

**FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS  
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS  
POSGRADO EN OCEANOGRAFIA COSTERA**



**Metabolismo neto y Flujos de CO<sub>2</sub> en Bahía de Los Ángeles, B. C.  
Condiciones estacionales y escenarios de marea**

**T E S I S**

**QUE PARA CUBRIR PARCIALMENTE LOS REQUISITOS  
NECESARIOS PARA OBTENER EL GRADO DE  
MAESTRO EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFÍA COSTERA**

Presenta

**Ocean. Edgar Fernando Cortés Espinoza**

Ensenada B. C. MEX. Agosto 2022



i

**FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS  
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS  
POSGRADO EN OCEANOGRAFIA COSTERA**

**Metabolismo neto y Flujos de CO<sub>2</sub> en Bahía de Los Ángeles, B. C.  
condiciones estacionales y escenarios de marea**

**T E S I S**

**QUE PARA CUBRIR PARCIALMENTE LOS REQUISITOS NECESARIOS**


**PARA OBTENER EL GRADO DE**

**MAESTRO EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFÍA COSTERA**


PRESENTA

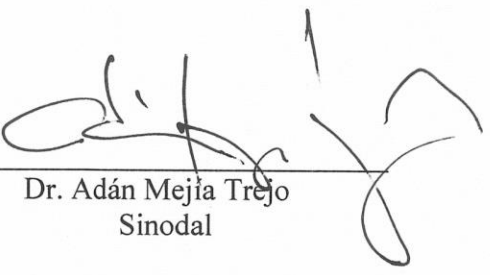
**Edgar Fernando Cortés Espinoza**

Aprobada por:

  
\_\_\_\_\_  
Dr. José Martín Hernández Ayón  
Director de tesis

  
\_\_\_\_\_  
Dr. Víctor F. Camacho Ibar  
Sinodal

  
\_\_\_\_\_  
Dr. Carlos O. Norzagaray López  
Sinodal

  
\_\_\_\_\_  
Dr. Adán Mejía Tréjo  
Sinodal

## Resumen

La interpretación del estado trófico de los ecosistemas costeros y definir su rol como fuente o sumidero de carbono es algo que aún no se ha atendido en muchos sistemas en el Golfo de California. En el presente trabajo se estudió por primera vez el metabolismo neto del ecosistema (MNE) y los flujos de CO<sub>2</sub> en Bahía de Los Ángeles (BLA), B. C. Se examinó también la variabilidad temporal durante el año 2018 y se compararon escenarios de mareas vivas y muertas para cada estación del año. La base de datos utilizada fue obtenida a partir de muestras discretas mensuales tomadas en 12 estaciones con 9 en BLA y 3 en el Canal de Ballenas (CB). Las estaciones de invierno y primavera se establecieron como la temporada fría debido a la influencia de Agua Subsuperficial más fría y enriquecida con mayor concentración de Carbono Inorgánico Disuelto (CID), mientras que las estaciones de verano y otoño se asignaron a la temporada cálida con una mayor influencia de Agua del Golfo de California más salina, cálida y con menor concentración de CID. Entre escenarios de mareas, el MNE fue mayor durante mareas muertas que en mareas vivas. Se encontró un MNE máximo de +146.3 mmol m<sup>-2</sup> dia<sup>-1</sup> durante la primavera y valores mínimo de MNE (+19.9 mmol m<sup>-2</sup> dia<sup>-1</sup>) en el otoño. Los flujos de CO<sub>2</sub> resultaron cerca del equilibrio entre el océano y la atmósfera a lo largo del año. Sin embargo, parte de la bahía puede actuar como un sumidero de CO<sub>2</sub> como fue el caso en la parte interna de BLA. Pero en promedio anual, los flujos positivos máximos de marzo y noviembre resultaron en definir a BLA como una fuente de CO<sub>2</sub> hacia la atmósfera.

## Índice

I.	INTRODUCCIÓN	1
II.	ANTECEDENTES	3
	II.1. <i>Metabolismo neto del ecosistema</i>	3
	II.2. <i>Flujos de CO<sub>2</sub></i>	4
III.	HIPÓTESIS	6
IV.	OBJETIVOS	6
V.	MATERIAL Y MÉTODOS	7
	V.1. <i>Área de estudio</i>	7
	V.2. <i>Colecta de muestras discretas en campo y su preparación para análisis</i>	10
	V.3. <i>Análisis del estado trófico del ecosistema (MNE)</i>	11
	V.3.1. <i>Estimación de balances</i>	12
	V.3.1.1. <i>Balance de agua</i>	12
	V.3.1.2. <i>Balance de sal</i>	13
	V.3.1.3. <i>Balance de constituyentes no-conservativos (<math>\Delta</math>CID)</i>	13
	V.4. <i>Estimación de los flujos de CO<sub>2</sub> (<math>\Delta</math>CIDg)</i>	14
VI.	RESULTADOS	14
	VI.1. <i>Condiciones hidrográficas y de CID</i>	14
	VI.2. <i>Estado trófico del ecosistema</i>	19
	VI.2.1. <i>Aplicación del modelo de LOICZ-IGBP para obtener <math>\Delta</math>CID</i>	19
	VI.2.1.1. <i>Balance de agua</i>	19
	VI.2.1.2. <i>Balance de sal</i>	20
	VI.2.1.3. <i>Balance de <math>\Delta</math>CID</i>	20
	VI.2.2. <i>Metabolismo neto del ecosistema</i>	22
	VI.3. <i>Intercambio de CO<sub>2</sub></i>	24
	VI.3.1. <i>Condiciones de pCO<sub>2</sub></i>	24
	VI.3.2. <i>Condiciones de <math>\Delta</math>pCO<sub>2</sub> y condiciones de viento</i>	25
	VI.3.3. <i>Flujos de CO<sub>2</sub></i>	27
VII.	DISCUSIÓN	29
	VII.1. <i>Condiciones hidrográficas y de CID</i>	30
	VII.2. <i>Estado trófico en Bahía de Los Angeles</i>	31
	VII.2.1. <i>Balance de agua, balance de sal, tiempos de residencia y balance <math>\Delta</math>CID</i>	31

VII.2.2. <i>Metabolismo neto del ecosistema</i>	32
VII.3. <i>Intercambio de CO<sub>2</sub> en Bahía de Los Ángeles</i>	33
VII.3.1. <i>Condiciones de pCO<sub>2</sub> y ΔpCO<sub>2</sub></i>	33
VII.3.2. <i>Flujos de CO<sub>2</sub></i>	34
VIII. CONCLUSIONES	37
VIII.1. <i>Condiciones hidrográficas y masas de agua presentes en BLA</i>	37
VIII.2. <i>Estado trófico en Bahía de Los Ángeles</i>	37
VIII.3. <i>Intercambio de CO<sub>2</sub> en Bahía de Los Ángeles</i>	38
VIII.4. <i>Función general de Bahía de Los Ángeles</i>	39
IX. REFERENCIAS	41

## Lista de Tablas

- Tabla I. Valores promedio ( $\pm 1$  DE) para temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ), salinidad y CID ( $\mu\text{mol kg}^{-1}$ ) obtenidos para cada sistema de cajas indicados en la fig. 1.  $n$  es el número de muestras (colectadas en superficie y cerca del fondo) analizadas para cada estación del año y cada escenario de marea. 17
- Tabla II. Flujo residual ( $V_R$ ), volumen de mezcla ( $V_X$  estimado por el PM) y tiempo de residencia ( $t$ ) en días obtenidos con los balances de agua y sal. 20
- Tabla III.  $\Delta\text{CID}$  en Bahía de Los Ángeles para las cuatro estaciones del año y en escenarios de mareas vivas (Mv) y mareas muertas (Mm). Se consideró únicamente el intercambio por mareas entre BLA y el CB. El flujo se reporta en  $\times 10^3 \text{ mmol C m}^{-3} \text{ día}^{-1}$ . 21
- Tabla IV. Metabolismo neto del ecosistema durante cada estación del año presentada en escenarios de mareas vivas y mareas muertas. Los flujos se reportan en  $\text{mmol C m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ . 22
- Tabla V. Valores promedio observados de  $p\text{CO}_{2\text{ocn}}$  ( $\mu\text{atm}$ ),  $\Delta p\text{CO}_2$  ( $\mu\text{atm}$ ), vientos ( $\text{m s}^{-1}$ ) y los flujos de  $\text{CO}_2$  ( $\text{mmol C m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ ) promedios para cada estación, cada escenario de mareas vivas (Mv) y mareas muertas (Mm) y durante el periodo de estudio 2018. 29

## Lista de Figuras

- Figura 1. Sistema de cajas para Bahía de Los Ángeles ( $C_{BLA}$ ; estaciones 1-9 de arriba hacia abajo) y el Canal de Ballenas ( $C_{CB}$ ; estaciones 10-12 de izquierda a derecha). La línea punteada delimita el sistema utilizado para el modelo de LOICZ-IGBP. a) Is. Ángel de la Guarda; b) Ensenada La Gringa; c) Is. La Ventana; d) Is. Cabeza de Caballo; e) Poblado BLA; f) la Herradura. 7
- Figura 2. Promedios mensuales del viento ( $m s^{-1}$ ) a lo largo el año 2016 en un día típico. Datos obtenidos a partir de promedios diarios generados por la estación meteorológica de CICESE <http://redmar.cicese.mx/emmc/webm/emmc.php?nvar=now&nsta=BLAN&nday=2>, localizada en las coordenadas  $28^{\circ} 57' N$  y  $113^{\circ} 33' W$ . 9
- Figura 3. Se muestra la serie de tiempo de marea para BLA del año 2018. Se presenta la coincidencia de los muestreos discretos mensuales sobre escenarios de marea viva (en azul) y los que coincidieron con escenarios de marea muerta (en rojo). Obtenida con datos del CICESE <http://redmar.cicese.mx/emmc/webm/emmc.php?nvar=now&nsta=BLAN&nday=2>. 10
- Figura 4. Diagrama esquemático del estado estacionario para los flujos no-conservativos (Y) generado para el modelo de 1-caja en Bahía de Los Ángeles.  $V_R$  y  $V_X$  se obtuvieron a partir de los balances de agua y de sal.  $Y_R$ , el flujo residual para Y, es el promedio de la concentración Y entre CBLA y CCB. El valor de  $\Delta Y$  es la incógnita y representa la liberación (+) o el consumo (-) de Y dentro de la CBLA. 12
- Figura 5. Distribución espacial de la temperatura ( $^{\circ}C$ ) en escenarios de mareas vivas (paneles a la izquierda) y mareas muertas (paneles a la derecha) durante las cuatro estaciones del año. La línea punteada divide las estaciones de la  $C_{BLA}$  (1-9) y de las estaciones de la  $C_{CB}$  (10-12). En verde se muestran los meses de abril y agosto. 15
- Figura 6. Distribución espacial de la salinidad en escenarios de mareas vivas (paneles a la izquierda) y mareas muertas (paneles a la derecha) durante las cuatro estaciones del año. La línea punteada divide las estaciones de la  $C_{BLA}$  (1-9) y de las estaciones de la  $C_{CB}$  (10-12). En verde se muestran los meses de abril y agosto. 16
- Figura 7. Diagrama TS para invierno (en azul), primavera (en verde), verano (en rojo) y otoño (en magenta) los escenarios de marea se diferencian por marea viva  $\circ$  y marea muerta  $\square$ . Estaciones dentro de BLA. Se hace énfasis en los valores que caracterizaron el mes de junio para las discusiones. 17

- Figura 8. Distribución espacial del CID en escenarios de mareas vivas (paneles a la izquierda) y mareas muertas (paneles a la derecha) durante las cuatro estaciones del año. La línea punteada divide las estaciones de la  $C_{BLA}$  (1-9) y de las estaciones de la  $C_{CB}$  (10-12). En verde se muestran los meses de abril y agosto. 19
- Figura 9.  $\Delta CID$  en Bahía de Los Ángeles para las cuatro estaciones del año. En azul se presenta los muestreos durante escenarios de mareas vivas (Mv) y en rojo escenarios de mareas muertas (Mm). Valores positivos representan un aporte de CID al sistema y valores negativos sugieren una remoción de CID del sistema. 22
- Figura 10. Metabolismo neto del ecosistema utilizando un modelo de 1-caja, calculado a partir de  $\Delta CID$ . 23
- Figura 11.  $pCO_2$  en escenarios de mareas vivas (paneles a la izquierda) y mareas muertas (paneles a la derecha) durante las cuatro estaciones del año. La línea punteada divide las estaciones de la  $C_{BLA}$  (1-9) y de las estaciones de la  $C_{CB}$  (10-12). La línea sólida horizontal define la  $pCO_{2atm} = 409.0 \pm 1.2 \mu atm$  durante el presente año 2018. En verde se muestran los meses de abril y agosto. 25
- Figura 12.  $\Delta pCO_2$  en escenarios de mareas vivas (paneles a la izquierda) y mareas muertas (Paneles a la derecha) durante las cuatro estaciones del año. La línea punteada divide las estaciones de la  $C_{BLA}$  (1-9) y de las estaciones de la  $C_{CB}$  (10-12). En verde se muestran los meses de abril y agosto. 26
- Figura 13. Velocidad del viento ( $m s^{-1}$ ) registrada durante cada muestreo por estación del año en escenarios de a) mareas vivas (Mv) y mareas muertas (Mm) para el presente trabajo. En b) se muestran los vientos promedio para un día típico para el mes de noviembre. 27
- Figura 14. Flujos de  $CO_2$  entre el sistema y la atmósfera en escenarios de mareas vivas (paneles a la izquierda) y mareas muertas (Paneles a la derecha) durante las cuatro estaciones del año. Valores positivos sugieren una fuente de  $CO_2$  y valores negativos un sumidero. La línea punteada divide las estaciones de la  $C_{BLA}$  (1-9) y de las estaciones de la  $C_{CB}$  (10-12). En verde se muestran los meses de abril y agosto. 28
- Figura 15. Diagrama del Metabolismo neto del ecosistema (en la parte interna de la BLA) y el intercambio de  $CO_2$  entre el océano y la atmósfera, con los escenarios extremos de primavera y otoño. Los flujos se muestran en  $mmol C m^{-2} dia^{-1}$ . 40



## I. INTRODUCCIÓN

La descripción de las rutas del sistema del CO<sub>2</sub> en los sistemas costeros es principalmente requerido para tener una mejor comprensión de su contribución ecológica a procesos de mayor escala (Ribas-Ribas *et al.*, 2011). En la zona costera el componente biológico/ecológico y el ambiente presentan intercambio de elementos, los cuales se deben a una combinación de procesos físicos, químicos y/o biológicos. Una aproximación para cuantificar las interacciones que toman lugar en el medio marino y la interfase océano-atmósfera ha sido, por un lado, la aplicación del modelo biogeoquímico desarrollado por el proyecto global *Land Ocean Interaction in the Coastal Zone (LOICZ) - International Geosphere Biosphere Programme: A Study of Global Change (LOICZ-IGBP)* y, por otro lado, la medición de los flujos de CO<sub>2</sub> entre el océano y la atmósfera por parte del *Global Carbon Project*.

El modelo de LOICZ es utilizado para cuantificar el metabolismo neto de un ecosistema (MNE) y así definir la participación que tiene un sistema costero sobre el ciclo global del carbono. Esto es para definir el rol que juegan los ecosistemas costeros, ya sea como fuentes o sumideros de constituyentes no-conservativos (Smith y Hollibaugh, 1997), es decir, aquellos constituyentes que su concentración depende de su participación en procesos químicos y biológicos. La magnitud del MNE refleja la diferencia entre las entradas de constituyentes al sistema y la salida de los mismos, desde un sistema adyacente, y también describe el producto que el sistema este almacenando o exportando, es decir que este término suele utilizarse para describir la diferencia entre la producción primaria bruta ( $p$ ) y los procesos de respiración ( $r$ ) del sistema (Smith y Hollibaugh, 1997).

El MNE puede ser calculado utilizando materiales disueltos inorgánicos (constituyentes no-conservativos) que componen la biogeoquímica de un ecosistema y son esenciales para la producción de carbono orgánico (Testa *et al.*, 2013). El principio básico de este método se basa en que la diferencia entre las entradas y salidas de constituyentes no-conservativos (esto es, aquellos que interactúan y se ven modificados por componentes biológicos) deberían balancearse por cambios internos de almacenamiento o producción de materia orgánica (Smith y Hollibaugh, 1997), como consecuencia, se habla del estado trófico del ecosistema. Una cuantificación positiva en el metabolismo del sistema establece un estado autotrófico (la producción de material orgánico por parte del ecosistema/comunidad domina sobre su remineralización), y uno con valoración negativa cuando tiene un estado heterotrófico (la respiración de material orgánico del ecosistema/comunidad domina sobre su producción; Camacho-Ibar *et al.*, 2003).

Existen sitios en las costas del Pacífico mexicano en los que los flujos de constituyentes no-conservativos suelen aumentar en magnitud debido eventos intensos de surgencia (i. e., aporte de altas concentraciones de

compuestos inorgánicos desde el mar adyacente) o por anomalías de temperatura (Camacho *et al.*, 2003; Ribas-Ribas *et al.*, 2011; Ávila-López *et al.*, 2016; Aveytua-Alcazara *et al.*, 2020). Lo anterior vuelve a estos sitios altamente dinámicos en escalas temporales cortas (Borges y Frankignoulle, 1999; Borges y Frankignoulle, 2002; Hales *et al.*, 2008; Zhai y Dai, 2009; de la Paz *et al.*, 2010). A pesar de los avances realizados y metodologías propuestas, la comprensión del papel que juegan los ecosistemas costeros como fuente o sumidero de constituyentes no-conservativos, como el carbono inorgánico disuelto (CID), aún no se tiene entendido en su totalidad (Smith y Hollibaugh, 1997; Borges, 2005; Borges *et al.*, 2005), pues aún se desconoce si estos sitios pueden cambiar de estado trófico entre las estaciones del año o incluso por eventos anómalos, además no muchos ecosistemas costeros han sido evaluado en esta área de investigación que busca definir el papel que desempeñan a una escala global, tal es el caso de algunos sistemas costeros en el Golfo de California (GC).

Bahía de Los Ángeles (BLA), en el estado de Baja California, se localiza en una región de clima tipo mediterráneo y tiene un considerable interés en la oceanografía de la región, tanto en la hidrodinámica como en la Biogeoquímica (Roden, 1958; Badan-Dangon, *et al.*, 1991; Santamaría-del-Ángel *et al.*, 1994). Ha sido reconocida como Área Natural Protegida (ANP) (Danemann y Ezcurra, 2007) por la Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas (CONANP) en 2007 debido a la alta biodiversidad de sus ecosistemas (terrestres y marinos). Se ha reportado que esta biodiversidad es sostenida por la alta la producción primaria (Zeitzschel, 1969; Álvarez-Borrogo, 2007), lo que a su vez, es resultado de la constante comunicación con las dinámicas aguas del canal adyacente, el Canal de Ballenas (CB) (Danemann y Ezcurra, 2007; López *et al.*, 2008). En el CB se pueden identificar dos masas de agua, en la superficie suele encontrarse el Agua del Golfo de California (AGC) con una temperatura promedio de 18.5 °C y salinidad poco variable de 35.26, con concentraciones de CID cercanas a los 2023  $\mu\text{mol kg}^{-1}$  (Hernández-Ayón *et al.*, 2013). Por debajo de los ~100 m se puede identificar el Agua Subsuperficial Subtropical (ASsSt) caracterizada por temperaturas y salinidades más bajas, ~13 °C y ~34.9 respectivamente, pero con una mayor concentración de CID: ~2300  $\mu\text{mol kg}^{-1}$  (Hernández-Ayón *et al.*, 2013).

Estas dos masas de agua suelen diferenciarse durante la temporada cálida, cuando presentan una clara separación biogeoquímica entre el agua en la superficie, el AGC, cálida y oligotrófica, y el agua más fría del ASsSt en subsuperficie, con altas concentraciones de constituyentes no-conservativos (Hernández-Ayón *et al.*, 2013; Torres-Delgado *et al.*, 2013). Por otro lado, las condiciones durante la temporada fría son más dinámicas, pues existe un transporte de agua subsuperficial hacia la superficie, resultado de la convergencia de dos

corrientes en el fondo del CB, este mecanismo transporta el ASsSt hacia la superficie y rompe la estratificación del AGC (López *et al.*, 2008), lo que ha sido asociado a las mareas semidiurnas (con una amplitud 2-4 m) de la región (Torres-Delgado *et al.*, 2013). Este patrón ocurre durante el invierno y primavera, dando lugar a un transporte de aguas con altas concentraciones de constituyentes no-conservativos asociado al ASsSt, resultado de la fuerte mezcla por mareas (Torres-Delgado *et al.*, 2013), y que combinados con la velocidad y dirección del viento, contribuyen en el transporte de agua hacia el interior de la bahía (Álvarez *et al.*, 1984; Canino *et al.*, 1990; Delgadillo-Hinojosa y Segovia-Zavala, 1997). Esta estacionalidad en la dinámica oceanografía permite que BLA reciba aportes netos positivos de carbono inorgánico disuelto desde CB (Cortés-Espinoza, 2019; López-Tejada, 2020; Martínez-Fuentes *et al.*, 2022).

## II. ANTECEDENTES

### II.1. *Metabolismo neto del ecosistema*

Los estudios enfocados en el metabolismo de un ecosistema permiten cuantificar qué tan rápido, y cómo, un ecosistema procesa el carbono y otros constituyentes no-conservativos (son regularmente utilizados el nitrógeno y fosfato) (Smith y Hollibaugh, 1997). Un primer taller realizado en los sistemas costeros de México y organizado por el proyecto Land Ocean Interactions in the Coastal Zone (LOICZ, Smith *et al.*, 1997), dio como producto los primeros resultados del MNE de 3 sistemas en la misma región mediterránea, de los cuales dos se encuentran dentro del Golfo de California: 1) Bahía San Luis Gonzaga (BSLG) a ~125 km al norte de BLA; 2) el estero de La Cruz (LC) en Sonora, y el tercero se encuentra en las costas del océano Pacífico: Bahía San Quintín (BSQ) ubicado ~300 km al norte de BLA.

Delgadillo-Hinojosa y Segovia-Zavala (1997), quienes trabajaron con BSLG, asumen que la marea es la principal forzante en el intercambio de agua entre este sistema costero y el GC. Estos autores encontraron flujos negativos de los constituyentes no-conservativos, lo que resulta en un MNE de  $-34 \text{ mmol m}^2 \text{ día}^{-1}$  durante condiciones cálidas, mientras que durante condiciones frías se obtuvo un MNE de  $+56 \text{ mmol m}^2 \text{ día}^{-1}$ , es decir que actúa como fuente de material inorgánico durante el verano y cambia a actuar como sumidero de material inorgánico durante el invierno, pero cerca de mantener un estado autótrofo durante todo el año.

En el trabajo realizado en el estero de LC, los autores Botello-Ruvalcaba y Valdez-Holguín (1997) definen a este sistema como una fuente de materiales no-conservativos durante verano e invierno, resultado de valores positivos de  $\Delta PID = +0.02 \text{ mmol m}^2 \text{ día}^{-1}$  y  $\Delta NID = +0.06 \text{ mmol m}^2 \text{ día}^{-1}$  en promedio anual, lo que resulta en

un MNE=  $-2 \text{ mmol m}^2 \text{ dia}^{-1}$  en promedio anual, en otras palabras, este sistema se encuentra cercano al equilibrio durante todo el año, pero cercano a un sistema heterótrofo.

Hasta el momento no existen estudios reportados sobre el MNE en BLA o en alguna laguna costera en el GC que tenga un aporte de agua subsuperficial desde el mar adyacente tan intenso como ocurre en este sitio de estudio. Sin embargo, en este trabajo se consideró a BSQ como un ecosistema modelo, ya que, si bien este sistema costero no se encuentra dentro del GC, tiene similitudes en la dinámica oceanográfica estacional y aportes de agua subsuperficial, a pesar de que difieren en otros aspectos como las dimensiones de cuerpo de agua, la circulación local y el tipo de productores dominantes en el ecosistema. La interacción que tiene BSQ con el océano adyacente es comparable con la interacción de BLA y el CB en lo que respecta al enriquecimiento de CID. BSQ ha sido descrito utilizando nitrógeno inorgánico disuelto (NID) y fosforo inorgánico disuelto (PID), y actúa como un sistema heterótrofo durante el verano, con un MNE entre  $-24$  y  $-31 \text{ mmol m}^2 \text{ dia}^{-1}$  (Camacho-Ibar *et al.*, 1997; Camacho-Ibar *et al.*, 2003). Sin embargo, en el trabajo de Ribas-Ribas *et al.* (2011) aplicaron el modelo de LOICZ-IGBP para cuantificar los flujos de carbono inorgánico disuelto (CID), realizado en un periodo de surgencia durante el verano. La estrategia anterior resultó en un sistema netamente autótrofo en esta condición particular, obteniendo un MNE entre valores positivos de  $+15$  y  $+60 \text{ mmol m}^2 \text{ dia}^{-1}$ . La ventaja sobre este método es que permite cuantificar el MNE costero con mayor certidumbre, pues se consideran las rutas del carbono inorgánico en todas las direcciones del sistema, tanto las de entradas como las de salidas del sistema ya sea hacia el mar adyacente o hacia la atmósfera. Lo anterior se resume en el trabajo realizado por Ávila-López *et al.* (2016) en el que concluyen que el MNE de BSQ cambia estacionalmente entre un estado netamente heterotrófico y netamente autotrófico con un promedio anual de  $+2.2 \pm 7.1 \text{ mmol m}^2 \text{ dia}^{-1}$ . Aunado a lo anterior, es importante considerar los flujos del  $\text{CO}_2$  entre el océano-atmósfera (Smith y Hollibaugh, 1997) cuando se trabaja con el CID, lo que se aborda en los últimos dos trabajos mencionados y en ambos, tanto en Ribas-Ribas *et al.* (2011) como Ávila-López *et al.* (2016), concluyen que BSQ suele actuar como una fuente de  $\text{CO}_2$  hacia la atmósfera, debido al enriquecimiento de  $\text{CO}_2$  desde el mar adyacente.

## II.2. *Flujos de $\text{CO}_2$*

La variabilidad de los flujos de  $\text{CO}_2$  a través de la interface océano-atmósfera son un componente importante del ciclo biogeoquímico del carbono (Hidalgo-González *et al.*, 1997). El determinar la variabilidad de la presión parcial del  $\text{CO}_2$  en el agua ( $p\text{CO}_{2\text{ocn}}$ ), el gradiente de  $p\text{CO}_2$  con la atmósfera ( $p\text{CO}_{2\text{atm}}$ ), y por ende los

flujos de CO<sub>2</sub> entre el océano y la atmósfera de los sistemas costeros, resulta ser un desafío debido al dinamismo de las aguas. En algunos casos los sistemas costeros reciben aportes de carbono por surgencia desde el mar adyacente (Camacho-Ibar *et al.*, 1997; Camacho-Ibar *et al.*, 2003; Ribas-Ribas *et al.*, 2011; Ávila-López *et al.*, 2016) e influye en la productividad biológica y la respiración del sistema (Chen y Borges, 2009). Generalmente, la interacción de procesos físicos (como circulación, flujos de calor, entre otros) junto con los procesos biogeoquímicos que interactúan dentro del sistema, es lo que mayormente interviene en la dominancia de los flujos de CO<sub>2</sub>.

En la región del Golfo de California donde se encuentra BLA, conocida como la Región de las Grandes Islas (RGI), generalmente las surgencias son controladas por la fuerte mezcla por marea, proceso que aporta altas concentraciones de CID y por lo que la  $p\text{CO}_{2\text{ocn}}$  suele ser mayor a la  $p\text{CO}_{2\text{atm}}$ , esto favorece un flujo del océano hacia la atmósfera (Hernández-Ayón *et al.*, 2013). Lo anterior sugiere que los procesos hidrodinámicos en esta región suelen tomar un papel importante en la distribución de las propiedades biogeoquímicas. Particularmente para el agua del CB, durante el invierno se han reportado altos valores de  $p\text{CO}_{2\text{ocn}}$  de ~1000  $\mu\text{atm}$  (Hernández-Ayón *et al.*, 2007), mientras que durante el verano reportan valores mínimos de ~350  $\mu\text{atm}$  (Hidalgo-González *et al.*, 1997), lo anterior sugiere que este parámetro se encuentra en un estado cercano al equilibrio o fluyendo del agua hacia el aire. Aunado a lo anterior, Hidalgo-González *et al.* (1997) concluyen que, particularmente para el verano, en escenarios de mareas posmuertas puede existir un flujo mínimo  $<4 \text{ mM m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$  y flujos máximos durante mareas posvivas, llegando hasta  $23 \text{ mM m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ . Finalmente sugieren que los flujos de CO<sub>2</sub> deberán ser de mayor magnitud para la temporada fría debido a una menor estratificación (Hernández-Ayón *et al.*, 2013). Es decir, la mezcla por mareas en el CB actúa como una bomba física que acarrea el CO<sub>2</sub> desde profundidades intermedias (500 m), es consumido una vez en superficie y se libera el exceso de CO<sub>2</sub> hacia la atmósfera.

Con lo reportado en la literatura (Delgadillo-Hinojosa y Segovia-Zavala, 1997; Botello-Ruvalcaba y Valdez-Holguín, 1997; Camacho-Ibar *et al.*, 1997; Camacho-Ibar *et al.*, 2003; Ribas-Ribas *et al.*, 2011; Ávila-López *et al.*, 2016), se entiende que los sistemas costeros en esta región tipo mediterránea de Baja California, cercanas a BLA y ubicados tanto en las costas del Océano Pacífico y dentro del GC, suelen actuar con una cierta estacionalidad entre un sistema heterótrofo en condiciones de verano y un sistema autótrofo en condiciones de invierno, además los flujos de CO<sub>2</sub> suelen ser del océano hacia la atmósfera a lo largo del año pero con una cierta estacionalidad en su magnitud diferenciado por escenarios de mareas vivas (flujos de mayor magnitud) y mareas muertas (cercanas al equilibrio).

Con lo anterior en mente, inferir en el estado trófico de BLA o definirlo como fuente o sumidero de carbono es una interpretación controversial. Por un lado, los sistemas dentro del GC, cercanos a BLA, suelen actuar como sitios heterótrofos (Delgadillo-Hinojosa y Segovia-Zavala, 1997; Botello-Ruvalcaba y Valdez-Holguín, 1997) e inducen a pensar que este podría ser el caso. Pero por otro lado, considerando la advección de aguas subsuperficiales (enriquecidas en constituyentes no-conservativos como el CID) hacia la superficie que ocurre en el CB, provocado por la mezcla por mareas (y sumando la constante comunicación de esta aguas a través de la amplia boca de BLA), sugiere que este sitio podría cambiar estacionalmente entre un estado netamente heterotrófico y netamente autotrófico, como es el caso reportado para BSQ por su interacción con agua enriquecida proveniente de la subsuperficie desde el océano adyacente. Aunado a lo anterior, el cálculo de los flujos de CO<sub>2</sub> entre el océano y la atmósfera para BLA brinda una herramienta más que ayudará a definir su papel como fuente o sumidero de CO<sub>2</sub>. Es decir, el aporte de CID en Bahía de Los Ángeles está altamente influenciado por la dinámica oceanográfica del Canal Ballenas.

Recién fue generada información que explica los procesos que controlan el aporte de ASsSt, lo que conlleva un enriquecimiento en BLA (Portela *et al.* 2016; Hernández-Ayón *et al.*, 2013; Martínez-Fuentes *et al.* 2022) dicho evento se ve reflejado en la alta productividad primaria (Pacheco-Ruíz *et al.*, 1992; Lavaniegos *et al.*, 2012) Durante la temporada fría existe una dominancia del ASsSt, mientras que, en la temporada cálida, esta es desplazada por el AGC (Martínez-Fuentes *et al.*, 2022). Además, este fuerte aporte de agua subsuperficial durante el invierno y primavera convierte a esta RGI en una posible fuente de CO<sub>2</sub> a la atmósfera en una escala anual, ya que se han reportado valores de  $p\text{CO}_2$  de hasta  $\sim 1000\mu\text{atm}$  (Hernández-Ayón *et al.*, 2013).

### III. HIPÓTESIS

Se considera que BLA es un ecosistema que podría variar entre un estado netamente autótrofo durante el invierno y con un comportamiento netamente heterótrofo durante verano, mientras que los flujos de CO<sub>2</sub> entre BLA y la atmósfera definirá este sistema como fuente de CO<sub>2</sub>, con mayor magnitud durante el invierno en comparación con las condiciones de verano. Esta estacionalidad es promovida por la dinámica estacional del CB, que intercambia propiedades biogeoquímicas (importando o exportando constituyentes no-conservativos).

### IV. OBJETIVOS

El objetivo de este proyecto es examinar la variabilidad espacial y temporal de la química del carbono del agua de mar en Bahía de Los Ángeles a una escala estacional y anual, con lo cual se cuantifica por primera vez el Metabolismo neto del ecosistema y los flujos de  $\text{CO}_2$ , con el fin de identificar aquellos procesos relacionados con el consumo/producción de materia orgánica.

## V. MATERIAL Y MÉTODOS

### V.1. Área de estudio

Bahía de Los Ángeles (fig. 1) se localiza en la costa oeste de Baja California, dentro del Golfo de California (fig. 1), cubre una superficie de  $76.2 \times 10^6 \text{ m}^2$  y tiene una profundidad promedio de 30.7 m con una máxima de ~50 m en los canales entre las islas (Amador-Buenrostro *et al.*, 1991), lo que lo hace un sistema con un volumen aproximado de  $2.3 \times 10^9 \text{ m}^3$ . La costa norte está caracterizada por playas rocosas, mientras que la parte sur está dominada por playas arenosas. Además, ecológicamente, este sistema está dominado por fitoplancton, ya que no existe una cobertura significativa de macroalgas en toda la bahía (Pacheco- Ruíz y Zertuche-González, 1996a; Pacheco- Ruíz y Zertuche- González, 1996b; Pacheco- Ruíz y Zertuche- González, 2002).

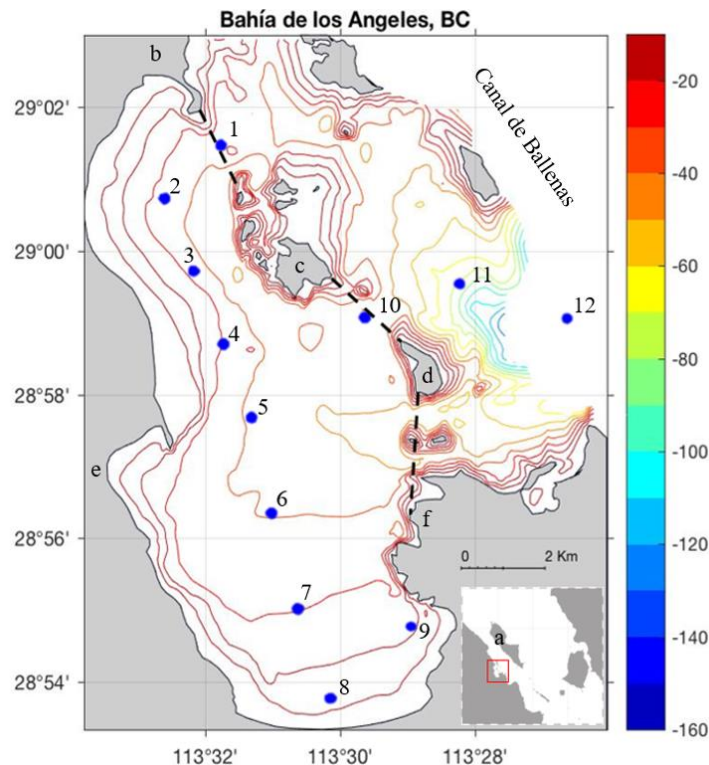


Figura 1. Sistema de cajas para Bahía de Los Ángeles ( $C_{BLA}$ ; estaciones 1-9 de arriba hacia abajo) y el Canal de Ballenas ( $C_{CB}$ ; estaciones 10-12 de izquierda a derecha). La línea punteada delimita el sistema utilizado para el modelo de LOICZ-IGBP. a) Is. Ángel de la Guarda; b) Ensenada La Gringa; c) Is. La Ventana; d) Is. Cabeza de Caballo; e) Poblado BLA; f) la Herradura.

BLA está altamente influenciado por los procesos que ocurren en el canal adyacente. El CB (fig. 1), ubicado entre la costa peninsular y la Isla Ángel de la Guarda, tiene una profundidad máxima de 1600 m y puede encontrarse tanto aguas cálidas que se forman al norte del sitio (AGC) como aguas profundas y frías provenientes desde el sur (ASsSt; Roden, 1958; Torres-Orozco, 1993). Se debe asumir que el intercambio de agua entre BLA y el CB es un proceso altamente dinámico debido al sistema macro mareal y que está impulsado por mareas semidiurnas (Danemann y Ezcurra, 2007; López *et al.*, 2008). La amplitud de la marea varía entre  $\sim 3$  m en mareas vivas y 2 m durante mareas muertas, lo que resulta en un prisma de marea que puede llegar a intercambiar entre  $\sim 230 \times 10^6$  m<sup>3</sup> y  $\sim 150 \times 10^6$  m<sup>3</sup> de agua en un ciclo de marea, respectivamente. Esto determina que el sistema este dominando por corrientes en los estrechos entre las islas que delimitan el sistema y dependen de la intensa marea y de los vientos dominantes (fig. 2) (Álvarez-Borrego, 2007).

Para esta RGI la marcada estacionalidad suele definirse para la estación fría desde noviembre a finales de junio y el resto del año es considerado la estación cálida (Álvarez-Borrego, 2007). La temperatura del agua oscila entre un mínimo de 15 °C hasta los 30 °C, respectivamente para cada estación (Blanco-Betancourt *et al.*, 2004; Martínez-Díaz-de-León *et al.*, 2006). Los vientos estacionales juegan un papel importante, ya que, en invierno, es cuando se observa la surgencia semipermanente en el CB (Torres-Delgado *et al.*, 2013) y coincide con los vientos de mayor magnitud provenientes del norte  $\sim 5$  m s<sup>-1</sup> (fig. 2), además es cuando puede detectarse la influencia del ASsSt (Delgadillo-Hinojosa *et al.*, 1997; López-Tejada, 2020). Mientras que, durante el verano, cuando los vientos son mínimos  $\sim 3$  m s<sup>-1</sup> y provienen de diferentes direcciones (fig. 2), suele observarse una columna de agua estratificada en el CB (Hernández-Ayón *et al.*, 2013) y una sola capa oligotrófica en BLA (López-Tejada, 2020), la cual coincide con la señal de CID del AGC descrita anteriormente por Hernández-Ayón *et al.* (2013).

Aunado a todo lo anterior, BLA se encuentra en una región tipo mediterráneo, la evaporación anual ha sido reportada en trabajos recientes entre 0.9 y 1 m año<sup>-1</sup> reportado por Lavín *et al.* (1988) y Lavín y Marinone (2003), respectivamente, lo que supera a la precipitación anual de 0.10 m (Lavín *et al.*, 1988). Por otro lado, BLA tiene un flujo de agua subterráneo que aporta  $681 \times 10^3$  m<sup>3</sup> por año (CONAGUA, 2020). Trabajos

anteriores ya han estimado un tiempo de residencia de las aguas en promedio de 7.4 días (López-Tejada, 2020) utilizando un sistema regional de modelación oceánica (ROMS).

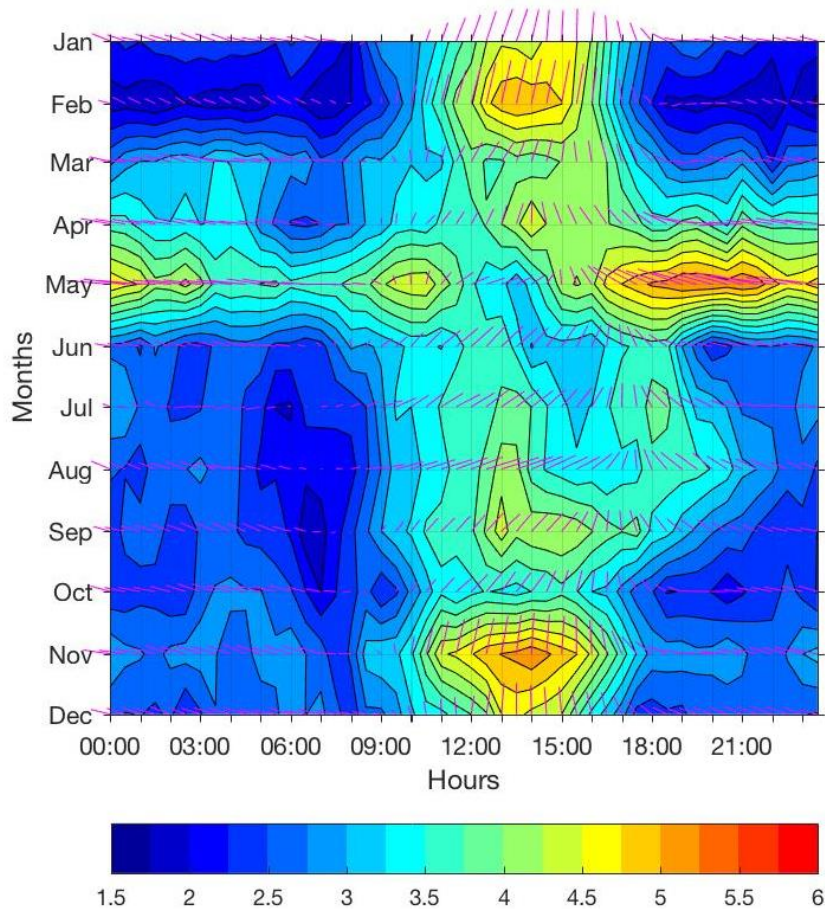


Figura 2. Promedios mensuales del viento ( $\text{m s}^{-1}$ ) a lo largo el año 2016 en un día típico. Datos obtenidos a partir de promedios diarios generados por la estación meteorológica de CICESE <http://redmar.cicese.mx/emmc/webm/emmc.php?nvar=now&nsta=BLAN&nday=2>, localizada en las coordenadas  $28^{\circ} 57' \text{N}$  y  $113^{\circ} 33' \text{W}$ .

En Bahía de Los Ángeles, y particularmente durante el invierno, se han reportado concentraciones altas de CID ( $\sim 2212 \mu\text{mol kg}^{-1}$ ) que fueron obtenidas a partir de un modelo trófico de nutrientes-fitoplancton-zooplancton-detritus basado en nitrógeno (López-Tejada, 2020). Durante el verano las condiciones suelen ser contrastantes, dado que las concentraciones de CID disminuyen a  $\sim 2084 \mu\text{mol kg}^{-1}$  (Cortés-Espinoza, 2019; Uribe-López, 2019). Lo anterior ha sido explicado con base en la dominancia de las masas de agua, durante el

verano es posible detectar una dominancia del AGC, mientras que, durante la estación de invierno, se detecta el ASsSt, la cual influye de manera importante sobre el sistema de BLA (Martínez-Fuentes *et al.*, 2022).

Por otro lado, hasta el momento no se han estimado los flujos de CO<sub>2</sub> entre el océano y la atmósfera para BLA, y los únicos datos sobre este tópico se encuentran en el trabajo de Uribe-López (2019), quien reportó condiciones de  $p\text{CO}_2$  de norte a sur en BLA para verano 2019, e incluso en la parte adyacente del CB, encontrando que los valores se mantenían poco variables, en un intervalo entre 400 y 600  $\mu\text{atm}$ . Se consideró seguir la metodología propuesta por Ribas-Ribas *et al.* (2011) para el estudio en BSQ y su interacción con el océano adyacente por la similitud en el intercambio de agua entre BLA y el CB, con la finalidad de estimar el sistema de carbono a través del MNE y los flujos de CO<sub>2</sub>.

## V.2. Colecta de muestras discretas en campo y su preparación para análisis

La colecta de muestras se llevó a cabo de manera mensual durante todo el año del 2018 (N=12; fig. 1). La información hidrográfica se colectó utilizando un CTD en las 12 estaciones a diferentes profundidades (0-25 m) utilizando una botella Niskin. Las muestras para CID se tomaron y preservaron siguiendo los protocolos específicos del manual práctico SOP 1 (Dickson *et al.*, 2007). Para hacer el análisis entre escenarios de marea (fig. 3), se buscó las condiciones de marea que estaban presentes durante cada muestreo discreto mensual, y con ello se separaron los meses que coincidían con un escenario de marea viva y por otro lado los que coincidían con escenarios de marea muerta.

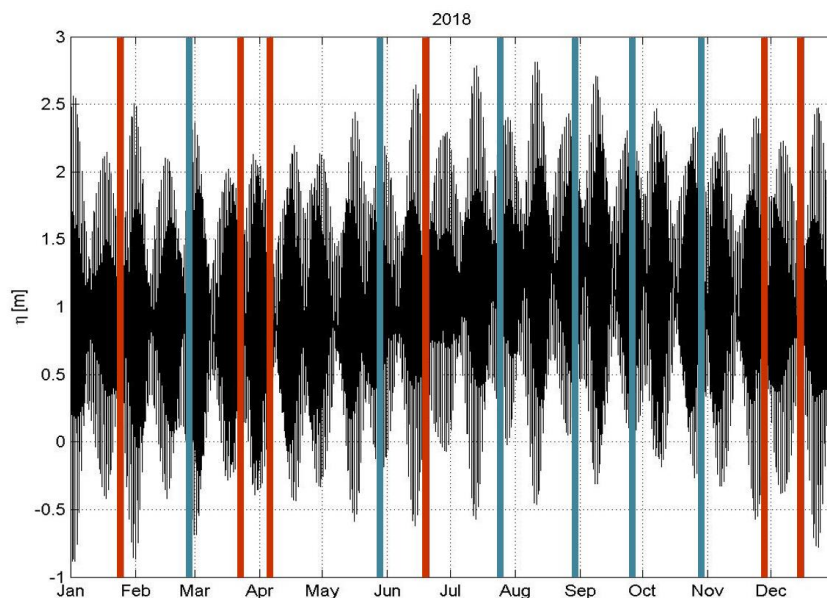


Figura 3. Se muestra la serie de tiempo de marea para BLA del año 2018. Se presenta la coincidencia de los muestreos discretos mensuales sobre escenarios de marea viva (en azul) y los que coincidieron con escenarios de marea muerta (en rojo). Obtenida con datos del CICESE <http://redmar.cicese.mx/emmc/webm/emmc.php?nvar=now&nsta=BLAN&nday=2>.

En laboratorio se determinó la salinidad utilizando un salinómetro por conductividad (YSI 3100 Benchtop, YSI, USA) el cual tiene una resolución de 0.1 unidades. Para medir los parámetros del sistema del CO<sub>2</sub> se analizó la concentración de carbono inorgánico disuelto utilizando un analizador de gas infrarrojo (CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O LI-7000, LICOR, USA) y conectado a un sistema dispensador semiautomático. Cada muestra se dosificó con ácido fosfórico a 8.5% utilizando una jeringa Kloehn. Debido a esta acidificación, el CID presente en la muestra es convertido a su estado gaseoso. El CO<sub>2</sub> es transportado al analizador infrarrojo usando N<sub>2</sub>, y finalmente se cuantificó el valor de la absorbancia. Para convertir el valor de la absorbancia, el equipo es calibraron utilizando material estándar de referencia certificado de CID proporcionado por el laboratorio del Dr. Andrew Dickson del Scripps Institution of Oceanography (Dickson *et al.*, 2003). La precisión obtenida por este método es de  $\pm 2 \mu\text{mol kg}^{-1}$  con un error de medición del  $\pm 0.2\%$ .

A manera de obtener la  $p\text{CO}_2$  para posteriormente calcular los flujos de CO<sub>2</sub> entre el océano y la atmósfera, es necesario estimar al menos otra variable del sistema del carbono. Adicionalmente se cuantifico la Alcalinidad total (AT) de las muestras discretas por medio de titulación en una celda abierta, usando la técnica de Hernández-Ayón *et al.* (1999) para su cálculo y usando un sistema automatizado (TA-1000, Pontus, México; <http://www.pontusbaja.com>). Para obtener mediciones precisas y exactas de AT se utilizó material de referencia obteniéndose una precisión y exactitud de  $\pm 3 \mu\text{mol kg}^{-1}$ .

### V.3. *Análisis del estado trófico del ecosistema (MNE)*

De la base de datos generada se separaron los muestreos para cada una de las cuatro estaciones del año y estas se desglosaron en escenarios de mareas vivas y mareas muertas. Se tomó en consideración lo sugerido en Ribas-Ribas *et al.* (2011) quienes utilizan el sistema del CO<sub>2</sub> para estimar el MNE aplicando el modelo biogeoquímico LOICZ-IGBP de acuerdo a Gordon *et al.* (1996) para cuantificar los flujos de CID entre BLA y el CB. Lo anterior se reduce a la siguiente ecuación:

$$MNE = -(\Delta CID - \Delta CID_g - \Delta CID_c) \quad (1)$$

Donde (1)  $\Delta CID$  es el flujo no-conservativo obtenido con el modelo de LOICZ-IGBP y (2)  $\Delta CID_g$  es el intercambio neto del  $CO_2$  entre el sistema y la atmósfera, y  $\Delta CID_c$  es el flujo por precipitación o disolución de carbonatos. Al no contar con información sobre  $\Delta CID_c$  este término se consideró despreciable ( $\Delta CID_c = 0$ ).

### V.3.1. Estimación de balances

A manera de determinar el flujo no-conservativo de CID ( $\Delta CID$ ), se aplicó el modelo biogeoquímico LOICZ-IGBP descrito por Gordon *et al.* (1996) y Swaney *et al.* (2011), el cual consistió en cuantificar los flujos de CID a través de un modelo de 1 caja del sistema de BLA (fig. 4), considerando la amplia boca de la bahía. Se definió como  $C_{BLA}$  a la caja asociada al sistema de BLA (con sus respectivas estaciones de muestreo; 01-09), y al Canal de Ballenas se le designó  $C_{CB}$  (definido por sus estaciones 10-12; fig. 1). El modelo LOICZ-IGBP consiste en cuatro pasos consecutivos: el balance de agua, el balance de sal, el balance de los constituyentes no-conservativos y la estimación el MNE, en este trabajo utilizando el  $\Delta CID$  como aproximación, basado en cálculos estequiométricos.

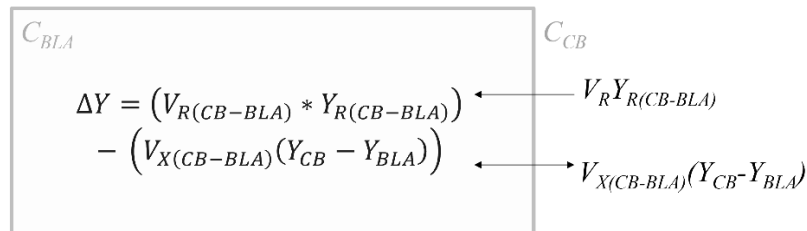


Figura 4. Diagrama esquemático del estado estacionario para los flujos no-conservativos (Y) generado para el modelo de 1-caja en Bahía de Los Ángeles.  $V_R$  y  $V_X$  se obtuvieron a partir de los balances de agua y de sal.  $Y_R$ , el flujo residual para Y, es el promedio de la concentración Y entre CBLA y CCB. El valor de  $\Delta Y$  es la incógnita y representa la liberación (+) o el consumo (-) de Y dentro de la CBLA.

#### V.3.1.1. Balance de agua

Los flujos de agua dulce en este sistema suelen ser escasos, debido a la escasa precipitación ( $V_p$ ), la falta de entrada de agua por ríos y otras fuentes ( $V_q$ ,  $V_g$  y  $V_o$ , respectivamente), por lo cual se consideraron 0, así que el estado estacionario ( $\frac{dV}{dt} = 0$ ) para BLA se puede representar únicamente en función de la

evaporación ( $V_e$ ) y el flujo residual ( $V_R$ ). En este sentido para BLA,  $V_R$  representa el flujo de agua requerido para compensar la pérdida de agua por evaporación como se muestra en la siguiente ecuación:

$$V_R = -V_e \quad (2)$$

### V.3.1.2. Balance de sal

Para obtener una estimación robusta del balance de sal en estado estacionario es necesario un gradiente de salinidad entre el sitio de interés y el sistema adyacente, Gordon *et al.* (1996) sugieren una diferencia de al menos 0.3 unidades de salinidad. En el caso de BLA, esa diferencia es mínima o no existe entre la  $C_{BLA}$  y la  $C_{CB}$ , por lo que no fue posible estimar el flujo de mezcla ( $V_X$ ) siguiendo el método tradicional. La marea suele ser un factor importante de mezcla en la región (Delgadillo-Hinojosa, 1997) por lo que este balance se aproximó a partir del cálculo del prisma de marea (PM), utilizando la siguiente ecuación:

$$V_X = PM = a_b * A_b \quad (3)$$

Donde  $a_b$  es la amplitud de la marea y  $A_b$  es el área del sistema. A manera de precisar el análisis, se obtuvo el valor del PM para las cuatro estaciones del año y para escenarios de mareas vivas y mareas muertas.

### V.3.1.3. Balance de constituyentes no-conservativos ( $\Delta CID$ )

La ecuación general para el balance de los constituyentes no-conservativo ( $Y$ ), en estado estacionario ( $\frac{d(VY)}{dt} = 0$ ), para BLA fue la siguiente:

$$0 = V_R Y_R + V_X (Y_{CB} - Y_{BLA}) + \Delta Y \quad (4)$$

Donde  $\Delta Y$  representa el flujo no-conservativo del constituyente  $Y$ ,  $Y_R$  es la concentración promedio del constituyente  $Y_{BLA}$  y  $Y_{CB}$ . El flujo no-conservativo de CID para BLA se resuelve en la siguiente manera:

$$\Delta CID = (V_{R(CB-BLA)} * CID_{R(CB-BLA)}) - (V_{X(CB-BLA)}(CID_{CB} - CID_{BLA})) \quad (5)$$

Donde  $CID_{R(CB-BLA)}$  es la concentración de CID asociada al flujo residual desde la  $C_{CB}$  a la  $C_{BLA}$ , en otras palabras, el promedio entre la concentración de CID en la  $C_{CB}$  ( $CID_{CB}$ ) y la concentración de CID en la  $C_{BLA}$  ( $CID_{BLA}$ ).

#### V.4. Estimación de los flujos de CO<sub>2</sub> ( $\Delta CIDg$ )

Los flujos de CO<sub>2</sub> ( $F$ ) se calcularon utilizando la siguiente ecuación:

$$F = 0.24 \alpha k \Delta pCO_2 \quad (6)$$

Donde  $\alpha$  es el coeficiente de solubilidad del CO<sub>2</sub> (Weiss, 1974),  $k$  es la velocidad de transferencia del gas CO<sub>2</sub> y  $\Delta pCO_2$  es la diferencia entre la presión parcial del CO<sub>2</sub> del agua y el aire ( $\Delta pCO_2 = pCO_{2ocn} - pCO_{2atm}$ ). Para obtener la  $pCO_{2ocn}$  se utilizó la base de datos generada de CID y AT junto con la temperatura, salinidad y densidad para importarla al programa CO2sys, desarrollado por Lewis y Wallace (1998) y usando las constantes propuestas por Mehrbach *et al.* (1973), y finalmente, la  $pCO_{2atm}$  fue obtenida por estación del año a partir de datos mensuales de National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA/CMDL/CCGG airsampling network; disponible en <https://gml.noaa.gov/ccgg/trends/data.html>), este parámetro varió entre 405.7  $\mu atm$  y 412.2  $\mu atm$  durante el periodo de muestreo 2018. Para estimar la magnitud del flujo de CO<sub>2</sub> entre el océano y la atmósfera se calculó la constante  $k$  usando la parametrización dada por Wanninkhof (2014):

$$k = 0.251 u_{10}^2 \left( \frac{Sc}{660} \right)^{-1/2} \quad (7)$$

Donde  $u_{10}$  es la velocidad del viento a 10 m de altura, obtenida a partir de promedios diarios generados por la estación meteorológica de CICESE, localizada en las coordenadas 28° 57 N y 113° 33 W, y asumiendo que la influencia del viento ocurre de manera uniforme en toda la superficie del sistema, finalmente  $Sc$  es el número de Schmidt, calculado de acuerdo a Wanninkhof (2014).

## VI. RESULTADOS

### VI.1. Condiciones hidrográficas y de CID

La temperatura promedio tuvo una variación de estación a estación, pero no se observó una marcada diferencia entre escenarios de marea (Tabla I). Durante la temporada fría las temperaturas se mantuvieron cercanas a los  $16.2 \pm 0.5$  °C, es decir durante el invierno (fig. 5a y 5b) y la primavera (en ambos escenarios de mareas). Sin embargo, durante la primavera (fig. 5c y 5d) se observó un ligero aumento en la temperatura en la parte interna de BLA (estaciones 6-9), pero las estaciones más al norte (estaciones 1-4) se mantuvieron a una temperatura similar a las estaciones del Canal de Ballenas. Durante el escenario de mareas vivas en el mes de agosto (fig. 5e) las temperaturas llegaron al máximo de  $\sim 28.3$  °C y durante mareas muertas fueron

ligeramente menores (fig. 5f). Durante ambos escenarios de mareas en la estación del otoño (fig. 5g y 5h) las temperaturas se mantuvieron cercanas a los  $23.8 \pm 0.2$  °C en todas las estaciones.

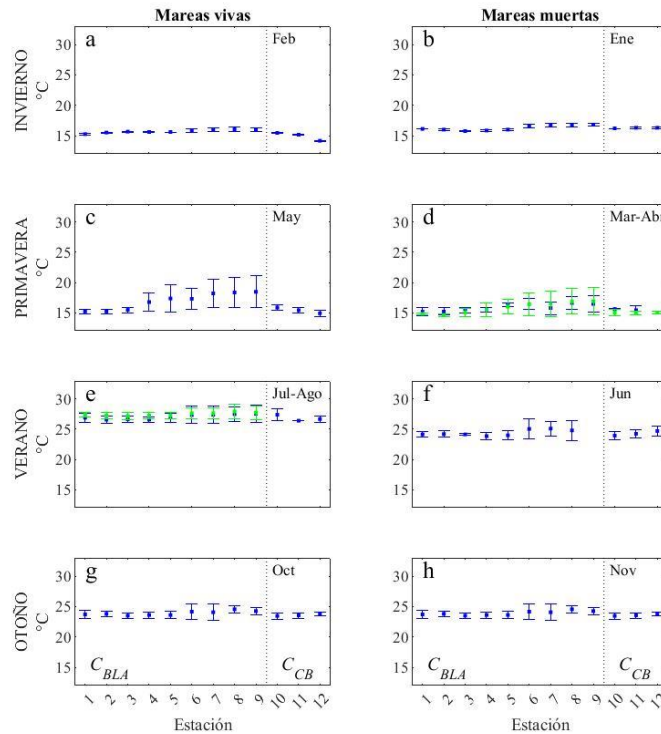


Figura 5. Distribución espacial de la temperatura (°C) en escenarios de mareas vivas (paneles a la izquierda) y mareas muertas (paneles a la derecha) durante las cuatro estaciones del año. La línea punteada divide las estaciones de la  $C_{BLA}$  (1-9) y de las estaciones de la  $C_{CB}$  (10-12). En verde se muestran los meses de abril y agosto.

Con respecto a la salinidad (Tabla I), se presentaron diferencias muy marcadas entre escenarios de mareas, por ejemplo en escenarios de mareas vivas durante el invierno (fig. 6a) la salinidad se mantiene en valores de  $35 \pm 0.07$  a lo largo de las estaciones, pero durante las mareas muertas (fig. 6b) se observa una disminución de 0.2 en las estaciones 1, 2 y 5. La primavera (fig. 6c y 6d) mostró un estabilidad a lo largo de todas las estaciones en ambos escenarios de marea, solo el escenario de marea viva presentó valores ligeramente menores a los del escenario de marea muerta, 34.8 y 35.0, respectivamente. La estación del verano presentó el caso más extremo entre ambos escenarios de mareas, pues se observa salinidades máximas durante las mareas vivas (fig. 6e) manteniéndose en  $\sim 35.25$  a lo largo de las estaciones de muestreo, mientras que en mareas muertas se mantuvo por debajo de los 35.0. Finalmente, en la estación de otoño, la salinidad fue homogénea a lo largo de las estaciones

con salinidades de  $\sim 35.1$  para escenarios de mareas vivas (fig. 6g) y valores de  $\sim 35.2$  durante mareas muertas (fig. 6h).

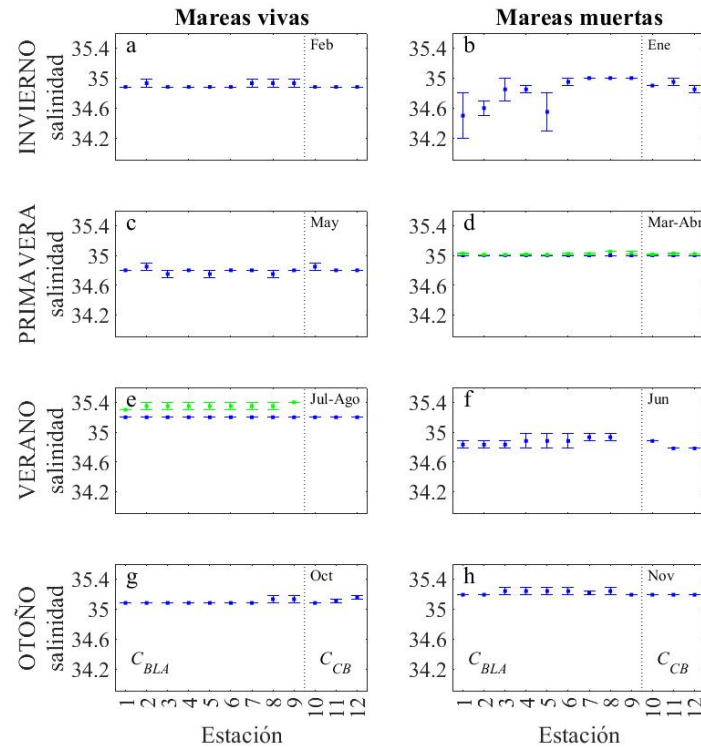


Figura 6. Distribución espacial de la salinidad en escenarios de mareas vivas (paneles a la izquierda) y mareas muertas (paneles a la derecha) durante las cuatro estaciones del año. La línea punteada divide las estaciones de la  $C_{BLA}$  (1-9) y de las estaciones de la  $C_{CB}$  (10-12). En verde se muestran los meses de abril y agosto.

Durante la temporada fría (invierno y primavera) fue evidente la influencia del ASsSt (fig. 7), pues la temperatura se mantiene por debajo de los  $18\text{ }^{\circ}\text{C}$  y en menor salinidad. Mientras que durante la temporada cálida (verano y otoño) las condiciones más cálidas y salinas evidencian la presencia del AGC dentro del sistema.

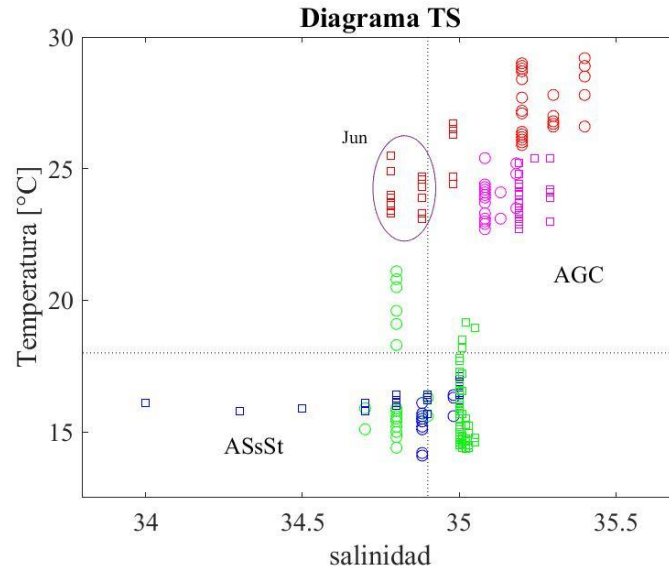


Figura 7. Diagrama TS para invierno (en azul), primavera (en verde), verano (en rojo) y otoño (en magenta) los escenarios de marea se diferencian por marea viva  $\circ$  y marea muerta  $\square$ . Estaciones dentro de BLA. Se hace énfasis en los valores que caracterizaron el mes de junio para las discusiones.

En Bahía de Los Ángeles las concentraciones de CID tienden a disminuir desde un máximo en invierno hasta un mínimo en verano en ambos escenarios de mareas (Tabla I) pero suelen ser mayores durante las mareas vivas y menores durante las mareas muertas.

Tabla I. Valores promedio ( $\pm 1$  DE) para temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ), salinidad y CID ( $\mu\text{mol kg}^{-1}$ ) obtenidos para cada sistema de cajas indicados en la fig. 1.  $n$  es el número de muestras (colectadas en superficie y cerca del fondo) analizadas para cada estación del año y cada escenario de marea. Continúa siguiente página...

		Escenario: Mareas vivas			
		$n$	Temperatura	Salinidad	CID
Invierno	$C_{BLA}$	18	15.7 ( $\pm 0.3$ )	35.0 ( $\pm 0.03$ )	2156 ( $\pm 12$ )
	$C_{CB}$	6	14.9 ( $\pm 0.6$ )	34.9 ( $\pm 0.00$ )	2170 ( $\pm 21$ )
Primavera	$C_{BLA}$	18	16.9 ( $\pm 2.3$ )	35.0 ( $\pm 0.03$ )	2133 ( $\pm 91$ )
	$C_{CB}$	6	15.4 ( $\pm 0.7$ )	34.8 ( $\pm 0.03$ )	2187 ( $\pm 14$ )
Verano	$C_{BLA}$	36	27.3 ( $\pm 1.0$ )	35.3 ( $\pm 0.01$ )	2096 ( $\pm 38$ )
	$C_{CB}$	5	26.9 ( $\pm 0.9$ )	35.2 ( $\pm 0.00$ )	2098 ( $\pm 16$ )
Otoño	$C_{BLA}$	18	23.9 ( $\pm 0.9$ )	35.1 ( $\pm 0.02$ )	2106 ( $\pm 34$ )
	$C_{CB}$	6	23.6 ( $\pm 0.5$ )	35.1 ( $\pm 0.04$ )	2109 ( $\pm 14$ )

...continuación de la Tabla I.

		Escenario: Mareas muertas			
		<i>n</i>	Temperatura	Salinidad	CID
Invierno	<i>C<sub>BLA</sub></i>	18	16.3 (±0.5)	34.8 (±0.25)	2145 (±26)
	<i>C<sub>CB</sub></i>	6	16.3 (±0.1)	34.9 (±0.06)	2201 (±8)
Primavera	<i>C<sub>BLA</sub></i>	36	15.8 (±1.4)	35.0 (±0.01)	2094 (±142)
	<i>C<sub>CB</sub></i>	12	15.2 (±0.5)	35.0 (±0.00)	2190 (±28)
Verano	<i>C<sub>BLA</sub></i>	16	24.4 (±1.2)	34.9 (±0.04)	2076 (±163)
	<i>C<sub>CB</sub></i>	6	24.3 (±0.8)	34.8 (±0.06)	2196 (±40)
Otoño	<i>C<sub>BLA</sub></i>	18	23.9 (±0.9)	35.2 (±0.02)	2131 (±10)
	<i>C<sub>CB</sub></i>	6	23.6 (±0.5)	35.2 (±0.00)	2154 (±13)

Con respecto al CID en la estación de invierno (fig. 8a y 8b), se encontró una distribución similar para ambos escenarios, con valores por encima de los 2100  $\mu\text{mol kg}^{-1}$  tanto en la *C<sub>BLA</sub>* como en la *C<sub>CB</sub>*, sin embargo, las concentraciones a varían a lo largo de las estaciones. De igual manera se observa una distribución muy similar entre ambos escenarios de mareas durante la estación de la primavera (fig. 8c y 8d). Se observa una similitud entre las estaciones del norte de la *C<sub>BLA</sub>* (1-4) y las del *C<sub>CB</sub>* (10-12), con valores máximos de  $\sim 2200 \mu\text{mol kg}^{-1}$ , mientras que las concentraciones mínimas de  $\sim 2070 \mu\text{mol kg}^{-1}$  se encontraron en la parte interna (estaciones 5-9) de la *C<sub>BLA</sub>*.

A diferencia de las dos estaciones anteriores, en verano (fig. 8e y 8f) se puede observar una clara diferencia entre la poca variabilidad en la concentración de CID en escenarios de mareas vivas ( $\sim 2150 \mu\text{mol kg}^{-1}$ ) y el amplio intervalo de variabilidad a lo largo de las estaciones durante las mareas muertas donde, las concentraciones máximas de  $\sim 2250 \mu\text{mol kg}^{-1}$  están en las estaciones del norte (estaciones 1-3) y las de la *C<sub>CB</sub>*, y los valores mínimos fueron de  $\sim 2050 \mu\text{mol kg}^{-1}$  en las estaciones interna (estaciones 4-8) de BLA.

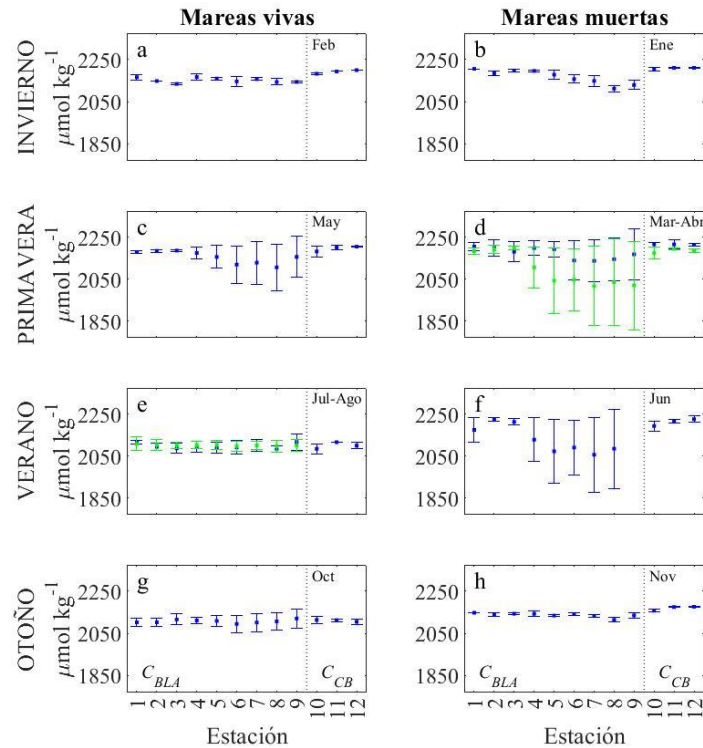


Figura 8. Distribución espacial del CID en escenarios de mareas vivas (paneles a la izquierda) y mareas muertas (paneles a la derecha) durante las cuatro estaciones del año. La línea punteada divide las estaciones de la  $C_{BLA}$  (1-9) y de las estaciones de la  $C_{CB}$  (10-12). En verde se muestran los meses de abril y agosto.

Por último, para la estación del otoño (fig. 8g y 8h), no existe mucha diferencia entre el escenario de marea viva que se mantiene relativamente estable con valores de  $2106 \pm 34 \mu\text{mol kg}^{-1}$  y el escenario de marea muerta que muestra un ligero aumento en las concentraciones a lo largo de las estaciones 1-7 llegando a valores de  $2131 \pm 10 \mu\text{mol kg}^{-1}$ .

## VI.2. Estado trófico del ecosistema

### VI.2.1. Aplicación del modelo de LOICZ-IGBP para obtener $\Delta\text{CID}$

#### VI.2.1.1. Balance de agua

El flujo residual ( $V_R$ ) fue el mismo estimado para las cuatro estaciones, así como también para los dos escenarios de mareas vivas y mareas muertas (Tabla II), con una pérdida de  $0.006 \text{ m dia}^{-1}$  (obtenida de

Delgadillo-Hinojosa y Segovia-Zavala, 1997) y que al multiplicado por el área de  $76.2 \times 10^6 \text{ m}^2$  se obtuvo un flujo negativo por evaporación de  $-482.6 \times 10^3 \text{ m}^3 \text{ día}^{-1}$ . Es decir, un flujo residual ( $V_R$ ) que resultó en  $+482.6 \times 10^3 \text{ m}^3 \text{ día}^{-1}$ .

### VI.2.1.2. Balance de sal

Se observó una diferencia en el volumen de agua que se intercambia por el flujo de mezcla (Tabla II) para ambos escenarios, siendo mayor durante las mareas vivas que durante mareas muertas. En los escenarios de marea viva, el valor mínimo se encontró durante la primavera ( $190,500 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ día}^{-1}$ ) y el máximo durante el otoño ( $275,463 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ día}^{-1}$ ). Mientras que, para los valores en escenarios de marea muerta, el máximo flujo de mezcla se obtuvo para las estaciones de verano y otoño por igual ( $163,830 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ día}^{-1}$ ), y los mínimos durante el invierno ( $141,732 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ día}^{-1}$ ).

Como es de esperarse, lo anterior provoca una diferencia en los tiempos de residencia de las aguas para los dos escenarios, se encontraron valores más cortos durante mareas vivas y tiempos más prolongados durante las mareas muertas (Tabla II). Existe un mínimo tiempo de residencia de  $\sim 8$  días durante las mareas vivas de otoño y contrasta con los prolongados  $\sim 16$  días de estancia durante las mareas muertas de invierno.

Tabla II. Flujo residual ( $V_R$ ), volumen de mezcla ( $V_X$  estimado por el PM) y tiempo de residencia ( $t$ ) en días obtenidos con los balances de agua y sal.

	Mareas vivas			Mareas muertas		
	$\times 10^3 \text{ m}^3 \text{ día}^{-1}$		días	$\times 10^3 \text{ m}^3 \text{ día}^{-1}$		días
	$V_R$	$V_X$	$t$	$V_R$	$V_X$	$t$
Invierno	482	256,032	9.1	482	141,780	16.4
Primavera	482	190,500	12.2	482	146,812	15.9
Verano	482	224,790	10.4	482	163,830	14.2
Otoño	482	275,463	8.5	482	163,830	14.2

### VI.2.1.3. Balance de $\Delta CID$

La tabla III muestra los flujos del constituyente no-conservativo (CID), donde se puede observar una diferencia entre escenarios de mareas para cada uno de ellos. En general, el comportamiento de los  $\Delta CID$  entre estaciones del año se mantiene en flujos negativos, con excepción de algunos casos como se observa en la figura 9. Por

ejemplo, para los  $\Delta CID$  durante el invierno se presentaron flujos negativos para ambos escenarios, sin embargo, fueron de mayor magnitud durante las mareas muertas (Tabla III). Para los flujos negativos durante la primavera, la magnitud de  $\Delta CID$  no difirió mucho entre escenarios de mareas, siendo de menor magnitud en escenarios de mareas vivas ( $-121.6 \text{ mmol m}^{-3} \text{ dia}^{-1}$ ) y mayor magnitud durante mareas muertas ( $-171.2 \text{ mmol m}^{-3} \text{ dia}^{-1}$ ). Sin embargo, para el verano se encontraron los flujos positivos y negativos de mayor magnitud durante toda la serie de tiempo en escenarios de mareas vivas y mareas muertas, respectivamente. Lo anterior se observa en el  $\Delta CID$  de  $+8.8 \text{ mmol m}^{-3} \text{ dia}^{-1}$  en mareas vivas, mientras que durante el escenario de mareas muertas el  $\Delta CID$  llegó al flujo negativo de mayor magnitud de toda la serie de tiempo, siendo este de  $-245.5 \text{ mmol m}^{-3} \text{ dia}^{-1}$ . Durante el otoño y particularmente en mareas vivas la magnitud de los flujos para  $\Delta CID$  disminuyeron hasta considerarse en equilibrio pues llegaron a un mínimo flujo de  $+3.2 \text{ mmol m}^{-3} \text{ dia}^{-1}$ , mientras que en mareas muertas la magnitud de los flujos negativos ( $-36.2 \text{ mmol m}^{-3} \text{ dia}^{-1}$ ) comenzó a acercarse a los valores mínimos del invierno.

Tabla III.  $\Delta CID$  en Bahía de Los Ángeles para las cuatro estaciones del año y en escenarios de mareas vivas (Mv) y mareas muertas (Mm). Se consideró únicamente el intercambio por mareas entre BLA y el CB. El flujo se reporta en  $\times 10^3 \text{ mmol C m}^{-3} \text{ dia}^{-1}$ .

	Mv	Mm
Invierno	-33.8	-93.1
Primavera	-121.6	-171.2
Verano	+8.8	-245.5
Otoño	+3.2	-36.2

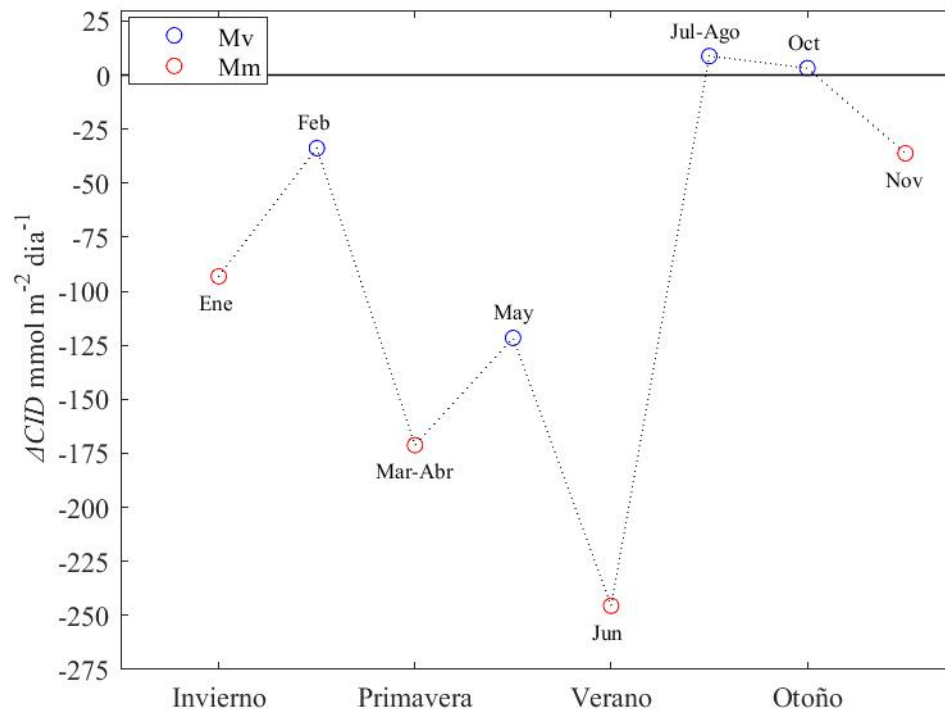


Figura 9.  $\Delta CID$  en Bahía de Los Ángeles para las cuatro estaciones del año. En azul se presenta los muestreos durante escenarios de mareas vivas (Mv) y en rojo escenarios de mareas muertas (Mm). Valores positivos representan un aporte de CID al sistema y valores negativos sugieren una remoción de CID del sistema.

### VI.2.2. Metabolismo neto del ecosistema

El metabolismo neto del ecosistema se mantuvo en valores positivos, lo que refleja un estado autótrofo durante las cuatro estaciones y para ambos escenarios con la excepción de las mareas vivas de verano y otoño, dichos valores negativos del MNE fueron entre 1-2 órdenes de magnitud menores que la condición autótrofa (Tabla IV).

Tabla IV. Metabolismo neto del ecosistema durante cada estación del año presentada en escenarios de mareas vivas y mareas muertas. Los flujos se reportan en  $\text{mmol C m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ .

	Mareas vivas	Mareas muertas	Promedio estacional
Invierno	+33.9	+93.2	+63.5 ( $\pm$ 29.6)
Primavera	+121.6	+171.0	+146.3 ( $\pm$ 24.8)
Verano	-8.6	+245.5	+118.5 ( $\pm$ 127.1)
Otoño	-3.2	+43.0	+19.9 ( $\pm$ 19.7)
Promedio anual			+87.0 ( $\pm$ 71.6)

Durante el invierno, las mareas vivas (fig. 10) presentaron un MNE una magnitud promedio de  $+41.8 \text{ mmol m}^2 \text{ dia}^{-1}$ , mientras que durante escenarios de marea muerta la magnitud promedio fue de  $+138.2 \text{ mmol m}^2 \text{ dia}^{-1}$ . Durante la primavera, los valores fueron entre  $+121.6$  y  $+171.0 \text{ mmol m}^2 \text{ dia}^{-1}$  en escenarios de marea viva y muerta, respectivamente (Tabla IV). Los escenarios de mareas vivas y mareas muertas durante el verano presentaron los valores extremos de toda la serie de tiempo, es decir, un MNE negativo máximo de  $-8.8 \text{ mmol m}^2 \text{ dia}^{-1}$  y un máximo positivo  $+245.5 \text{ mmol m}^2 \text{ dia}^{-1}$ , respectivamente para cada escenario. Finalmente, el caso particular del otoño-mareas vivas se observa un MNE nulo ( $-3.2 \text{ mmol m}^2 \text{ dia}^{-1}$ ), pero uno positivo de  $43.0 \text{ mmol m}^2 \text{ dia}^{-1}$  durante las mareas muertas.

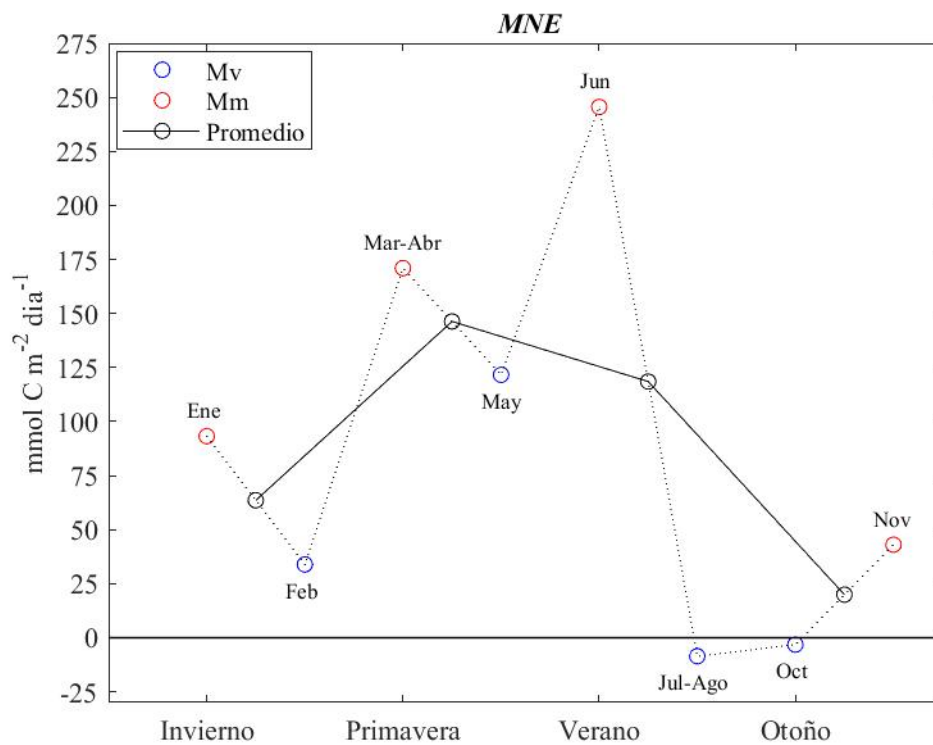


Figura 10. Metabolismo neto del ecosistema utilizando un modelo de 1-caja, calculado a partir de  $\Delta CID$ .

Finalmente, el MNE anual (Tabla IV) resultó en  $+87.0 \text{ mmol m}^2 \text{ dia}^{-1}$ , lo que sugiere un estado autótrofo del sistema  $C_{BLA}$ , pero la magnitud del estado heterótrofo durante los escenarios particulares de mareas vivas para verano y otoño es mínima o nula. Los resultados obtenidos rechazan la hipótesis de que BLA tiene una estacionalidad entre un estado autótrofo y heterótrofo, pues mayormente el MNE se mantiene en valores positivos que le dan a Bahía de los Ángeles un estado autótrofo. Solamente en algunos escenarios cálidos (julio, agosto y

septiembre) y particulares de marea viva el MNE puede disminuir a un estado de equilibrio o ligeramente negativo, pero siempre vuelve a valores positivos.

### VI.3. *Papel como fuente o sumidero de CO<sub>2</sub>*

#### VI.3.1. *Condiciones de pCO<sub>2</sub>*

A lo largo de las estaciones de  $C_{BLA}$  la  $pCO_2$  (fig. 11) respondió de manera semejante al CID (fig. 8a – 8c), es decir que se encontraron escenarios muy similares entre mareas vivas y muertas para las estaciones de invierno y primavera (fig. 11a – 11b) siendo más variable durante la primavera. El invierno (fig. 11a y 11b) los valores se mantuvieron cerca al valor reportado para la  $pCO_{2atm}$  (404  $\mu atm$ ) en ambos escenarios con un promedio de 459  $\mu atm$ , pero en la primavera (fig. 11c y 11d) llegó a variar entre 180-527  $\mu atm$ , con un promedio de 367  $\mu atm$ . Se observa una clara diferencia entre la poca variabilidad de las mareas vivas del verano (fig. 11e) con un promedio de 500  $\mu atm$  y una alta variabilidad en mareas muertas (fig. 11f) con un mínimo de 235  $\mu atm$  y un máximo valor de 928  $\mu atm$ , y en otoño los valores de  $pCO_{2ocn}$  presentaron un promedio 435  $\mu atm$  durante mareas vivas (fig. 11g), muy similares a la  $pCO_{2atm}$  (410  $\mu atm$ ), y valores de mayor magnitud durante las mareas muertas (fig. 11h) llegando hasta 622  $\mu atm$ . Todo lo anterior se resume en una  $pCO_2$  promedio (Tabla V) de 443  $\mu atm$  y 458  $\mu atm$  para escenarios de mareas vivas y muertas, respectivamente, y un promedio anual de 450  $\mu atm$  para la  $C_{BLA}$ .

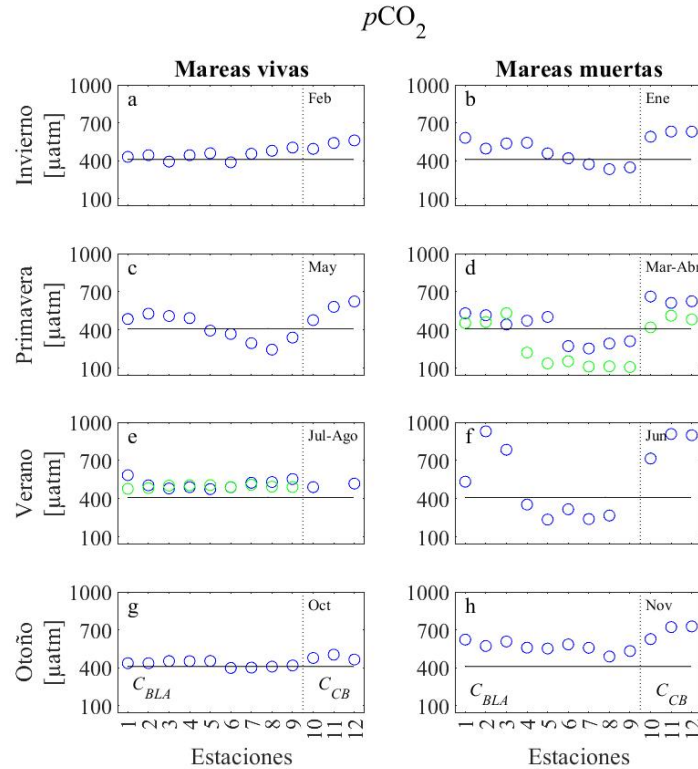


Figura 11.  $p\text{CO}_2$  en escenarios de mareas vivas (paneles a la izquierda) y mareas muertas (paneles a la derecha) durante las cuatro estaciones del año. La línea punteada divide las estaciones de la  $C_{BLA}$  (1-9) y de las estaciones de la  $C_{CB}$  (10-12). La línea sólida horizontal define la  $p\text{CO}_{2\text{atm}} = 409.0 \pm 1.2 \mu\text{atm}$  durante el presente año 2018. En verde se muestran los meses de abril y agosto.

### VI.3.2. Condiciones de $\Delta p\text{CO}_2$ y condiciones de viento

Dicho lo anterior, la respuesta del gradiente de  $p\text{CO}_2$  ( $\Delta p\text{CO}_2$ , fig. 12) fue similar al comportamiento que tuvo la  $p\text{CO}_2$  a lo largo de las estaciones. Sin embargo, cabe destacar que en todos los escenarios las estaciones correspondientes a la  $C_{CB}$  siempre fueron de mayor magnitud a las encontradas dentro de  $C_{BLA}$  (fig. 12) y aunado a lo anterior, dentro de  $C_{BLA}$  las estaciones más al norte (1-3) mostraron valores muy similares a los de  $C_{CB}$ . Se encuentra un gradiente negativo únicamente en estaciones internas de  $C_{BLA}$  (6-9), esto ocurre en ambos escenarios de marea de la primavera (fig. 12c y 12d) y durante las mareas muertas del verano (fig. 12f), escenarios que mostraron una mayor variabilidad. El escenario de marea viva en otoño (fig. 12g) se caracterizó por un gradiente cercano al equilibrio con un de  $21.93 \mu\text{atm}$ , mientras que en escenarios de mareas muertas (fig. 12h) se observó un gradiente positivo y constante a lo largo de todas las estaciones de  $C_{BLA}$  alcanzando un

promedio de  $155.50 \mu\text{atm}$ . Finalmente, el  $\Delta p\text{CO}_2$  promedio (Tabla V) resultante para mareas vivas y muertas es de  $37.27 \mu\text{atm}$  y  $48.75 \mu\text{atm}$ , respectivamente, con un promedio anual de  $43.01 \mu\text{atm}$ .

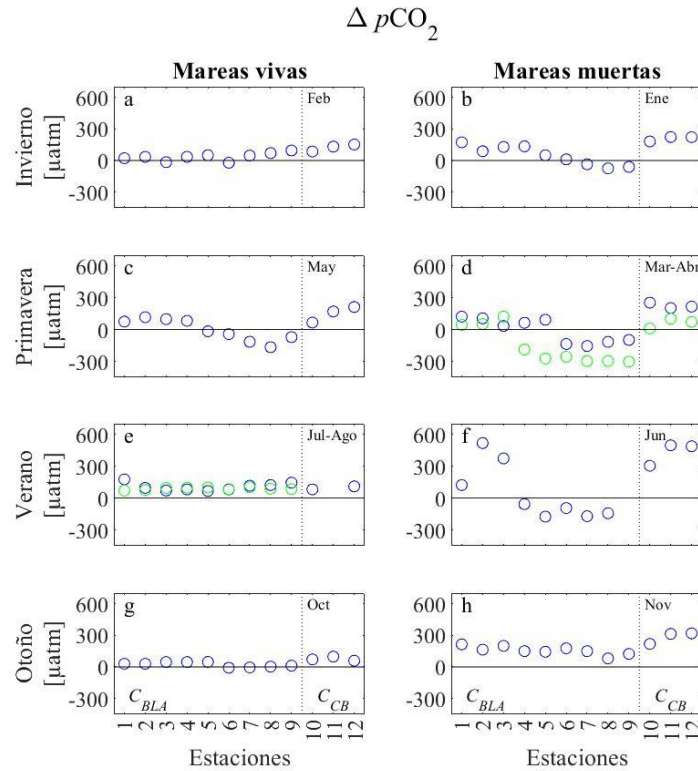


Figura 12.  $\Delta p\text{CO}_2$  en escenarios de mareas vivas (paneles a la izquierda) y mareas muertas (Paneles a la derecha) durante las cuatro estaciones del año. La línea punteada divide las estaciones de la  $C_{BLA}$  (1-9) y de las estaciones de la  $C_{CB}$  (10-12). En verde se muestran los meses de abril y agosto.

Los vientos durante los muestreos del presente estudio se presentan en las figuras 12a y 12b para escenarios de mareas vivas y mareas muertas, respectivamente. Los vientos durante las mareas vivas presentaron una menor intensidad que en mareas muertas. Se observa como los vientos durante la primavera fueron más intensos a los del invierno en ambos escenarios, y posteriormente disminuyen para la estación del verano. Únicamente otoño mostró una discrepancia entre escenarios, y siendo mínimos durante las mareas vivas y máximos durante las mareas muertas.

Lo descrito anteriormente resulta en flujos de  $\text{CO}_2$  muy débiles o considerablemente nulos para escenarios de mareas vivas durante las cuatro estaciones del año (fig. 14, paneles a la izquierda), posiblemente debido a

la baja velocidad del viento menor a  $1.0 \text{ m s}^{-1}$  (fig. 13a) en invierno, verano y otoño, únicamente los flujos de la primavera (fig. 14c y 14d) tienden a valores positivos de  $+1.45 \text{ mmol m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$  en las estaciones al norte (1-4 similares a las del  $C_{CB}$ ) y flujos negativos de  $-2.03 \text{ mmol m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$  en las estaciones internas (6-9), con un viento de  $2.53 \text{ m s}^{-1}$  (fig. 13a).

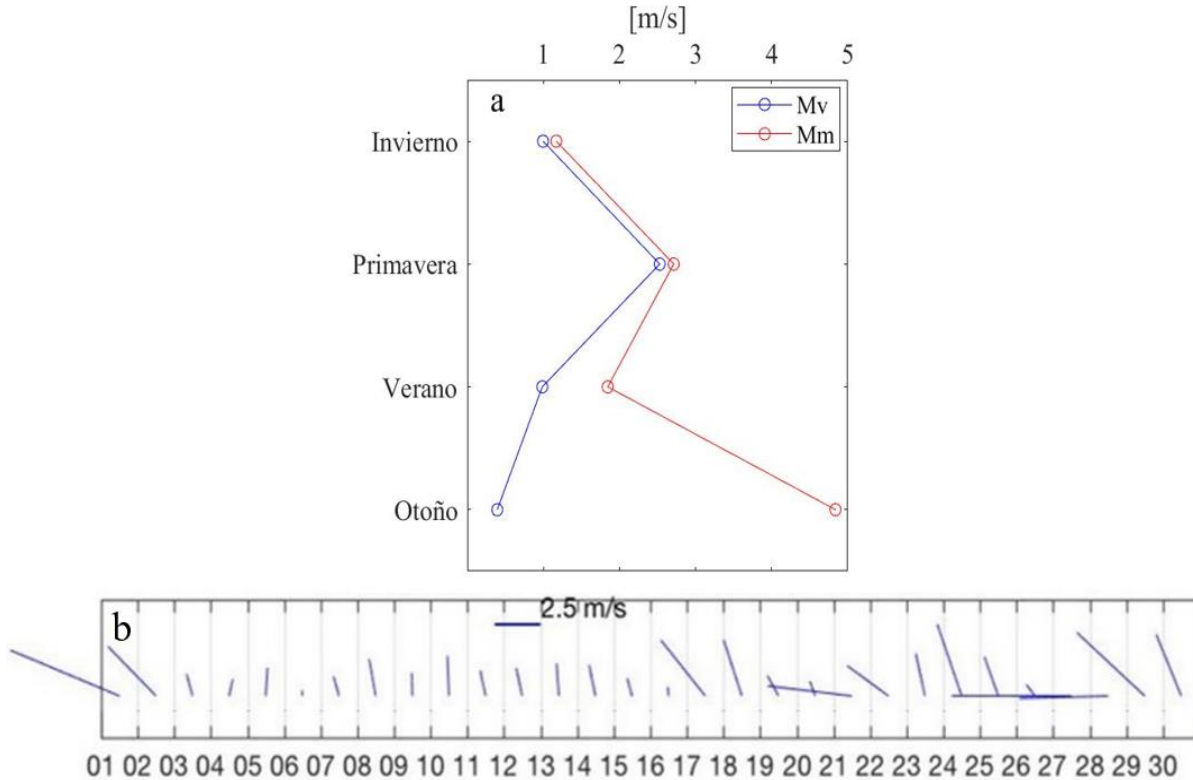


Figura 13. Velocidad del viento ( $\text{m s}^{-1}$ ) registrada durante cada muestreo por estación del año en escenarios de a) mareas vivas (Mv) y mareas muertas (Mm) para el presente trabajo. En b) se muestran los vientos promedio para un día típico para el mes de noviembre.

### VI.3.3. Flujos de $\text{CO}_2$

Lo que respecta a los flujos de  $\text{CO}_2$  durante escenarios de mareas muertas (fig. 14, paneles a la derecha) durante el invierno los flujos se mantuvieron débiles pero positivos con un promedio de  $+1.16 \text{ mmol m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ . La primavera (fig. 14d) tuvo el escenario más contrastante, pues se encuentran los flujos máximos en ambas direcciones de todo el periodo de estudio, un flujo positivo de hasta  $+3.10 \text{ mmol m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$  para las estaciones más al norte (1-5) y un flujo negativo de  $-3.97 \text{ mmol m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$  en las estaciones internas (6-9) de la  $C_{BLA}$ .

Durante el verano (fig. 14f) las estaciones al norte (1-3) presentaron un flujo en magnitud similar a las de  $C_{CB}$ , con un promedio de  $+1.90 \text{ mmol m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ , mientras que el débil flujo de las estaciones internas se mantuvo cerca del equilibrio con un valor promedio de  $-0.60 \text{ mmol m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ . Finalmente, durante el otoño, los fuertes vientos de  $4.8 \text{ m s}^{-1}$  (fig. 13b) aumentaron la magnitud de los flujos positivos (fig. 14h), con un mínimo de  $+3.48 \text{ mmol m}^{-2} \text{ día}^{-1}$  en parte interna de la  $C_{BLA}$  y un máximo de  $+9.34 \text{ mmol m}^{-2} \text{ día}^{-1}$  en la estación más al norte (est. 1), con un promedio de  $+7.06 \text{ mmol m}^{-2} \text{ día}^{-1}$  (Tabla V). Estos son valores dentro de lo reportado en la literatura para la RGI (Hidalgo-González *et al.*, 1997) sin embargo mantienen una menor magnitud a lo largo del año.

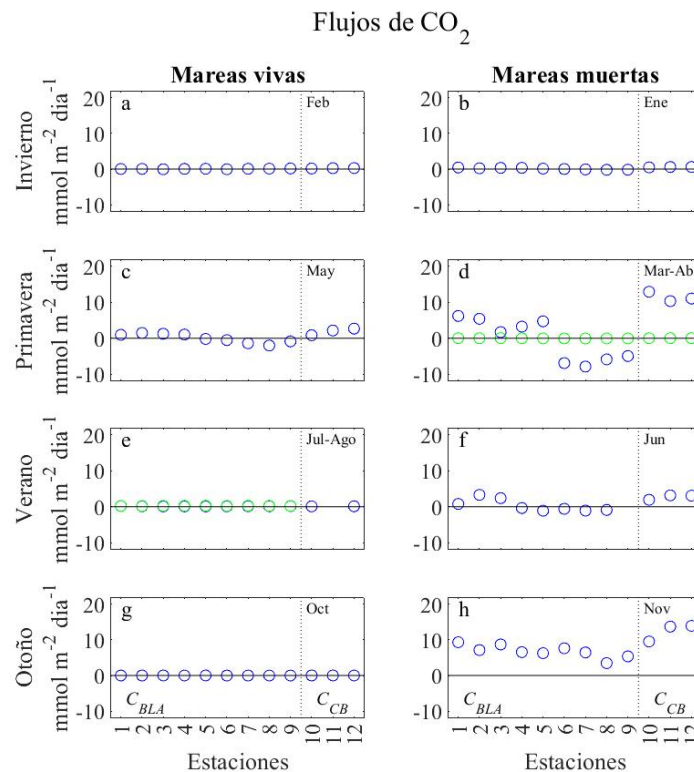


Figura 14. Flujos de  $\text{CO}_2$  entre el sistema y la atmósfera en escenarios de mareas vivas (paneles a la izquierda) y mareas muertas (Paneles a la derecha) durante las cuatro estaciones del año. Valores positivos sugieren una fuente de  $\text{CO}_2$  y valores negativos un sumidero. La línea punteada divide las estaciones de la  $C_{BLA}$  (1-9) y de las estaciones de la  $C_{CB}$  (10-12). En verde se muestran los meses de abril y agosto.

Los flujos promedio entre escenarios de mareas (Tabla V), difieren entre un estado cercano al equilibrio durante mareas vivas, con un valor positivo de  $+0.07 \text{ mmol m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ , y un flujo de mayor magnitud durante

escenarios de mareas muertas (Tabla V), llegando a  $+2.33 \text{ mmol m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ . El flujo promedio anual, con un valor positivo de  $+1.20 \text{ mmol m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ , indica que Bahía de Los Ángeles actúa ligeramente como un sistema fuente de  $\text{CO}_2$ .

Tabla V. Valores promedio observados de  $p\text{CO}_{2\text{ocn}}$  ( $\mu\text{atm}$ ),  $\Delta p\text{CO}_2$  ( $\mu\text{atm}$ ), vientos ( $\text{m s}^{-1}$ ) y los flujos de  $\text{CO}_2$  ( $\text{mmol C m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ ) promedios para cada estación, cada escenario de mareas vivas (Mv) y mareas muertas (Mm) y durante el periodo de estudio 2018.

Escenario: Mareas vivas						
		<i>n</i>	$p\text{CO}_2$	$\Delta p\text{CO}_2$	Viento	flujo $\text{CO}_2$
Invierno	$C_{BLA}$	9	443 ( $\pm 37$ )	34.8 ( $\pm 37.4$ )	0.99	0.07 ( $\pm 0.07$ )
	$C_{CB}$	3	531 ( $\pm 34$ )	122.7 ( $\pm 34.1$ )		0.24 ( $\pm 0.07$ )
Primavera	$C_{BLA}$	9	407 ( $\pm 102$ )	-4.8 ( $\pm 102.0$ )	2.52	-0.05 ( $\pm 1.26$ )
	$C_{CB}$	3	561 ( $\pm 75$ )	149.1 ( $\pm 75.5$ )		1.88 ( $\pm 0.95$ )
Verano	$C_{BLA}$	9	505 ( $\pm 28$ )	97.1 ( $\pm 27.9$ )	0.98	0.17 ( $\pm 0.06$ )
	$C_{CB}$	2	504 ( $\pm 20$ )	95.6 ( $\pm 19.7$ )		0.11 ( $\pm 0.02$ )
Otoño	$C_{BLA}$	9	428 ( $\pm 23$ )	21.9 ( $\pm 22.5$ )	0.39	0.01 ( $\pm 0.01$ )
	$C_{CB}$	3	482 ( $\pm 20$ )	75.6 ( $\pm 19.8$ )		0.02 ( $\pm 0.01$ )
Escenario: Mareas muertas						
			$p\text{CO}_2$	$\Delta p\text{CO}_2$	Viento	flujo $\text{CO}_2$
Invierno	$C_{BLA}$	9	454 ( $\pm 91$ )	45.5 ( $\pm 91.1$ )	1.17	0.12 ( $\pm 0.24$ )
	$C_{CB}$	3	616 ( $\pm 24$ )	208.2 ( $\pm 23.8$ )		0.56 ( $\pm 0.06$ )
Primavera	$C_{BLA}$	9	327 ( $\pm 162$ )	-82.8 ( $\pm 162.1$ )	2.71	-0.26 ( $\pm 4.00$ )
	$C_{CB}$	3	552 ( $\pm 95$ )	142.4 ( $\pm 95.5$ )		5.73 ( $\pm 6.32$ )
Verano	$C_{BLA}$	8	457 ( $\pm 267$ )	46.4 ( $\pm 266.7$ )	1.84	0.3 ( $\pm 1.69$ )
	$C_{CB}$	3	840 ( $\pm 109$ )	429.2 ( $\pm 108.8$ )		2.72 ( $\pm 0.69$ )
Otoño	$C_{BLA}$	9	564 ( $\pm 40$ )	155.5 ( $\pm 39.9$ )	4.84	6.78 ( $\pm 1.75$ )
	$C_{CB}$	3	691 ( $\pm 57$ )	283.3 ( $\pm 56.7$ )		12.40 ( $\pm 2.48$ )

## VII. DISCUSIÓN

Bahía de Los Ángeles ha sido sujeto de estudio debido a que la productividad de sus aguas atrae a una gran cantidad de especies por alimentación, refugio y reproducción (Canino-Herrera 1989; Durand, 1989; López-Valdez, 1989; Danemann, 2004; Danemann y Ezcurra, 2007, Cortes-Espinoza, 2019). Además, ha mantenido un considerable interés oceanográfico por el dinamismo que ocurre entre el AGC y el ASsSt en el Canal de

Ballenas, procesos de advección tan intensos que mantienen una surgencia semipermanente durante todo el año (López *et al.*, 2008; Hernández-Ayón *et al.*, 2013; Torres-Delgado *et al.*, 2013; Martínez-Fuentes *et al.*, 2022) y que combinado con los vientos estacionales dan oportunidad a una incursión de masas de aguas (AGC o ASsSt) a la bahía dependiendo de la temporada (Amador-Buenrostro *et al.*, 1991, Martínez-Fuentes *et al.*, 2022).

### VII.1. Condiciones hidrográficas y de CID

Este sistema costero mantiene condiciones hipersalinas a lo largo del año, pero una marcada estacionalidad con la temperatura. Con el diagrama TS fue posible detectar la presente estacionalidad en la zona de estudio de dos masas de agua como se menciona en diversos trabajos para el Canal de Ballenas (Hernández-Ayón *et al.*, 2013; Torres-Delgado *et al.*, 2013; López tejada *et al.*, 2020; Martínez-Fuentes *et al.*, 2022). Por un lado, en la temporada fría, que incluye el invierno y la primavera (Hidalgo-González y Álvarez-Borrego, 2001), se detectó la influencia del ASsSt, caracterizada por presentar salinidades en promedio por debajo de 35 unidades y con concentraciones máximas de CID cercanas a  $2300 \mu\text{mol kg}^{-1}$ . Durante el invierno se mantuvieron concentraciones sin mucha variabilidad, pero no fue así durante la primavera la cual destacó por presentar una variabilidad en la CID en las estaciones internas de  $C_{BLA}$  (6-9; fig. 1), llegando a concentraciones mínimas de  $\sim 1850 \mu\text{mol kg}^{-1}$  durante mareas muertas. Además, la primavera (en el mes de mayo) fue la única estación del año que entre los escenarios de mareas vivas presentó una variabilidad tan amplia en las concentraciones, y esta variabilidad pudiera estar relacionada a que presentó el mayor tiempo de residencia de  $\sim 12$  días (Tabla III).

Por otro lado, durante el verano y el otoño se detectó la incursión del AGC. Al inicio del mes de junio se observaron las temperaturas y salinidades por encima de  $\sim 24.3$  °C y 35, respectivamente, así como también las concentraciones de CID por debajo de los  $2100 \mu\text{mol kg}^{-1}$  que señalan su presencia como lo mencionan Hernández-Ayón *et al.* (2013) para el Canal de Ballenas. Únicamente durante el mes de junio se observó una variabilidad en las concentraciones de CID llegando hasta mínimos de  $1900 \mu\text{mol kg}^{-1}$ . Para el resto de los meses las concentraciones se mantuvieron más estables ( $2100 \pm 45 \mu\text{mol kg}^{-1}$ ).

El amplio prisma de la marea (4 m) suele definir la magnitud del intercambio de agua que ocurre entre el sistema y el canal adyacente en ambos escenarios de mareas. En el presente trabajo es clara la similitud en la temperatura, salinidad y CID entre las estaciones más al norte (estaciones 1-3) en la  $C_{BLA}$  y las estaciones en

la CCB (fig. 1). Lo que deja ver la conectividad entre BLA y el CB que se ha mencionado anteriormente (Álvarez *et al.*, 1984; Canino *et al.*, 1990; Amador-Buenrostro *et al.*, 1991; Martínez-Fuentes *et al.*, 2022).

## VII.2. Estado trófico en Bahía de Los Ángeles

### VII.2.1. Balance de agua, balance de sal, tiempos de residencia y balance $\Delta CID$

Bahía de Los Ángeles se encuentra en una región mediterránea, por lo que no existe un aporte de agua por ríos que modifique el balance de agua, pero como parte del Golfo de California presenta una alta evaporación durante todo el año (Roden, 1958) la cual es un factor importante capaz de controlar el balance de agua de manera constante, pero resulta en un volumen mucho menor al flujo de mezcla. En este sistema hipersalino no se encontró una diferencia mayor a 0.3 unidades de salinidad a lo largo del sistema (Océano-Sistema costero), por lo que no fue posible usar esta variable como trazador, del grado de mezcla como sugiere el método convencional del modelo de LOICZ (Gordon *et al.*, 1996). Debido a lo anterior, el flujo de mezcla se aproximó utilizando la incursión de las mareas utilizando el prisma de marea. Este método fue apropiado particularmente para este sistema pues BLA mantiene una constante comunicación con el CB a través de sus amplios canales entre las islas. Los tiempos de residencia encontrados en este trabajo por este método fueron ligeramente mayores a los reportados por López-Tejada (2020) quien realizó una aproximación usando un modelo numérico. Una particularidad fue que los tiempos de residencia calculado fueron mayores durante las mareas muertas durante invierno y primavera. Sin embargo, durante mareas vivas el mayor tiempo de residencia ocurrió entre primavera y verano.

Los valores de  $\Delta CID$  calculados para todo el periodo de estudio resultaron en valores negativos, los cuales pudieran atribuirse a la asimilación por los productores primarios dentro del sistema. La propuesta anterior es más clara al observar los valores positivos generados del MNE, que nos hablan de un sistema autótrofo ( $p > r$ ). La pérdida de CID en la parte interna de la bahía está asociada al consumo por parte de la alta productividad primaria que se ha reportado en la zona (Gaxiola-astro *et al.*, 1995, López-Tejada, 2020; Martínez-Fuentes *et al.*, 2022). En invierno, un proceso físico que podría favorecer a la señal biológica es la asociada a un giro que permanece durante tiempo prolongados (Amador-Buenrostro *et al.*, 1991). La pérdida de CID deja ver el consumo mencionado por Martínez-Fuentes *et al.* (2022) el cual concuerda con lo encontrado en el presente trabajo, teniendo un máximo consumo durante la temporada fría, y uno de menor magnitud durante la temporada cálida, pero con escenarios extremos en el que el flujo de  $\Delta CID$  es ligeramente positivo.

### VII.2.2. *Metabolismo neto del ecosistema*

Al notar la diferencia en las concentraciones de CID en las estaciones dentro de la  $C_{BLA}$  es evidente la zonación oceanográfica que definieron Martínez-Fuentes *et al.* (2022) y que se ve reflejado en las diferentes señales biogeoquímicas que los autores mencionan. Este hecho sugeriría el uso de un modelo de dos cajas en la aplicación del modelo de LOICZ. Sin embargo, para este estudio fue suficiente (pero no se limita) utilizar un modelo de una caja para evaluar el MNE a nivel ecosistema y observar los cambios estacionales esperados por primera vez.

En un promedio general BLA mantiene un metabolismo positivo ( $+87.0 \pm 71.6 \text{ mmol m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ ) a lo largo del año, es decir un estado autótrofo, lo que concuerda con lo encontrado para BSLG (Delgadillo-Hinojosa y Segovia-Zavala, 1997) y para otros sitios que se localizan sobre la misma costa del GC. Pero difiere de otro trabajo realizado en el otro extremo del GC el cual presentó un comportamiento heterótrofo (Botello-Ruvalcaba y Valdez-Holguín, 1997) y con el estado trófico en balance de BSQ (Camacho-Ibar *et al.*, 1997; Camacho-Ibar *et al.*, 2003; Ribas-Ribas *et al.*, 2011; Ávila-López *et al.*, 2016) en las costas del Pacífico.

En BLA la mayor producción se observó en escenarios de mareas muertas para todas las estaciones del año, pues los altos tiempos de residencia dan oportunidad a un mayor consumo por parte de productores primarios en la parte interna de la bahía, donde la temperatura tiende a aumentar (cada escenario y estación del año) y posiblemente por la presencia del giro antes mencionado (Amador-Buenrostro *et al.*, 1991; López-Tejada, 2020; Martínez-Fuentes *et al.*, 2022). Este estado autótrofo fue de menor magnitud durante las mareas vivas para cada estación del año y, aunado a lo anterior, durante la transición verano-otoño esta producción fue menor aun grado que el metabolismo llegó incluso a valores negativos, probablemente debido a procesos de respiración que generan un ligero aporte de CID (fig. 8) lo que le dio a BLA un estado heterótrofo y casi nulo (comparado con el estado autótrofo) en los meses de julio-octubre. Para el final de año BLA comienza a regresar de nuevo para tener un estado autótrofo, pues los valores positivos del MNE en la transición otoño-invierno (noviembre) comienzan a aumentar a valores muy parecidos a aquellos encontrados al inicio del año.

Consideramos que, al inicio del año, la tendencia a aumentar del MNE por la presencia del ASsSt enriquecida en el Golfo de California (Halfar *et al.*, 2004) y por tanto dentro de BLA, perduró hasta la temporada cálida, cuando aún se nota su influencia y disminuye drásticamente una vez que está presente el AGC por el resto del año (Martínez-Fuentes *et al.*, 2022). A pesar de que la mayor biomasa fitoplanctónica es reportada durante el invierno (López-Tejada, 2020), en el presente estudio fue la primavera donde se encontró una mayor producción promedio y posteriormente disminuye hasta valores negativos durante los meses de

julio y agosto. En este trabajo, la disminución se atribuye a la presencia del AGC durante esta temporada cálida que se ha caracterizado por tener bajas concentraciones de nutrientes en el CB (Torres-Delgado *et al.*, 2013). La magnitud del MNE encontrado en el presente trabajo, particularmente durante el mes de junio, difiere por mucho con lo reportado para otros sistemas en la región (Botello-Ruvalcaba y Valdez-Holguín, 1997; Delgadillo-Hinojosa y Segovia-Zavala, 1997; Ribas-Ribas *et al.* 2011) probablemente debido al gran tamaño del sistema.

Un dato adicional a discutir son las diferencias de los resultados del MNE generados en mareas vivas vs mareas muertas. De inicio habrá que resaltar que las mareas vivas producen una mayor turbulencia por lo que la columna de agua tiende a homogeneizarse, mientras que durante mareas muertas la columna de agua se estratifica por la exposición de la capa superior (Ibarra-Sañudo, 1988; Castro-Montoya, 1988; Canino-Herrera 1989; Durand, 1989; López-Valdez, 1989). En los escenarios con altos tiempos de residencia (mayores a ~11 días) se da oportunidad a que exista una dominancia en el consumo de CID y el MNE es mayor. Cuando los tiempos de residencia de 10 días (o menos) el MNE disminuye por debajo de  $36.2 \text{ mmol m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$  el estado trófico del ecosistema se asemeja más a un sistema en equilibrio, aunque sesgado a un estado de heterotrofia independientemente de la presencia de las masas de agua durante cada temporada. Lo anterior deja ver que la magnitud de la entrada y salida de las mareas vivas pueden mover gran cantidad de agua en este sistema, lo que aumenta la magnitud de  $V_x$  y disminuye los tiempos de residencia.

### VII.3. Intercambio de $\text{CO}_2$ en Bahía de Los Ángeles

#### VII.3.1. Condiciones de $p\text{CO}_2$ y $\Delta p\text{CO}_2$

Los valores de  $p\text{CO}_{2\text{ocn}}$  y  $\Delta p\text{CO}_2$  encontrados en este trabajo son muy similares a los ya reportados en trabajos anteriores sobre BLA (Cortés-Espinoza, 2019; Uribe-López, 2019), pero en el presente trabajo se tiene el caso particular del mes de junio, cuando la  $p\text{CO}_{2\text{ocn}}$  alcanzó valores máximos cercanos a los  $1000 \mu\text{atm}$  tanto en la parte norte del sistema (estaciones 1-3) como en la  $C_{CB}$ , mismos valores que Hernández-Ayón *et al.* (2013) reportan para el CB. Lo anterior hace evidente la conectividad que existe entre la parte norte del sistema con el canal adyacente, tal cual lo mencionan Martínez-Fuentes *et al.* (2022) para esta zona. Lo que hace particular a BLA fueron las bajas magnitud de los valores de  $\Delta p\text{CO}_2$  que puede mantener a lo largo del año a diferencia de las grandes magnitudes que puede llegar a haber en la misma RGI (Hidalgo-González *et al.*, 1997)

Durante escenarios de mareas vivas, la  $p\text{CO}_{2\text{ocn}}$  se mantiene en valores ligeramente mayores o muy similares a la  $p\text{CO}_{2\text{atm}}$  (fig. 11) a lo largo de todas las estaciones, pero con la única excepción de la primavera (fig. 11c), cuando se presentan  $\Delta p\text{CO}_2$  negativos en las estaciones internas del sistema (estaciones 5-9). Cabe señalar que este escenario coincide con los flujos negativos de  $\Delta\text{CID}$  de mayor magnitud (discutido en la sección anterior). Por otro lado, las mareas muertas se caracterizaron por presentar valores de  $p\text{CO}_{2\text{ocn}}$  por debajo de la  $p\text{CO}_{2\text{atm}}$  en las mismas estaciones internas del sistema (fig. 11), con la única excepción del caso en el mes de noviembre, cuando todo el sistema mantuvo una  $p\text{CO}_2$  ( $564 \pm 40 \mu\text{atm}$ ) con menor variación a lo largo de las estaciones.

Durante la temporada fría en la primavera (fig.11c y 11d) y el caso particular de junio (fig.11f), fueron escenarios que presentaron similitudes en la distribución de  $p\text{CO}_{2\text{ocn}}$  a lo largo de las estaciones, con  $\Delta p\text{CO}_2$  negativo en las estaciones internas (estaciones 5-9), lo que coincidió con la alta variabilidad de CID de marzo a junio (fig. 8c, 8d y 8f), y se señala nuevamente flujos negativos de  $\Delta\text{CID}$  ( $< -90 \text{ mmol m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ ) en mayor magnitud. Por otro lado, durante la temporada cálida en escenarios de mareas vivas, el estado heterótrofo y en balance que se observó durante los meses de julio-agosto ( $\Delta\text{CID} = 8.8 \text{ mmol m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ ) y octubre ( $\Delta\text{CID} = 3.2 \text{ mmol m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ ; fig. 9), respectivamente, son los mismos escenarios cuando se observan los  $\Delta p\text{CO}_2$  con una menor variación a lo largo de las estaciones ( $+97.1 \pm 27.9 \mu\text{atm}$  y  $+21.0 \pm 27.9 \mu\text{atm}$ , respectivamente) a lo largo de todas las estaciones (fig. 12e y 12g).

Al final de la temporada cálida en noviembre (fig. 12h) se presentó un aumento de  $\Delta p\text{CO}_2$  y con poca variabilidad entre estaciones, lo que se asocia al aumento y estabilidad en la concentración de CID (fig. 8h), probablemente a la permanencia de ~14 días del AGC. Sin embargo, la relación que se va estableciendo entre el  $\Delta\text{CID}$  y  $\Delta p\text{CO}_2$  difiere en este escenario, pues se tienen valores positivos de  $\Delta p\text{CO}_2$  ( $+55.5 \pm 39.9 \mu\text{atm}$ ) y de mayor magnitud cuando se encuentran valores negativos de  $\Delta\text{CID}$  ( $-36.2 \text{ mmol m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ ). La discrepancia durante este mes puede ser más clara al observar el escenario extremo de los flujos de  $\text{CO}_2$  hacia la atmósfera en la siguiente sección.

### VII.3.2. Flujos de $\text{CO}_2$

Las condiciones de viento que había durante la toma de muestras discretas en este trabajo y las magnitudes del viento coinciden con lo registrado para esta zona a lo largo del año (fig. 2). El flujo de  $\text{CO}_2$  en BLA fue similar a lo reportado en la RGI, con valores cercanos al equilibrio o fluyendo hacia la atmósfera, tal y como lo describen Hidalgo-Gonzales *et al.* (1997). Sin embargo, fue de menor magnitud (máximos de  $10 \text{ mmol m}^{-2}$

dia<sup>-1</sup>) al ser comparado con los flujos en el CB (valores máximos de 23 mmol m<sup>-2</sup> dia<sup>-1</sup>). No obstante, los flujos fueron mayores a los reportados para otro sistema (Ávila- López *et al.*, 2016) donde lo atribuyen a eventos de surgencia tan intensos comparables con las surgencias que ocurren en BLA.

Los flujos de CO<sub>2</sub> puede modularse con velocidades del viento. Se observa que cuando la velocidad del viento es > 4.5 m s<sup>-1</sup>, como en los escenarios de primavera y el mes de noviembre, aumentan el intercambio de gases, pero cuando las velocidades de vientos son < 3.5 m s<sup>-1</sup> no suelen influir mucho sobre el intercambio de CO<sub>2</sub>, como se observa en ambos escenarios de invierno y de julio-octubre. Aunque el promedio de la velocidad de los vientos durante los muestreos fue 1.5 ± 0.7 m s<sup>-1</sup>, en escenarios particulares se presentó la influencia de fuertes vientos con velocidad de > 4.5 m s<sup>-1</sup>. En uno de ellos, el escenario extremo en el mes de noviembre, se presentaron vientos máximos de hasta 4.8 m s<sup>-1</sup>. Esta magnitud de viento fue suficiente para favorecer los máximo flujos positivos de CO<sub>2</sub> a lo largo de todas las estaciones, pero se alcanza a notar una ligera disminución en las estaciones internas del sistema, lo cual está asociado al flujo negativo de *ACID* encontrado para este escenario y que es más evidente en otros escenarios.

Otro escenario en presentar vientos máximos fue durante el mes de marzo (en primavera), cuando llegaron a un máximo de 5.4 m s<sup>-1</sup> y magnificaron los flujos positivos de CO<sub>2</sub> en las estaciones del norte (estaciones 1-5; fig. 14d; +4.2 ± 1.9 mmol m<sup>-2</sup> dia<sup>-1</sup>), aun cuando existían flujos negativos de *CID* de gran magnitud. Lo anterior hace sentido al observar la parte interna de la bahía (estaciones 6-9), donde se observan una mayor variabilidad en la concentración de *CID*, la cual puede asociarse al consumo que menciona Martínez-Fuentes *et al.* (2022) y donde los flujos de CO<sub>2</sub> son negativos y de mayor magnitud (estaciones 6-9; fig. 14d; -6.4 ± 1.0 mmol m<sup>-2</sup> dia<sup>-1</sup>) para este escenario particular. Aunado a lo anterior, se encontraron flujos negativos dentro del mismo sistema incluso en el mes de mayo (fig. 14c) y el mes de junio (fig. 14f) aunque de menor magnitud, posiblemente debido a los vientos débiles (2.5 y 1.85 m s<sup>-1</sup>, respectivamente) en estos meses. Se observan flujos de CO<sub>2</sub> positivos en las estaciones al norte del sistema (+2.1 ± 0.9 mmol m<sup>-2</sup> dia<sup>-1</sup>) y flujos de CO<sub>2</sub> negativos en las estaciones en la parte interna de la bahía (-0.8 ± 0.3 mmol m<sup>-2</sup> dia<sup>-1</sup>). Cabe señalar que estos escenarios (marzo a junio) mostraron los máximos valores en el MNE de todos los escenarios, lo que induce a pensar que la modulación en el intercambio de CO<sub>2</sub> no solo se atribuye a los cambios en la velocidad del viento sino también a los procesos de consumo que ocurren dentro del sistema. Pero al analizar lo ocurrido durante el mes de junio cuando la velocidad del viento se mantuvo en 1.8 m s<sup>-1</sup> vemos que este no fue el caso, pues mientras se encontró un flujo negativo de *ACID* (el mayor de todo el periodo de estudio) los flujos de CO<sub>2</sub> son mínimo al compararlos con lo ocurrido en el mes de marzo.

Este sistema cuenta con un aporte de agua subsuperficial desde el canal adyacente que es comparable con el transporte hacia las lagunas costeras desde la región de surgencias en la costa del Pacífico. A pesar de este hecho, los flujos de CO<sub>2</sub> promedio son mínimos comparados con los que han reportado para BSQ (Ribas-Ribas *et al.*, 2011, Ávila-López *et al.*, 2016). En el presente trabajo (y en comparación con BSQ) se alcanza a notar ligeros flujos de CO<sub>2</sub> hacia la atmosfera en las estaciones al norte que se atribuyen a los altos valores de  $p\text{CO}_2$  y  $\Delta p\text{CO}_2$  (fig. 11f y 12f, respectivamente) por la conectividad que tiene con el canal adyacente (y con el océano Pacífico en el caso de BSQ). Por otro lado, se encontraron valores negativos, aunque mínimos, en la parte interna del sistema, donde existe una mayor oportunidad para consumo de CID por parte de productores primarios (y en BSQ por consumo por parte de pastos marinos).

Los flujos de CO<sub>2</sub> entre el océano y la atmósfera fueron prácticamente nulos para el resto de los escenarios, con valores cercanos a  $0.5 \text{ mmol m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$  en promedio anual mientras los vientos se mantuvieron por debajo de  $3 \text{ m s}^{-1}$ . Sin embargo, con escenarios en los que se magnificó la velocidad del viento por encima de  $4.8 \text{ m s}^{-1}$ , BLA actuó como una fuente de CO<sub>2</sub> hacia la atmósfera, lo cual incrementó el intercambio de CO<sub>2</sub> hasta valores máximos de  $12.4 \pm 2.4 \text{ mmol m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$  y promediando el flujo anual a  $1.6 \text{ mmol m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ . Estos flujos promedios son mínimo comparado con flujos reportados para otros ecosistemas costeros como por ejemplo estuarios macro mareales ( $118 \text{ mmol m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ ), sistemas de manglares ( $51 \text{ mmol m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ ), y sistemas de marismas ( $64 \text{ mmol m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ ) reportados por Borges (2005).

En general, los vientos en BLA presentan máximas velocidades, incluso en condiciones que no se contemplaron para el presente trabajo, y que suelen ser máximas y constantes durante un día típico como el ejemplo durante la primavera (fig. 2). En otras palabras, los flujos de CO<sub>2</sub> podrían tener magnitudes diferentes que no estamos observando debido a las limitaciones en la escala estacional y anual del análisis.

Bahía de Los Ángeles es un sistema altamente productivo y este análisis nos dió la oportunidad de detectar eventos particulares que ocurren dentro del sistema, donde la producción juega un papel importante en la modificación del sistema del carbono, lo que define el estado trófico y el intercambio de CO<sub>2</sub> lo largo del año.

## VIII. CONCLUSIONES

### VIII.1. *Condiciones hidrográficas y masas de agua presentes en BLA*

Los cambios en temperatura dieron oportunidad para identificar la influencia de estas dos masas de agua (Martínez-Fuentes *et al.*, 2022) presentes durante cada temporada la bahía, una dominancia del ASsSt durante la temporada de fría, transportada por procesos de advección, que mezcla y enriquece la superficie en el CB (Portela *et al.* 2016; López *et al.*, 2008; Delgadillo-Hinojosa *et al.*, 2013) y durante la temporada cálida permanece el AGC con agua oligotróficas. Sin embargo, existió el caso particular del mes de junio en el que es difícil definir la masa de agua presente en la bahía, pues mientras se encuentran salinidades bajas y aguas enriquecidas en CID que inducen a pensar en la presencia del ASsSt, se encuentran altas temperaturas asociadas al AGC. Lo anterior sugiere que en este escenario es posible encontrar la interacción de ambas masas de agua por ser un mes de transición entre la temporada fría y la temporada cálida. Finalmente, el resto de la temporada cálida, la temperatura y la salinidad solo es máxima durante los meses de julio a noviembre y las concentraciones de CID son mínimas y más estables.

La presencia del ASsSt y el AGC en BLA esta modulado por la advección estacional de las masas de agua desde el CB (López *et al.*, 2008; Delgadillo-Hinojosa *et al.*, 2013; Martínez-Fuentes *et al.*, 2022) más que por las mareas. Aunado a lo anterior, el intercambio de agua entre la parte norte de BLA y el CB es evidente, pues se observan concentraciones de CID similares y sin modificaciones, pero sí se observó una amplia variabilidad en la parte interna del sistema donde la temperatura tiende a ser mayor por la residencia de las aguas a causa del giro presente en esta zona. Está marcada variabilidad en la concentración de CID se observó en los meses de mar a junio.

La temperatura tiende a aumentar hacia la parte interna de BLA (Martínez-Fuentes *et al.*, 2022) independientemente de cualquier escenario debido los giros reportados anteriormente (Amador-Buenrostro *et al.*, 1991) y que da oportunidad a un mayor tiempo de residencia durante las mareas muertas (>14 días), además en esta zona suelen presentarse cambios en la concentración de CID en todos los escenarios y presentando mayores variabilidades en los meses de primavera y el caso de junio.

### VIII.2. *Estado trófico en Bahía de Los Ángeles*

El enriquecimiento por nutrientes y CID en las aguas en bahía de los Ángeles comienza a ser notable desde el inicio del año, cuando el MNE muestra una tendencia a aumentar conforme avanza a lo largo del invierno y primavera, incluso hasta el inicio de la temporada cálida, llegando a un máximo promedio durante la primavera

y manteniendo un estado autótrofo de gran magnitud. La variabilidad en concentraciones de CID en la parte interna de la bahía comparada con las estables y altas concentraciones en CB hacen referencia a la magnitud del consumo que resulta en el Metabolismo neto positivo encontrado en BLA, teniendo la máxima producción durante la primavera y el mes de junio. Esto hace evidente el estado autótrofo que este sistema puede mantener durante todo el año gracias al enriquecimiento por advección del ASsSt en el canal adyacente durante la temporada fría y que perdura hasta el inicio del verano.

Ambos escenarios de primavera junto con el mes de junio se caracterizaron por presentar valores máximos en el MNE. Mientras en primavera existía una disponibilidad de CID en las aguas frías, el mes de junio resalta por presentar el máximo MNE positivo, cuando aún se encuentra altas concentraciones de CID ( $2250 \mu\text{mol kg}^{-1}$ ) y bajas salinidades ( $<35.0$ ) que inducen a pensar en la presencia del ASsSt, por lo que probablemente el aumento de la temperatura sea un factor importante junto con el enriquecimiento para favorecer la producción en el sistema durante esta transición entre la temporada fría y la temporada cálida. Posteriormente, apenas entran aguas oligotróficas del AGC al sistema durante las mareas vivas en la temporada cálida (julio-octubre) y el MNE disminuye hasta mostrar condiciones heterotróficas, aunque de menor magnitud e incluso presenta un estado en balance. Pero en el escenario final de marea muerta se observa un MNE positivo, cuando el alto tiempo de residencia (14.2 días) da oportunidad a que existe un consumo por procesos de producción, promoviendo el estado autótrofo nuevamente a pesar de las bajas concentraciones de CID.

Se encontró diferencias en la magnitud del MNE entre escenarios de mareas. Por un lado, durante las mareas vivas, el mayor intercambio de agua no da oportunidad a que ocurra un consumo por productores primarios tan intenso como ocurre durante mareas muertas que, por otro lado, mantienen tiempos de residencia mayores que favorece un consumo más intenso y que incluso se sugiere que puede modificar los flujos de  $\text{CO}_2$  entre océano y la atmósfera como se sugiere más adelante.

### VIII.3. Intercambio de $\text{CO}_2$ en Bahía de Los Ángeles

Haciendo hincapié en los tres escenarios (marzo a junio) con un máximo MNE, estos coinciden con los que presentaron flujos de  $\text{CO}_2$  negativos en la parte interna de la bahía (donde se encuentra el giro reportado en la literatura) y velocidades de viento  $\geq 1.8 \text{ m s}^{-1}$ . En estos escenarios, se hace énfasis en el mes de marzo, pues presentó las máximas velocidades de vientos ( $5.10 \text{ m s}^{-1}$ ) de todo el periodo de estudio (además de presentar flujos negativos de  $\Delta\text{CID}$  de gran magnitud, lo que provocó un contraste entre los altos flujos positivos de  $\text{CO}_2$  en la parte norte del sistema comparado con los flujos negativos de mayor magnitud asociados al intenso consumo en la parte interna.

Por otro lado, el mes de noviembre presentó los máximos flujos de CO<sub>2</sub> positivos a lo largo de todo el sistema de todo el periodo de estudios y que fueron favorecidos por la alta velocidad del viento (4.84 m s<sup>-1</sup>) presentes durante este mes, aun cuando también presentó valores negativos de  $\Delta CID$ , pero con un menor consumo (comparado con el caso extremo de marzo). BLA actúa como una fuente de CO<sub>2</sub> hacia la atmósfera en este escenario.

Lo anterior define a Bahía de Los Ángeles como una zona fuente de CO<sub>2</sub> hacia la atmósfera durante escenarios en los que la velocidad del viento es máxima, sin embargo, parte de la bahía puede actuar como un sumidero de CO<sub>2</sub> como ocurre en la parte interna de BLA. Para el resto de los escenarios los flujos se mantienen débiles y no dan oportunidad a definir a BLA como una fuente o sumidero de CO<sub>2</sub>. Pero en promedio anual los flujos positivos de los escenarios máximos de marzo y noviembre logran definir a BLA como una ligera fuente de CO<sub>2</sub> hacia la atmósfera, con una menor magnitud al compararla con la misma RGI, pues los procesos de producción únicamente en la parte interna de la Bahía, suelen disminuir estos flujos solo si las altas velocidades de viento lo permiten.

#### VIII.4. *Función general de Bahía de Los Ángeles*

La advección del ASsSt enriquece y promueve la producción dentro del sistema y esta modulada por las mareas, un MNE mayor durante escenarios de mareas muertas a causa de un mayor tiempo de residencia y por otro lado en escenarios de mareas vivas, el MNE es menor. Esta producción durante la primavera es tan intensa que incluso permanece hasta el inicio del verano y que está asociado a un aumento en la temperatura (fig. 15) y que esto deja ver en claro la razón por la que este sistema atrae a una gran diversidad de especies (Danemann, 2004; Danemann y Ezcurra, 2007). Aunado a lo anterior, el alto consumo en la parte interna del sistema, combinado con vientos mayores a 4 m s<sup>-1</sup> (como el escenario de marzo) ocasiona una disminución en la magnitud de los flujos de CO<sub>2</sub> provocando incluso que esta zona sur actúe como un sumidero de carbono mientras el resto sigue actuando como una fuente de CO<sub>2</sub> a la atmósfera.

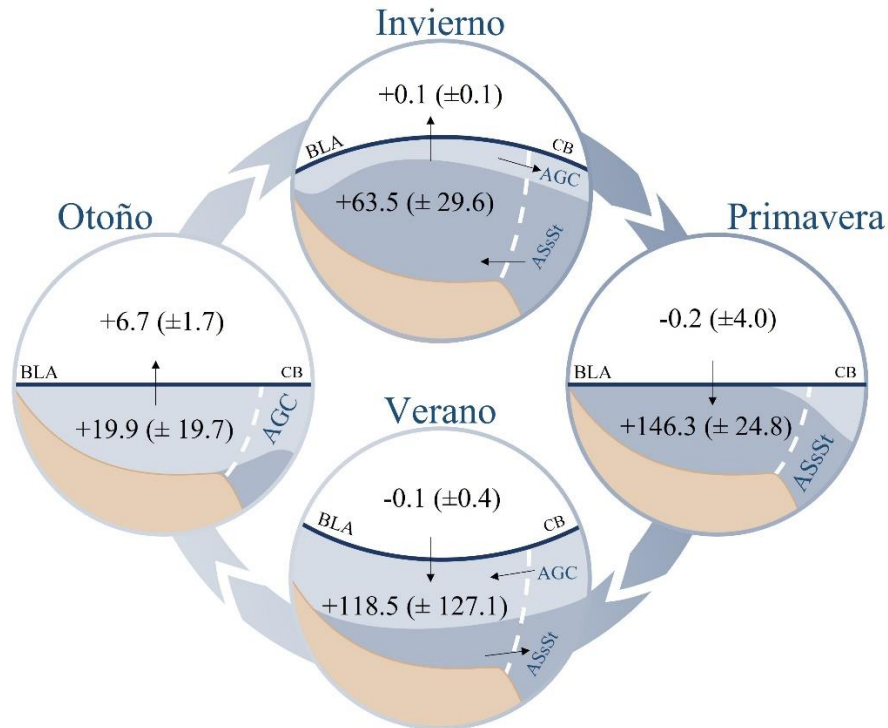


Figura 15. Diagrama del Metabolismo neto del ecosistema y el intercambio de CO<sub>2</sub> entre el océano y la atmósfera en Bahía de Los Ángeles, con los escenarios extremos de primavera y otoño. Los flujos se muestran en mmol C m<sup>-2</sup> día<sup>-1</sup>.

Los flujos negativos y de gran magnitud de  $\Delta CID$ , deja ver el intenso consumo por en la parte interna del sistema siendo este proceso dominante en modular el sistema de carbono del ecosistema, pues la pérdida de carbono hacia la atmósfera es mínima comparada con la magnitud del metabolismo. Dicha combinación de procesos logra hacer de Bahía de Los Ángeles un ambiente con un estado autótrofo durante todo el año, aunque con un ligero estado heterótrofo a causa del AGC y que actúe como una ligera fuente de CO<sub>2</sub> hacia la atmósfera.

## IX. REFERENCIAS

- Álvarez, L. G., Badan-Dangon, A. Robles, J. M. (1984). Lagrangian observations of near-surface currents in canaldeballenas. *CalCOFI Rep*, 25, 35-42.
- Álvarez-Borrego, S. (2007). Capítulo 2. Oceanografía de la región de las grandes islas. Danemann, G. D., Ezcurra, E. *Bahía de Los Ángeles: recursos naturales y comunidad. Línea base*, 45-65. Secretaria de Medio Ambiente y Recursos Naturales.
- Amador-Buenrostro, A., Serrano-Guzmán, S. J., Argote-Espinoza, M. L. (1991). Modelado numérico de la circulación inducida por el viento en Bahía de Los Ángeles, B. C., México. *Ciencias Marinas* vol. 17, No. 3, 39-57.
- Aveytua-Alcazara, L., Melaku-Canua, D., Camacho-Ibar, V. F., Solidoro, C. (2020). Changes in upwelling regimes in a Mediterranean-type lagoon: A model application. *Ecological Modelling*, 418, 108908. doi: 10.1016/j.ecolmodel.2019.1089
- Ávila-López, M. C., Hernández-Ayón, J. M., Camacho-Ibar, V. F., Bermúdez, A. F., Mejía-Trejo, A., Pacheco-Ruiz, I., & Sandoval-Gil, J. M. (2017). Air–water CO<sub>2</sub> fluxes and net ecosystem production changes in a Baja California coastal lagoon during the anomalous North Pacific warm condition. *Estuaries and coasts*, 40(3), 792-806.
- Badan-Dangon, A., Dorman, C. E., Merrifield, M. A., Winant C. D. (1991). The lower atmosphere over the Gulf of California. *J. Geophys. Res.*, 96, 15, 877-16,896.
- Blanco-Betancourt, R., Pacheco-Ruíz, I., Guzmán-Calderón, J. M., Zertuche-González, J. A., Chee-Barragán, A., de León, A. M. D., López-Vivas, J. M. (2004). Base de datos de la temperatura del agua de mar en seis bahías de la costa noroccidental del Golfo de California, México Seawater temperature database for six bays on the northwestern coast of the Gulf of California, Mexico. *Reporte Técnico 2004* (1):1-35.
- Borges, A. V. (2005). Do we have enough pieces of the jigsaw to integrate CO<sub>2</sub> fluxes in the coastal ocean? *Estuaries* 28 (1), 3-27.
- Borges, A. V., Delille, B., Frankignoulle, M. (2005). Budgeting sinks and sources of CO<sub>2</sub> in the coastal ocean: diversity of ecosystem counts. *Geophysical Research Letters* 32, L14601. doi:10.1029/2005GL023053.

- Borges, A. V., Frankignoulle, M. (1999). Daily and seasonal variations of the partial pressure of CO<sub>2</sub> in surface seawater along Belgian and southern Dutch coastal areas. *Journal of Marine Systems* 19, 251-266.
- Borges, A. V., Frankignoulle, M. (2002). Distribution and air-sea exchange of carbon dioxide in the Scheldt plume off the Belgian coast. *Biogeochemistry* 59 (1e2), 41-67.
- Botello-Ruvalcaba, M., Valdez-Holguín, E. (1997). 2.1.4) Estero La Cruz, Sonora. En Smith, S.V., S. Ibarra-Obando, P.R. Boudreau and V.F. Camacho-Ibar. Comparison of Carbon, Nitrogen and Phosphorus Fluxes in Mexican Coastal Lagoons. LOICZ Reports & Studies No. 10. 21-24.
- Camacho-Ibar, V. F., Carriquiry, J. D., Smith, S. V. (1997). 2.1.2) Bahía San Quintín, Baja California (a teaching example). En Smith, S.V., S. Ibarra-Obando, P.R. Boudreau and V.F. Camacho-Ibar. Comparison of Carbon, Nitrogen and Phosphorus Fluxes in Mexican Coastal Lagoons. LOICZ Reports & Studies No. 10. 9-15.
- Camacho-Ibar, V. F., Carriquiry, J. D., Smith, S. V. (2003). Non-conservative P and N Fluxes and Net Ecosystem Production in San Quintin Bay, Mexico. *Estuaries*. Vol. 26, No. 5. 1220-1237.
- Canino-Herrera, S. R. (1989). Variabilidad de productividad primaria, seston y clorofila en Bahía de los Ángeles B.C., verano, 1986. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias Marinas, Universidad Autónoma de Baja California, Ensenada, B. C. 51.
- Canino Herrera, S. R., Gaxiola Castro, G. y Segovia Zavala, J. A. (1990). Efecto de procesos físicos sobre la variación de clorofila, seston y productividad primaria en la ensenada norte de Bahía de Los Ángeles (verano 1986). Effect of physical processes on the variation of chlorophyll, seston and primary productivity in the northern inlet of Bahía de Los Angeles (summer 19%). *Ciencias Marinas*, 16(2): 67-85.
- Castro-Montoya, H. D. (1988). Variabilidad de nutrientes en la ensenada norte de Bahía de los Ángeles, B.C. (verano de 1986). Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias Marinas, Universidad Autónoma de Baja California, Ensenada, B. C. 44.
- Chen, C.-T.A., Borges, A.V. (2009). Reconciling opposing views on carbon cycling in the coastal ocean: continental shelves as sinks and nearshore ecosystems as sources of atmospheric CO<sub>2</sub>. *Deep Sea Res., Part 2* 56, 578–590.

- Clayton, T. D., Byrne, R. H. (1993). Spectrophotometric seawater pH measurements: total hydrogen ion concentration scale calibration of m-cresol purple and at-sea results. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 40(10), 2115-2129.
- CONAGUA. (2020). Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Bahía de Los Ángeles (0226), estado de baja california. Subdirección general técnica. GERENCIA DE AGUAS SUBTERRÁNEAS.
- Cortés-Espinoza, E. F. (2019). Condiciones superficiales del hábitat del tiburón ballena (*Rhincodon typus*) durante su temporada de agregación en Bahía de Los Ángeles en 2017. Tesis de licenciatura. Universidad Autónoma de Baja California.
- Danemann. (2004). Propuesta para la creación del parque nacional “Bahía de los Ángeles, Baja California”. Tesina como requisito para obtener el diploma de la Especialidad de Administración de Recursos Marinos. Facultad de Ciencias Marinas, Ensenada, B. C. 144.
- Danemann, G. D., Ezcurra, E. (2007). Bahía de los Ángeles: recursos naturales y comunidad, Línea base 2007. Secretaria de Medio Ambiente y Recursos Naturales. Instituto Nacional de Ecología. Pronatura Noroeste A.C.
- De la Paz, M., Padín, X. A., Ríos, A. F., Pérez, F. F. (2010). Surface fCO<sub>2</sub> variability in the Loire plume and adjacent shelf waters: high spatial-temporal resolution study using ships of opportunity. *Marine Chemistry* 118 (3e4), 108-118.
- Delgadillo-Hinojosa, F., Segovia-Zavala, J. A. (1997). 2.1.3 Bahía San Luis Gonzaga, Baja California. En Smith, S.V., S. Ibarra-Obando, P.R. Boudreau and V.F. Camacho-Ibar. Comparison of Carbon, Nitrogen and Phosphorus Fluxes in Mexican Coastal Lagoons. LOICZ Reports & Studies No. 10. 16-20.
- Delgadillo-Hinojosa, F., Gaxiola-Castro, G., Segovia-Zavala, J. A., Muñoz-Barbosa, A., Orozco-Borbón, M. V. (1997). The effect of vertical mixing on primary production in a bay of the Gulf of California. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 45(1), 135-148.
- Dickson, A. G., Afghan, J. D., Anderson, G. C. (2003). Reference materials for oceanic CO<sub>2</sub> analysis: a method for the certification of total alkalinity. *Mar. Chem.* 80, 185–197. doi: 10.1016/S0304-4203(02)00133-130.
- Dickson, A. G., Sabine, C. L., Christian, J. R. (2007). Guide to Best Practices for Ocean CO<sub>2</sub> Measurements. Sidney, BC: North Pacific Marine Science Organization.

- Douglas, N. K., Byrne, R. H. (2017). Achieving accurate spectrophotometric pH measurements using unpurified meta-cresol purple. *Mar. Chem.* 190, 66–72. doi: 10.1016/j.marchem.2017.02.004.
- Durand-Sarmiento, L. F. (1989). Variabilidad de nitratos, nitritos y amonio en la ensenada norte de Bahía de los Ángeles, B.C. en condiciones de invierno. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias Marinas, Universidad Autónoma de Baja California, Ensenada, B. C. 40.
- Gaxiola-Castro, G., García-Córdova, J., Valdéz-Holquín, J. E., Botello-Ruvalcaba, M. (1995). Spatial distribution of chlorophyll a and primary productivity in relation to winter physical structure in the Gulf of California. *Continental Shelf Research* 15, 1043–1059.
- Gordon Jr., D. C, Boudreau, P. R., Mann, K. H., Ong, J.E., Silvert, W.L., Smith, S.V., Wattayakorn, G., Wulff, F., Yanagi, T. (1996). LOICZ Biogeochemical Modeling Guidelines. LOICZ/R&S/95-5. Land Ocean Interactions in the Coastal Zone, Texel. The Netherlands.
- Hales, B., Cai, W. J., Mitchell, G., Sabine, C. L., Schofield, O. (2008). North American Continental Margins: a Synthesis and Planning Workshop. Report of the North American Continental Margins Working Group for the U.S. Carbon Cycle Scientific Steering Group and Interagency Working Group. U.S. Carbon Cycle Science Program, Washington, DC, 110.
- Halfar, J., Godinez-Orta, L., Mutti, M., Valdez-Holguín, J. E., Borges, J. M. (2004). Nutrient and temperature controls on modern carbonate production: An example from the Gulf of California, Mexico. *Geology*. v. 32, no. 3, 213–216 doi: 10.1130/G20298.1
- Hernández-Ayón JM, Delgadillo-Hinojosa F, Camiro-Vargas T, López-Mariscal M. (2007). Estudio de las variables del CO<sub>2</sub> en la región de las grandes islas en el golfo de California en condiciones de invierno. Capítulo IV. CO<sub>2</sub> en aguas costeras y lacustres. In: *Carbono En Ecosistemas Acuáticos de México*. Instituto Nacional de Ecología y Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. ISBN: 978- 968-817-855-3.
- Hernández-Ayón, J. M., Chapa-Balcorta, C., Delgadillo-Hinojosa, F., Camacho-Ibar, V. F., Huerta-Díaz, M. A., Santamaría-del-Ángel, E., Segovia-Zavala, J. A. (2013). Dynamics of dissolved inorganic carbon in the Midriff Islands region of the Gulf of California: Influence of water masses. *Ciencias Marinas*, 39(2), 183-201.

- Hidalgo-González R, Álvarez-Borrego S, Zirino A. (1997). Mezcla en la región de las grandes islas del golfo de California: Efecto de la  $p\text{CO}_2$  superficial. *Cienc. Mar.* 23: 317–327.
- Hidalgo-González, R. M., Álvarez-Borrego, S. (2001). Chlorophyll profiles and the water column structure in the Gulf of California. *Oceanol. Acta* 24: 19-28.
- Hydes, D., Aoyama, M., Aminot, A., Bakker, K., Becker, S., Coverly, S., Daniel, A., Dickson, A. G., Grosso, O., Kerouel, R., Sato, K., Tanhua, T., Woodward, E. M. S., Zhang, J. (2010). Determination of dissolved nutrients (N, P, Si) in seawater with high precision and inter-comparability using gas-segmented continuous flow analyses.
- Ibarra-Sañudo, S. (1988). Serie de tiempo de variables hidrológicas al norte de Bahía de los Ángeles, B.C. en condiciones de verano. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias Marinas, Universidad Autónoma de Baja California, Ensenada, B. C. 39.
- Johnson, K. M., Sieburth, J. M., leB Williams, P. J., & Brändström, L. (1987). Coulometric total carbon dioxide analysis for marine studies: automation and calibration. *Marine Chemistry*, 21(2), 117-133.
- Lavaniegos, B.E., Heckel, G., and Ladrón de Guevara, P. 2012. Variabilidad estacional de copépodos y cladóceros de bahía de Los Ángeles (Golfo de California) e importancia de *Acartia clausi* como alimento del tiburón ballena. *Ciencias marinas*, 38(1A), 11-30. [http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S0185-38802012000100002](http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0185-38802012000100002).
- Lavín, M. F., Organista, S. (1988). Surface heat flux in the northern Gulf of California. *J. Geophys. Res.* Vol. 93 (C11). 14,033-14,038.
- Lavín, M. F., & Marinone, S. G. (2003). An overview of the physical oceanography of the Gulf of California. *Nonlinear processes in geophysical fluid dynamics*, 173-204.
- Lewis, E., Wallace, D. W. R. (1998). Program Developed for CO<sub>2</sub> System Calculation. ORNL/CDIAC-105. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tennessee.
- Liu, X., Patsavas, M. C., and Byrne, R. H. (2011). Purification and characterization of meta-cresol purple for spectrophotometric seawater ph measurements. *Environ. Sci. Technol.* 45, 4862–4868. doi: 10.1021/es200665d

- López-Tejada, N. L. (2020). Influencia de la circulación en la variabilidad de la biomasa de fitoplancton en Bahía de Los Ángeles, Baja California: resultado de un modelo numérico oceánico de interacción físico-biológica. Para obtener el título de Maestro en Ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California.
- López, M., Candela, J., García, J. (2008). Two overflows in the Northern Gulf of California. *J. Geophys. Res.* Vol. 113, C08023, doi:10.1029/2007JC004575
- López-Valdez, C. (1989). Variabilidad hidrológica en Bahía de los Ángeles, B.C. en condiciones de invierno. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias Marinas, Universidad Autónoma de Baja California, Ensenada, B. C. 52.
- Martínez-Díaz-de-León, A., Pacheco-Ruiz, I., Delgadillo-Hinojosa, F., Zertuche-González, J. A., Chee-Barragán, A., Blanco-Betancourt, R., Guzmán-Calderón, J. M., Gálvez-Telles, A. (2006). Spatial and temporal variability of the sea surface temperature in the Ballenas-Salsipuedes Channel (central Gulf of California). *J. Geophys. Res. Oceans*, Vol. 111(C2).
- Martínez-Fuentes L. M., Norzagaray-López C. O., Hernández-Ayón J. M., Solana-Arellano M. E., Uribe-López A. G., Valdivieso-Ojeda J. A., Camacho-Ibar V., Mejía-Trejo A., Delgadillo-Hinojosa F., Cabral-Tena R. A. Influence of the advection of water masses in the Ballenas Channel on the CO<sub>2</sub> system in Bahía de los Angeles (Mexico), *Regional Studies in Marine Science*, Volume 55, 2022, 102505. <https://doi.org/10.1016/j.rsma.2022.102505>.
- Mehrbach, C., Culberson, C. H., Hawley, J. E., Pytkowicz, R. M. (1973). Measurement of the apparent dissociation constants of carbonic acid in seawater at atmospheric pressure. *Limnology and Oceanography* 18 (6), 897e907.
- Pacheco-Ruíz, I., Zertuche-González, J.A., Cabello-Pasini, A. and Boudewijn, H.B. (1992). Growth responses and seasonal biomass variation of *Gigartina pectinata* Dawson (Rhodophyta) in the Gulf of California. *JEMBE* 157: 263-274. [https://doi.org/10.1016/0022-0981\(92\)90166-8](https://doi.org/10.1016/0022-0981(92)90166-8).
- Pacheco- Ruíz, I., Zertuche-González, J. A. (1996a). Brown algae (Phaeophyta) from Bahía de los Ángeles, Gulf of California, Mexico. *Hydrobiologia* 326/327, 169-172.
- Pacheco- Ruíz, I., Zertuche-González, J. A. (1996b). Green algae (Chlorophyta) from Bahía de los Ángeles, Gulf of California, Mexico. *Botanica Marina* (39), 431-433.

- Pacheco-Ruíz, I., Zertuche-González, J. A. (2002). Red algae (Rhodophyta) from Bahía de los Ángeles, Gulf of California, Mexico. *Botanica Marina* (45), 465-470.
- Portela, E., Beier, E., Barton, E. D., Castro, R., Godínez, V., Palacios-Hernández, E., Fiedler, P. C., Sánchez-Velasco, L., Trasviña, A. (2016). Water masses and circulation in the tropical Pacific off central Mexico and surrounding areas. *Journal of Physical Oceanography*, 46(10), 3069-3081.
- Ribas-Ribas, M., Hernández-Ayón, J. M., Camacho-Ibar, V. F., Cabello-Pasini, A., Mejía-Trejo, A., Durazo, R., Galindo-Bect, S., Souza, A. J., Forja, J. M., Siqueiros-Valencia, A. (2011). Effect of upwelling, tides, and biological processes on the inorganic carbon system of a coastal lagoon in Baja California. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 95. 367-376.
- Roden, G. I. (1958). Oceanographic and meteorological aspects of the Gulf of California. *Pacific Science*, vol. XII. 21-45.
- Santamaría-del-Ángel, E., Álvarez-Borrego, S., & Müller-Karger, F. E. (1994). Gulf of California biogeographic regions based on coastal zone color scanner imagery. *J. Geophys. Res. Oceans*, 99(C4), 7411-7421.
- Smith, S. V., Hollibaugh, J. T. (1997). Annual cycle and interannual variability of ecosystem metabolism in a temperate climate embayment. *Ecological Monographs* 67 (4), 509-533.
- Smith, S.V., S. Ibarra-Obando, P.R. Boudreau and V.F. Camacho-Ibar. (1997). Comparison of Carbon, Nitrogen and Phosphorus Fluxes in Mexican Coastal Lagoons. 16-20.
- Sverdrup, H. U. (1941). The Gulf of California; Preliminary discussion on the cruise of the E. W. Scripps in February and March 1939, *Pac. Sci. Congr.*, 6th(3), 161-166.
- Swaney, D. P., Smith, S. V., Wulff, F. (2011). The LOICZ Biogeochemical Modeling Protocol and its Application to Estuarine Ecosystems. In: Wolanski E and McLusky DS (eds.) *Treatise on Estuarine and Coastal Science*, Vol 9, 135–159.
- Testa, J. M., Kemp, W. M., Hopkinson Jr. C. S., Smith, S. V. (2013). Chapter fifteen. Ecosystem Metabolism. Day Jr, J. W., Crump, B. C., Kemp, W. M., Yáñez-Arancibia, A. (2<sup>nd</sup> edition). *Estuarine ecology*. John Wiley & Sons. 381-416.

- Torres-Delgado, E. V., Delgadillo-Hinojosa, F., Camacho-Ibar, V. F., Huerta-Díaz, M. A., Segovia-Zavala, J. A., Hernández-Ayón, J. M., Galindo-Bect, S. (2013). Wintertime enrichment of inorganic nutrients in the Ballenas Channel, Gulf of California. *Ciencias Marinas*, 39(2), 165-182.
- Torres-Orozco, E. (1993). Análisis volumétrico de las masas de agua del Golfo de California. Para obtener el título de Maestro en Ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California.
- Uribe-López, A. (2019). Variabilidad espacial del Sistema del CO<sub>2</sub> en Bahía de Los Ángeles en condiciones de verano. Para obtener el título de Maestro en Ciencias. Universidad Autónoma de Baja California.
- Wanninkhof, R. (2014). Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean revisited. *Limnology and Oceanography: Methods*, 12, 351-362.
- Wanninkhof, R., & McGillis, W. R. (1999). A cubic relationship between air-sea CO<sub>2</sub> exchange and wind speed. *Geophysical Research Letters*, 26(13), 1889-1892.
- Weiss, R. F. (1974). Carbon dioxide in water and seawater: the solubility of a non-ideal gas. *Marine Chemistry* 2 (3), 203-215.
- Zeitzschel, B. (1961). Primary productivity in the Gulf of California, *Mar. Biol.*, 3, 201-207, 1969
- Zhai, W., Dai, M. (2009). On the seasonal variation of air-sea CO<sub>2</sub> fluxes in the outer Changjiang (Yangtze River) Estuary, East China Sea. *Marine Chemistry* 117 (1e4), 2-10.