Areas. *J Phys Oceanogr.* 46(10):3069–3081. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-16-0068.1>
- Pond S, Pickard GL. 2013. *Introductory Dynamical Oceanography*. 22nd ed. [Oxford]: Bultterworth-Heinemann. 329 p. ISBN. 9780750624961.
- Roden GI. 1964. Oceanographic aspects of the Gulf of California. In: van Andel TH, Shor GG (eds.), *Marine Geology of the Gulf of California*. Tulsa (OK): Am Assoc Petr Geol Mem 3. p. 30–58.
- Rodríguez-Ibáñez C, Álvarez-Borrego S, Marinone S, Lara-Lara R. 2013. The Gulf of California is a source of carbon dioxide to the atmosphere = El golfo de California es una fuente de bióxido de carbono hacia la atmósfera. *Cienc Mar.* 39(2):137–150. <https://doi.org/10.7773/cm.v39i2.2190>
- Santamaria-del-Angel EM, Álvarez-Borrego S, Millán-Núñez R, Muller-Karger FE. 1999. Sobre el efecto débil de las surgencias de verano en la biomasa fitoplanctónica del Golfo de California = On the weak effect of summer upwelling on the phytoplankton biomass of the Gulf of California. *Rev Soc Mex Hist Nat.* 49:207–212.
- Schlitzer R. 2016. *Ocean Data View User's Guide*. [Germany]: [publisher unknown]; accessed 2020 Jul 14. <http://odv.awi.de>
- Soto-Mardones L, Marinone SG, Parés-Sierra A. 1999. Variabilidad espaciotemporal de la temperatura superficial del mar en el golfo de California = Time and spatial variability of sea surface temperature in the Gulf of California. *Cienc Mar.* 25(1):1–30. <https://doi.org/10.7773/cm.v25i1.658>
- Sutton AJ, Sabine CL, Maenner-Jones S, Lawrence-Slavas N, Meinig C, Feely RA, Mathis JT, Musielewicz S, Bott R, McLain PD, 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. <https://doi.org/10.5194/essd-6-353-2014>
- Takahashi T, Sutherland SC, Sweeney C, Poisson A, Metzl N, Tilbrook B, Bates N, Wanninkhof R, Feely RA, Sabine C, et al. 2002. Global sea–air CO₂ flux bases on climatological surface ocean pCO₂, and seasonal biological and temperature effects. *Deep-Sea Res PT II.* 49(9–19):1601–1622. [https://doi.org/10.1016/s0967-0645\(02\)00003-6](https://doi.org/10.1016/s0967-0645(02)00003-6)
- Thomas WH. 1966. On denitrification in the northeastern tropical Pacific Ocean. *Deep-Sea Res.* 13(6):1109–1114. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(66\)90702-9](https://doi.org/10.1016/0011-7471(66)90702-9)
- Trucco-Pignata PN, Hernández-Ayón JM, Santamaria-del Angel E, Beier E, Sánchez-Velasco L, Godínez VM, Norzagaray O. 2019. Ventilation of the upper oxygen minimum zone in the coastal region off Mexico: Implications of El Niño 2015–2016. *Front Mar Sci.* 6:459. <https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00459>
- Wanninkhof R. 2014. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean revisited. *Limnol Ocean Methods.* 12(6):351–362. <https://doi.org/10.4319/lom.2014.12.351>
- Weiss RF. 1974. Carbon dioxide in water and seawater: the solubility of a non-ideal gas. *Mar Chem.* 2(3):203–215. [https://doi.org/10.1016/0304-4203\(74\)90015-2](https://doi.org/10.1016/0304-4203(74)90015-2)

Received 08 March 2021,
accepted 28 August 2021.