

**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA**

**FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS**

**INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS**



**“Flujos de carbono océano-atmósfera en la zona de mínimo oxígeno del Pacífico  
Central Mexicano”**

**T e s i s**

que para obtener el grado de  
**Maestro en Ciencias en Oceanografía Costera**

presenta

**Mariana Cupul Cortés**

Ensenada, Baja California, octubre del 2020

A mis padres.

A Julián,

Quien indiscutiblemente ha sido y es  
mi compañero de aventuras en este viaje  
llamado oceanografía.

“He stilled the storm to a whisper; the waves of the sea were hushed”  
Psalm 107:29

## Resumen

Las diferencias entre las presiones parciales del dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) entre la superficie del océano y la atmósfera modulan la dirección del intercambio gaseoso entre estas dos capas. Sin embargo, este intercambio se puede reducir o intensificar en función de las condiciones climáticas y oceanográficas, asociado a los procesos de mesoescala y escala interanual. Con respecto a la escala interanual, durante un evento El Niño, el intercambio aire-mar se reduce por el incremento de la estratificación debido al calentamiento de la capa superficial, en el caso de La Niña, ocurre el escenario contrario, donde las zonas deficientes de oxígeno, conocidas como zonas de mínimo oxígeno juegan un papel muy importante, debido a que estas zonas se consideran fuentes importantes de  $\text{CO}_2$  hacia la atmósfera. Por lo tanto, para conocer el papel de la ZMO del Pacífico Mexicano sobre los flujos de carbono ( $\text{FCO}_2$ ) se realizó un muestreo, del 28 de octubre al 04 de noviembre del 2017, el cual coincidió con la formación de un evento La Niña. Un análisis climatológico del viento mostró que durante los meses de octubre y noviembre del 2017, ocurrió la intensificación de los vientos del norte sobre la Península de Baja California, el Golfo de California y la porción central del Pacífico Tropical Mexicano. Esto provocó la extensión hacia el sur de la Corriente de California y la ocurrencia de surgencias costeras en la región de Cabo Corrientes. El área de estudio se comportó como fuente débil de  $\text{CO}_2$  hacia la atmósfera, debido a que la magnitud de los  $\text{FCO}_2$  osciló entre los  $2.4 \pm 1.5 \text{ mmol C m}^2 \text{ d}^{-1}$ , donde los valores máximos ( $5 \text{ mmol C m}^2 \text{ d}^{-1}$ ) se observaron frente a Cabo Corrientes. Además, se observó que el límite superior del Agua Subsuperficial Subtropical y de la zona de mínimo oxígeno ( $20 \mu\text{mol kg}^{-1}$ ) se encontraron a los 38 m de profundidad en una estación costera frente a Cabo Corrientes, esto derivado de la influencia de la surgencia costera.

**Palabras clave:** flujos de  $\text{CO}_2$ , surgencias costeras, zona de mínimo oxígeno, Pacífico Mexicano

**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA  
FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS  
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS**

**“Flujos de carbono océano-atmósfera en la zona de mínimo oxígeno del Pacífico  
Central Mexicano”**

**Tesis**  
que para obtener el grado de  
**Maestro en Ciencias en Oceanografía Costera**

presenta

**Mariana Cupul Cortés**

Aprobada por:



---

**Dr. José Martín Hernández Ayón**  
Director de tesis



---

**Dr. Aurélien Paulmier**  
Sinodal



---

**Dr. Rubén Castro Valdez**  
Sinodal

## **Agradecimientos**

En primer lugar, le agradezco infinitamente a Dios, por permitirme llegar hasta este punto y ser la luz en esta travesía llamada “maestría”. En el cual, a pesar de haber sido un duro comienzo, todo sacrificio, coraje y lágrima, valió totalmente la pena. Aquí es donde uno se da cuenta que, en sus fuerzas humanas, nada.

A mi familia, mis amados padres Amilcar y Maricarmen, y mi hermano Amilcar, por amarme, por estar ahí y creer en mí, aún en los momentos de mayor debilidad. Estoy segura, que, este escrito demuestra todo el amor y las herramientas (físicas y espirituales) que me han dado a lo largo de mi vida, para realizar un buen trabajo.

A Martín, mi director de tesis, gracias por tu amistad, por todo el apoyo que me has brindado hasta ahora, por compartir tu conocimiento y permitirme ser parte de esta hermosa familia llamada CO<sub>2</sub> team. ¡Mejor área no pude haber elegido!

A Rubén Castro, por todo su apoyo brindado en la elaboración de figuras, explicarme procesos físicos y acertados comentarios para que este fuera un buen trabajo.

A Aurélien Paulmier, merci pour ton amitié, por todas las horas donde me compartiste tu amplio conocimiento sobre las zonas de mínimo oxígeno y todos los microprocesos, que ¡uno no se imagina que allí ocurren! Además, mil gracias por estar disponible siempre, pese a las nueve horas de diferencia y por permitirme vivir la experiencia de realizar una estancia internacional en el Laboratoire d’Etudes en Géophysique et Oceanographie Spatiales (LEGOS). Merci beaucoup!

Al CO<sub>2</sub> team Alicia, Arturo, Gaby, Jonatan, Juan, Linda, Norma y Orión, por su amistad, consejos y todos los buenos momentos que hemos compartido en las reuniones (era pre COVID) y en el laboratorio.

A la Dra. Laura Sánchez Velasco del CICIMAR-IPN por permitirme ser participe del crucero Mariás2017 dentro del proyecto (2014-236864) “*Influencia de remolinos de mesoescala sobre hábitats de larvas de peces (con énfasis en especies de importancia comercial) en la zona de mínimo de oxígeno del Océano Pacífico frente a México: océano abierto y efecto de islas*”, de donde se obtuvieron los datos para mi trabajo de tesis.

Un total y profundo agradecimiento al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por brindarme el apoyo económico (02NACF-04378) para realizar mis estudios de maestría.

# Contenido

Resumen

Agradecimientos

<b>Introducción general.....</b>	<b>14</b>
<b>1. Introducción.....</b>	<b>16</b>
<b>2. Área de estudio.....</b>	<b>18</b>
<b>3. Hipótesis.....</b>	<b>21</b>
<b>4. Objetivos.....</b>	<b>21</b>
<b>5. Datos y método.....</b>	<b>14</b>
5.1. Colecta y análisis de muestras.....	14
5.2. Carbono inorgánico disuelto y pH espectrofotométrico.....	14
5.3. Alcalinidad total.....	15
5.4. Procesamiento de datos.....	15
<b>6. Resultados.....</b>	<b>17</b>
6.1. Masas de agua.....	17
6.2. Distribución vertical de temperatura y salinidad.....	18
6.3. Variables químicas.....	20
6.3.1. Oxígeno disuelto.....	20
6.3.2. Carbono inorgánico disuelto y pH.....	20
6.3.3. pCO <sub>2</sub> y flujos de CO <sub>2</sub> .....	22
<b>7. Discusiones.....</b>	<b>24</b>
7.1. Análisis climatológico de masas de agua.....	25
7.2. Efecto térmico sobre la pCO <sub>2</sub> .....	28
7.3. Estratificación.....	29
7.4. Campo de vientos.....	31
7.5. Variabilidad temporal en los flujos de CO <sub>2</sub> en el Pacífico Tropical Mexicano.....	34
7.6. Dinámica de la oxiclina y zona de mínimo oxígeno.....	37
7.6.1. Oxiclina.....	37
7.6.2. Zona de mínimo oxígeno.....	41
7.7. Regionalización del área de estudio.....	42
<b>8. Conclusiones.....</b>	<b>44</b>
<b>Referencias.....</b>	<b>45</b>

## Lista de tablas

**Tabla I.** Límites termohalinos para las aguas del Pacífico Tropical Mexicano.

**Tabla II.** Flujos de carbono ( $\text{FCO}_2$ ) reportados para otras regiones del mundo (Modificado de Franco et al. 2014).

## Lista de figuras

**Figura 1.** Registro de la concentración de dióxido de carbono atmosférico, en la estación Mauna Loa, de los últimos cuatro años (<https://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/mlo.html>).

**Figura 2.** Índice multivariado de El Niño (MEI) de los últimos 10 años. Las líneas punteadas de color azul representan y delimitan el periodo de muestreo. Los datos se obtuvieron de <https://psl.noaa.gov/enso/mei/>.

**Figura 3.** Localización geográfica del área de estudio y las estaciones de muestreo de la campaña oceanográfica LM17-10, del 28 de octubre al 08 de noviembre del 2017. Los triángulos blancos representan las estaciones donde se colectaron muestras para los análisis de carbono inorgánico disuelto,  $\text{pH}_T$  y alcalinidad total. La línea continua negra representa el transecto analizado y en todas las estaciones en se realizaron lances hidrográficos de CTD.

**Figura 4. a)** Diagrama de temperatura conservativa ( $\Theta$ ) y salinidad absoluta ( $S_A$ ) de los lances hidrográficos. **b)** Diagrama  $\Theta$ - $S_A$  en los primeros 200 m de profundidad. Los acrónimos utilizados son Agua Superficial Tropical (AST), Agua de la Corriente de California (ACC), Agua del Golfo de California (AGC), Agua Subsuperficial Subtropical (ASsSt) y Agua Intermedia del Pacífico (AIP). En la identificación de masas de agua, se consideraron los límites termohalinos establecidos por Portela et al. (2016).

**Figura 5.** Secciones verticales de temperatura conservativa ( $\Theta$ , arriba), salinidad absoluta ( $S_A$ , centro) y densidad potencial (abajo), en los primeros 200 m de profundidad. La línea punteada representa los límites superiores de temperatura, salinidad (Portela et al. 2016) y densidad potencial (Franco et al. 2014) del Agua Subsuperficial Subtropical ( $\Theta$ :  $18^\circ\text{C}$ ,  $S_A$ :  $34.7$  y  $\sigma_\theta$ :  $25 \text{ kg m}^{-3}$ ).

**Figura 6.** Sección latitudinal de la distribución vertical de oxígeno disuelto. La isolínea blanca de  $4.4 \mu\text{mol kg}^{-1}$  representa el límite subóxico propuesto por Sánchez-Velasco et al. (2017), el cual, puede ser mortal para algunas especies mesopelágicas y epipelágicas.

**Figura 7.** Distribución latitudinal de carbono inorgánico disuelto (CID). Los puntos grises representan la profundidad de los muestreos con botella Niskin.

**Figura 8.** Distribución latitudinal de  $\text{pH}_T$  en la columna de agua a lo largo del transecto. Los puntos grises representan la profundidad de los muestreos con botella Niskin.

**Figura 9.** Diagramas de temperatura conservativa ( $\Theta$ ) y salinidad absoluta ( $S_A$ ) asociados a la concentración de carbono inorgánico disuelto (a) y  $\text{pH}_T$  (b).

**Figura 10.** Distribución superficial de a) presión parcial de  $\text{CO}_2$  ( $\text{pCO}_2$ ) y b)  $\Delta\text{pCO}_2$ , para octubre-noviembre del 2017. El valor de referencia de  $\text{pCO}_2$  en la atmósfera es de  $404.4 \mu\text{atm}$  (<https://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/>).

**Figura 11.** Distribución superficial de los flujos aire-mar de  $\text{CO}_2$  ( $\text{mmol C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ) para octubre-noviembre del 2017. Los cálculos para la velocidad de transferencia del gas ( $k$ )

se realizaron de acuerdo con [Wanninkhof \(2014\)](#). Los cuadros blancos representan las estaciones de muestreo.

**Figura 12.** Diagrama de temperatura conservativa y salinidad absoluta ( $\Theta$ - $S_A$ ) del crucero octubre-noviembre 2017 (puntos verdes) y la climatología correspondiente al periodo de otoño (2005-2017) obtenida del World Ocean Atlas (puntos grises). En la identificación de masas de agua, se consideraron los límites termohalinos establecidos por [Portela et al. \(2016\)](#).

**Figura 13.** Anomalía de la componente meridional ( $v$ ) del viento ( $m\ s^{-1}$ ) para octubre 2017. La media climática de  $v$  comprende los años de 1979 a 2019. La barra de colores indica vientos del norte en rojo y en azul del sur. Datos de reanálisis ERA5 ([https://climatoreanalyzer.org/reanalysis/monthly\\_maps/](https://climatoreanalyzer.org/reanalysis/monthly_maps/)).

**Figura 14.** Distribución espacial de las diferencias entre  $pCO_2$  observada y  $pCO_2$  normalizada. La normalización de la  $pCO_2$  se realizó a con  $29.7^\circ C$ , que corresponde a la temperatura promedio de todo el muestreo.

**Figura 15.** Valores de estratificación ( $\phi$ ,  $J\ m^3$ ) de la columna de agua. Los cálculos de  $\phi$  se realizaron de acuerdo con [Simpson \(1981\)](#) para una columna de agua de 300 m de profundidad.

**Figura 16.** Distribución del campo de vientos durante las fechas de la campaña oceanográfica (28 de octubre-05 de noviembre del 2017).

**Figura 17.** Mapa de topografía dinámica absoluta para las fechas del 28 de Octubre al 05 de Noviembre del 2017. La barra de colores indica abultamiento (rojo) o depresión (azul) de la superficie del océano.

**Figura 18.** a) Distribución espacial de la magnitud de los flujos de  $CO_2$ . (Abajo) Valores del índice de surgencia (UI) para la estación localizada en  $21^\circ N\ 107^\circ W$  del 20 de octubre al 10 de noviembre del 2017. Los valores se obtuvieron de la NOAA <https://oceanview.pfeg.noaa.gov/products/upwelling/dnld>. b) Imágenes de temperatura superficial (SST) de MODIS-Aqua (<https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/13/>).

**Figura 19.** Rotacional del esfuerzo del viento ( $\tau$ ) en el área de estudio. Los colores rojo (azul) representan bombeo vertical hacia arriba (abajo).

**Figura 20.** Sección perpendicular al sur de Cabo Corrientes, donde asociado a los eventos de surgencia, se observó el levantamiento de la isopieca ( $\sigma_\theta$ ) de  $25\ kg\ m^{-3}$  asociada con el límite superior del Agua Subsuperficial Subtropical (ASsSt, [Franco et al. 2014](#)), alrededor de los  $-105^\circ W$ .

**Figura 21.** Distribución espacial de la oxiclina ( $200-20\ \mu mol\ kg^{-1}$ ) en el muestro de octubre-noviembre del 2017. Los contornos blancos delimitan los límites del Agua del Golfo de California ( $35\ g\ kg^{-1}$ ), Agua Superficial Tropical ( $34.6\ g\ kg^{-1}$ ), Agua de la Corriente de California ( $34.6\ g\ kg^{-1}$ ) y Agua Subsuperficial Subtropical ( $34.7\ g\ kg^{-1}$ ), establecidos por [Portela et al. \(2016\)](#).

**Figura 22.** Mapa isosuperficial de la intensidad de la oxiclina ( $\mu mol\ kg^{-1}\ m^{-1}$ ) en el Pacífico Tropical Mexicano para el muestreo de octubre-noviembre del 2017.

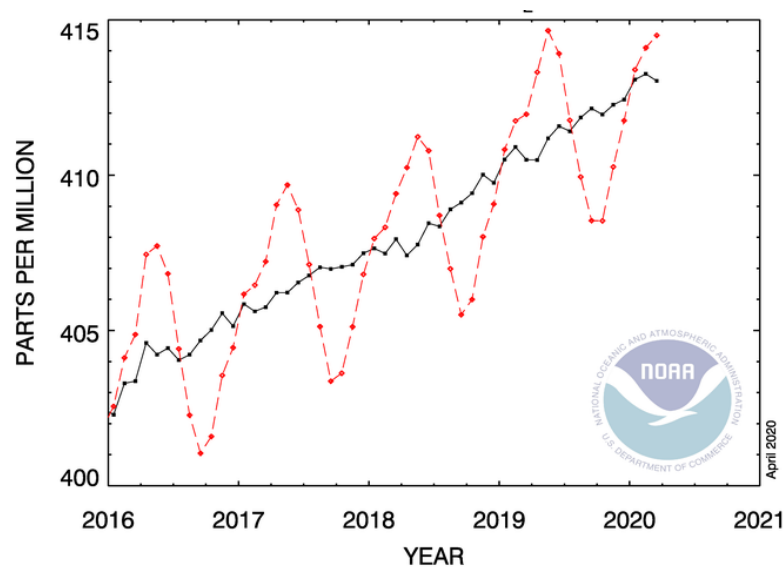
**Figura 23.** Distribución vertical de la intensidad de la oxiclina (izq.) y carboclina (der.) en el muestro de octubre-noviembre del 2017. Para la elaboración de estos gráficos se utilizó la resolución de los datos de botellas Niskin.

**Figura 24.** Distribución latitudinal (norte-sur) del límite superior de la zona de mínimo oxígeno ( $20 \mu\text{mol kg}^{-1}$ ). Los contornos blancos representan los límites de las masas de agua.

**Figura 25.** Perfil vertical de la anomalía de densidad potencial ( $\sigma_\theta$ ) en los primeros 200 m profundidad, asociada a a) la latitud, b)  $\text{pCO}_2$  y c) utilización aparente de oxígeno (UAO,  $\mu\text{mol kg}^{-1}$ ). Los puntos de colores indican los valores observados de  $\text{pCO}_2$  y la línea vertical es la isopicna de  $25 \text{ kg m}^{-3}$  que representa el límite superior del Agua Subsuperficial Subtropical (Franco et al. 2014).

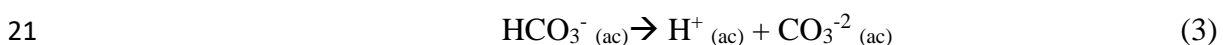
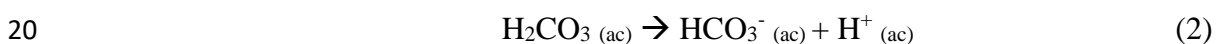
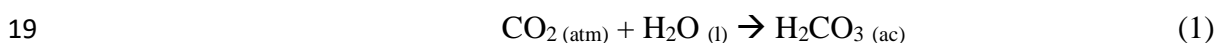
## 1 **Introducción general**

2 A nivel global, el océano desempeña un papel muy importante dentro del ciclo del  
3 carbono, al comportarse como sumidero de carbono y regulador de la concentración de  
4 CO<sub>2</sub> en la atmósfera (Sabine et al. 2011). Sin embargo, el incremento desmedido en las  
5 emisiones de gases de origen antropogénico hacia la atmósfera, a partir del inicio de la  
6 era industrial, ha provocado el incremento en la concentración de CO<sub>2</sub> atmosférico.  
7 Diversos estudios climáticos, indican que durante el periodo previo a la revolución  
8 industrial los niveles de CO<sub>2</sub> en la atmósfera eran alrededor de 280 ppm (Feely et al. 2004;  
9 Sabine et al. 2011), y las mediciones actuales muestran que la concentración de CO<sub>2</sub> en  
10 la atmósfera es de poco más de 408 ppm (fig. 1,  
11 <https://scripps.ucsd.edu/programs/keelingcurve/>).



12  
13 **Figura 1.** Registro de la concentración de dióxido de carbono atmosférico, en la estación Mauna  
14 Loa, de los últimos cuatro años (<https://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/mlo.html>).

15 De manera general, la entrada de CO<sub>2</sub> al océano ocurre en la interfase océano-  
16 atmósfera a través de un proceso de disolución. Cuando este gas se solubiliza, se  
17 transforma en ácido carbónico (1) y posteriormente se disociará en iones bicarbonato (2)  
18 y carbonato (3).



22 A esta serie de reacciones se le conoce como el sistema del dióxido de carbono o  
23 de los carbonatos y se trata de un sistema muy importante, ya que es el encargado de  
24 regular el pH del agua de mar y controlar el intercambio de CO<sub>2</sub> entre la atmósfera, la  
25 biosfera y el océano (Millero, 2006). Asimismo, para comprender la variabilidad de este  
26 sistema es necesario el estudio de cuatro parámetros del agua de mar: pH, carbono  
27 inorgánico disuelto (CID), alcalinidad total (AT) y presión parcial del dióxido de carbono  
28 (pCO<sub>2</sub>, Dickson y Goyet, 1994). De los cuales, dos de ellos (p.ej. CID y pH) permiten  
29 estimar los parámetros restantes para condiciones hidrológicas previamente descritas  
30 tales como temperatura, salinidad y nutrientes.

31 El pH es la unidad de medida del potencial del ión hidrógeno (Millero, 2006):

$$32 \quad \text{pH} = -\log[\text{H}^+] \quad (4)$$

33 El CID o carbono total (TCO<sub>2</sub>) es la suma de las especies químicas del CO<sub>2</sub> disuelto  
34 en agua de mar:

$$35 \quad \text{CID o TCO}_2 = [\text{H}_2\text{CO}_3] + [\text{HCO}_3^-] + [\text{CO}_3^{2-}] \quad (5)$$

36 La AT se define como el número total de moles del ión hidrógeno equivalentes al  
37 exceso de aceptores de protones sobre los donadores presentes en un kilogramo de agua  
38 (Dickson, 1981 en Hernández-Ayón et al. 2007):

$$39 \quad \text{AT} = [\text{CO}_3^{2-}] + 2[\text{HCO}_3^-] + [\text{B}(\text{OH})_4^-] + [\text{OH}^-] + [\text{HPO}_4^{2-}] + 2[\text{PO}_4^{3-}] + [\text{Si}(\text{OH})_3] + \\ 40 \quad [\text{NH}_3] + [\text{HS}^-] - [\text{H}^+]_f - [\text{HSO}_4^-] - [\text{HF}] - [\text{H}_3\text{PO}_4] + [\text{otras bases y ácidos}] \quad (6)$$

41 Y finalmente, la presión parcial del dióxido de carbono (pCO<sub>2</sub>) es la unidad  
42 atmosférica que permite conocer la presión que ejerce el CO<sub>2</sub> atmosférico sobre la  
43 superficie del océano. A partir de esta variable, se pueden estimar flujos de carbono en la  
44 interfase océano-atmósfera y determinar si alguna región se comporta como fuente o  
45 sumidero de carbono (Hernández-Ayón et al. 2013).

#### 46 Aspectos globales de los flujos de carbono (FCO<sub>2</sub>)

47 A nivel global, el océano se comporta como sumidero neto de CO<sub>2</sub> atmosférico,  
48 sin embargo, en los promedios globales se destaca que una de las mayores fuentes de CO<sub>2</sub>  
49 es el Pacífico Ecuatorial (14°N-14°S), debido a la divergencia de los vientos alisios que  
50 promueve el afloramiento constante de agua subsuperficial rica en carbono inorgánico  
51 disuelto, y el sistema de la Corriente de Perú-Chile (Takahashi et al. 2009). Por otro lado,

52 los sistemas de frontera este como el Sistema de la Corriente de California (SCC) y las  
53 regiones polares, se consideran sumidero neto de carbono (Takahashi et al. 2009), sin  
54 embargo, al estar bajo la influencia de diversos forzamientos físicos (i.e. viento y  
55 surgencias intensas) el SCC puede comportarse como fuente de CO<sub>2</sub> hacia la atmósfera  
56 (Chávez et al. 2007; Khön et al. 2017; Hauri et al. 2013). Por lo tanto, los factores que  
57 determinan el comportamiento de una región como fuente o sumidero de carbono es la  
58 dinámica física y la actividad biológica. Además, es importante mencionar que la  
59 magnitud de estos componentes sobre el intercambio gaseoso océano-atmósfera (i.e. CO<sub>2</sub>,  
60 O<sub>2</sub>) está sujeta a la variabilidad interanual, estacional e intra-estacional (Takahashi et al.  
61 2002; Friederich et al. 2008; Rodríguez-Ibáñez et al. 2013).

## 62 **1. Introducción**

### 63 1.1. Flujos de CO<sub>2</sub> en México

64 El conocimiento sobre flujos de CO<sub>2</sub> (FCO<sub>2</sub>) en México, a través de la creación  
65 del Programa Mexicano del Carbono (PMC), ha permitido conocer los diferentes  
66 procesos dinámicos que modulan el intercambio aire-mar de dióxido de carbono en los  
67 ambientes marinos, costeros y terrestres (Paz-Pellat et al. 2019). Respecto a los  
68 ecosistemas marinos, el área con más estudios sobre FCO<sub>2</sub> es la región de la Península de  
69 Baja California, que corresponde a la parte mexicana del Sistema de la Corriente de  
70 California, seguido del Golfo de California y el Pacífico Tropical Mexicano, este último  
71 comprende estudios realizados en la zona costera de Jalisco y Colima (Franco et al. 2014)  
72 sobre la zona de mínimo oxígeno (Maske et al. 2010) y el Pacífico Sur (Chapa-Balcorta  
73 et al. 2015). Sin embargo, en los últimos años ha crecido el interés de estudiar la dinámica  
74 del carbono en las zonas de mínimo oxígeno y su influencia en el intercambio gaseoso  
75 con la atmósfera.

### 76 1.2. Zonas de mínimo oxígeno

77 Las zonas de mínimo oxígeno (ZMO) son regiones subsuperficiales definidas por  
78 un límite subóxico entre 60 y < 20 μmol kg<sup>-1</sup> (Stramma et al. 2008; Paulmier y Ruiz-Pino,  
79 2009), cuya formación es producto del constante aporte material orgánico, alta  
80 estratificación y lenta circulación, lo que no permite la ventilación y en consecuencia la  
81 tasa de consumo de oxígeno se incrementa para los procesos de remineralización de la  
82 materia orgánica. Por lo que las ZMO se consideran como zonas de máximo carbono  
83 (ZMC; Paulmier et al. 2011) donde pueden encontrarse concentraciones de carbono

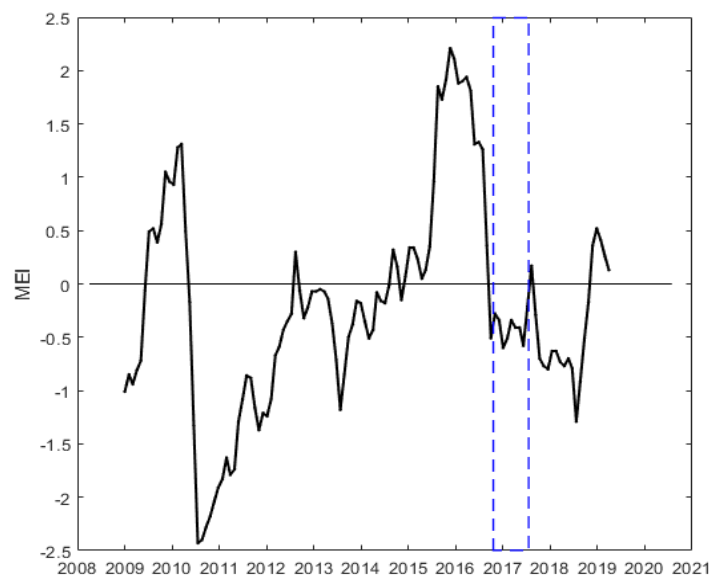
84 inorgánico disuelto  $>2200 \mu\text{mol kg}^{-1}$ . No obstante, en los últimos años, estas zonas han  
85 sido objeto de estudio debido a que son fuentes de gases invernadero (i.e.  $\text{CO}_2$ ,  $\text{N}_2\text{O}$ ,  $\text{CH}_4$ ,  
86 [Paulmier y Garçon, 2008](#)) y a su creciente expansión a nivel global ([Stramma et al. 2008](#);  
87 [Maske et al. 2019](#)).

88 De manera particular, México cuenta con una de las zonas de mínimo oxígeno más  
89 intensa y extensa a nivel global ([Fiedler y Talley, 2006](#); [Karstensen et al. 2008](#); [Paulmier  
90 y Ruiz-Pino, 2008](#)), cuyo límite superior puede encontrarse a partir de los 50-70 m de  
91 profundidad ([Maske et al. 2010](#); [Franco et al. 2014](#)). Además, se ha observado que, en el  
92 núcleo de esta zona la concentración de oxígeno es menor que el límite de detección ( $\sim 10$   
93 nmol) de uno de los sensores más sensibles para medir oxígeno (Switchable Trace  
94 Oxygen Detector, [Tiano et al. 2014](#)), por lo que las aguas del núcleo de la zona de mínimo  
95 oxígeno del Pacífico Tropical se consideran totalmente anóxicas ([Ulloa et al. 2012](#)). Por  
96 otro lado, a diferencia de las ZMO de Perú-Chile y el Mar de Arabia, en la ZMO de  
97 México se han desarrollado muy pocos estudios sobre la dinámica del carbono y su  
98 interacción con el mínimo de oxígeno.

99 [Maske et al. \(2010\)](#) estudiaron la distribución de la concentración de carbono  
100 inorgánico disuelto,  $\text{pCO}_2$  y su relación con la oceanografía biológica sobre el límite  
101 somero del mínimo de oxígeno. Dónde encontraron valores positivos de  $\Delta\text{pCO}_2$  en  
102 superficie, lo que favorece flujos de  $\text{CO}_2$  de océano hacia la atmósfera, pero ninguna  
103 correlación con el acercamiento de la ZMO a la superficie. Por otro lado, el estudio más  
104 reciente es el de [Franco et al. \(2014\)](#), quienes evaluaron la influencia de dos eventos  
105 interanuales durante 2009 (El Niño) y 2010 (La Niña) sobre los flujos de carbono y no  
106 lograron observar la influencia del evento La Niña sobre la  $\text{pCO}_2$ , debido a que el efecto  
107 fue atenuado por la fuerte estratificación de la columna de agua, ya que este evento  
108 coincidió con el verano. Sin embargo, observaron que, durante la mayor parte del tiempo,  
109 el Pacífico Mexicano se comportó como una fuente débil de  $\text{CO}_2$  hacia la atmósfera ( $-4.4$   
110 a  $3.3 \text{ mmol C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ). Asimismo, al sur de la región [Chapa-Balcorta et al. \(2015\)](#)  
111 estudiaron la influencia de los vientos del norte o “tehuanos” sobre la distribución espacial  
112 de las variables del carbono, en el Golfo de Tehuantepec, y encontraron que durante la  
113 temporada de vientos, el área se comportó como sumidero de  $\text{CO}_2$  ( $-23 \text{ mmol C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ),  
114 y por el contrario, posterior a estos eventos en las zonas cercanas a la costa, donde se  
115 registró una mayor mezcla de la columna de agua, encontraron flujos de  $\text{CO}_2$  hacia la  
116 atmósfera de hasta  $34 \text{ mmol C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ . Recientemente, [Trucco-Pignata et al., 2019](#)

117 evaluaron los efectos de El Niño 2015-2016 sobre el límite superior del mínimo de  
118 oxígeno más no reportan valores de flujos de CO<sub>2</sub>.

119 Por lo tanto, se tiene conocimiento del comportamiento de la pCO<sub>2</sub> y de la magnitud  
120 de los flujos de carbono en el Pacífico Mexicano durante condiciones neutrales (Maske  
121 et al. 2010) y en presencia de El Niño-2009 y La Niña-2010 (Franco et al. 2014). Sin  
122 embargo, este trabajo se desarrolló en el periodo comprendido entre octubre y noviembre  
123 del 2017, donde de acuerdo al índice multivariado de El Niño (MEI,  
124 <http://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/#ElNiño>), las anomalías térmicas se encontraron  
125 alrededor de -0.6°C (fig. 2) y las posibilidades de desarrollar un evento La Niña eran de  
126 más del 70%.



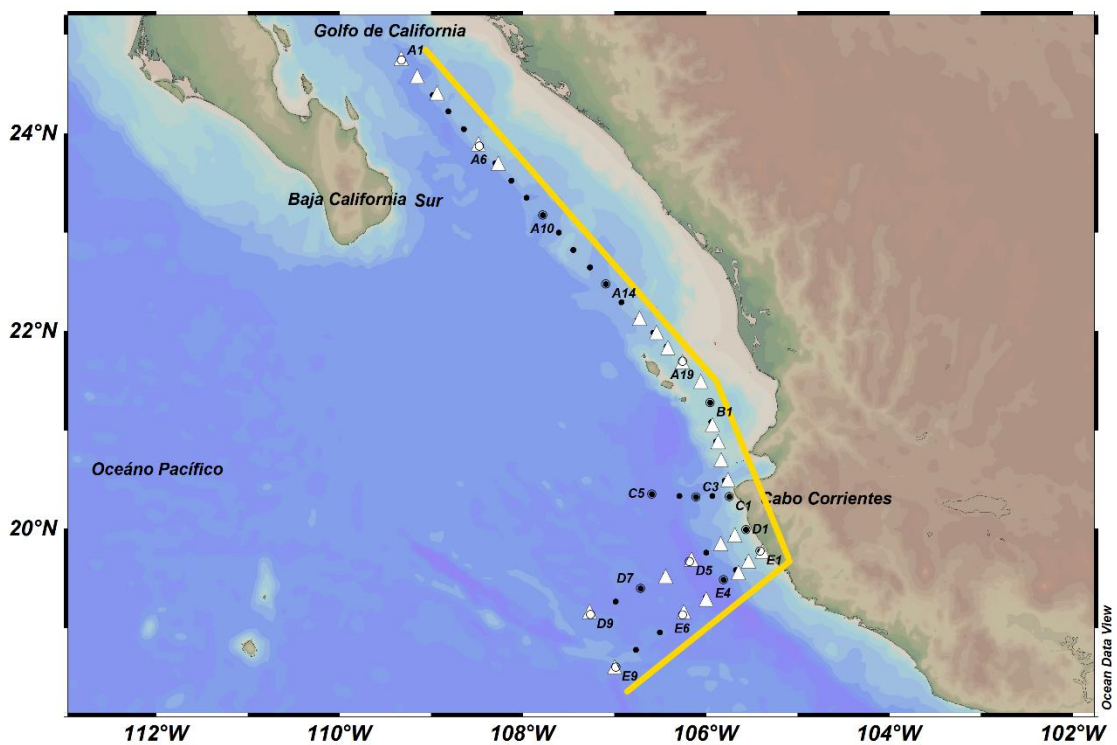
127  
128 **Figura 2.** Índice multivariado de El Niño (MEI) de los últimos 10 años. Las líneas  
129 punteadas de color azul representan y delimitan el periodo de muestreo. Los datos se  
130 obtuvieron de <https://psl.noaa.gov/enso/mei/>.

131 Por lo tanto, el propósito de este trabajo fue determinar el comportamiento de las  
132 variables del carbono, así como evaluar la influencia de La Niña-2017 sobre los flujos de  
133 carbono (FCO<sub>2</sub>) y la estructura vertical de la zona de mínimo oxígeno del Pacífico  
134 Tropical Mexicano, y complementar lo reportado por Franco et al. (2014).

## 135 2. Área de estudio

136 El área de estudio es la región del Pacífico Tropical frente a México Central  
137 (PTMC) o Pacífico Tropical Mexicano y comprende desde la entrada del Golfo de

138 California hasta el sur de Cabo Corrientes, entre los 25°N y 19°N (fig. 3). El PTMC se  
139 caracteriza por ser una región oceanográfica compleja ya que se encuentra en la zona de  
140 convergencia de los tres sistemas oceánicos más estudiados del Pacífico Tropical  
141 Oriental: 1) la Corriente de California, 2) el Golfo de California y 3) el Pacífico Tropical  
142 del Este. Por lo tanto, la transición entre estas aguas con propiedades físicas y químicas  
143 diferentes promueve la formación de estructuras de mesoescala (i.e. filamentos,  
144 remolinos) importantes en el transporte dentro y fuera de la costa (Lavín et al. 2006).  
145 Además, diversos autores han descrito que la dinámica estacional en el PTMC está en  
146 función de la interacción entre la extensión de la Corriente de California hacia el Pacífico  
147 y la Corriente Costera Mexicana (Godínez et al. 2010; Portela et al. 2016; Castro et al.  
148 2017).



149

150 **Figura 3.** Localización geográfica del área de estudio y las estaciones de muestreo de la  
151 campaña oceanográfica LM17-10, del 28 de octubre al 08 de noviembre del 2017. Los  
152 triángulos blancos representan las estaciones donde se colectaron muestras para los  
153 análisis de carbono inorgánico disuelto, pH<sub>T</sub> y alcalinidad total. La línea continua amarilla  
154 representa el transecto analizado y los puntos negros representan las estaciones se  
155 realizaron lances hidrográficos de CTD.

156

157

158

Las masas de agua que interactúan, en la capa superficial (< 200 m), en el área de estudio son el Agua Superficial Tropical (AST), de origen tropical con bajo contenido de carbono inorgánico disuelto (CID) y saturada en carbonato de calcio (Franco et al. 2014;

159 [Trucco-Pignata et al. 2019](#)), estas aguas son transportadas a la región por acción de la  
160 Corriente Costera Mexicana ([Lavín et al., 2006](#)). El Agua del Golfo de California (AGC),  
161 es agua muy salada ( $>35 \text{ g kg}^{-1}$ ), cuyas concentraciones de CID son mayores a los 2100  
162  $\mu\text{mol kg}^{-1}$  ([Hernández-Ayón et al. 2013](#); [Trucco-Pignata et al. 2019](#)). En la región es  
163 común observar la presencia del Agua de la Corriente de California (ACC), aguas de  
164 origen subártico, de baja salinidad, ricas en oxígeno disuelto y contenido de CID menor  
165 a  $2100 \mu\text{mol kg}^{-1}$  ([Cervantes-Diaz, 2012](#)), sin embargo, durante la transición verano-  
166 otoño esta agua puede encontrarse más al sur de la Península de Baja California ([Durazo,](#)  
167 [2007](#); [Portela et al. 2016](#)). Por otra parte, a nivel subsuperficial, se encuentra el Agua  
168 Subsuperficial Subtropical (ASsSt), rica en nutrientes y carbono inorgánico disuelto  
169 ( $>2200 \mu\text{mol kg}^{-1}$ , [Trucco-Pignata et al. 2019](#)), con bajo contenido de oxígeno disuelto e  
170 insaturadas con carbonato de calcio ( $\Omega > 1$ , [Franco et al. 2014](#)). Por debajo de los 400 m  
171 se encuentra el Agua Intermedia del Pacífico ([Portela et al. 2016](#)), aguas que también  
172 presentan un alto contenido de carbono, pero su concentración de oxígeno disuelto y pH  
173 es ligeramente mayor que el ASsSt, debido a su influencia subártica al momento de su  
174 formación en el mar de Okhotsk ([Fiedler y Talley, 2006](#)).

175 Por otro lado, además de los procesos de mesoescala, el PTMC es influenciado  
176 por diferentes forzamientos físicos, tales como el rotacional del viento, el cual, es positivo  
177 durante la mayor parte del año, ya que los vientos por lo general provienen del noroeste  
178 ([Pantoja et al., 2012](#)). Esto a su vez, promueve que, en el periodo de invierno a primavera,  
179 ocurran eventos de surgencia en la región, los cuales incrementan la producción primaria  
180 hasta en  $447 \text{ mg C m}^2 \text{ d}^{-1}$  ([López-Calderón et al. 2012](#)). Además, debido a su posición  
181 geográfica, el PTCM se encuentra bajo la influencia de eventos de escala interanual (i.e.  
182 ENSO), así como al paso de ondas atrapadas a la costa, que en su trayecto modifican la  
183 estructura vertical de la columna de agua ([Zamudio et al. 2007](#); [Pantoja et al. 2012](#); [Lavín](#)  
184 [et al. 2006](#); [Trucco-Pignata et al. 2019](#)).

185 Una de las más sobresalientes del Pacífico Tropical Mexicano, es la presencia de la  
186 zona de mínimo oxígeno (ZMO) más extensa a nivel mundial ([Fiedler y Talley, 2006](#)).  
187 Esta zona se localiza a nivel subsuperficial y presenta concentraciones muy bajas de  
188 oxígeno disuelto ( $<20 \mu\text{mol kg}^{-1}$ ), alto carbono inorgánico disuelto ( $>2200 \mu\text{mol kg}^{-1}$ ) y  
189 bajo pH ( $\sim 7.6$  unidades), esto asociado a los procesos de respiración y remineralización  
190 de la materia orgánica ([Paulmier et al., 2009](#)). De acuerdo con diversos estudios, el límite  
191 superior de la zona de mínimo oxígeno del PTM se encuentra alrededor de los 70 m de

192 profundidad (Cepeda-Morales et al., 2009; Franco et al., 2014), sin embargo, este puede  
193 ser más somero entre los 40 y 50 m (Maske et al., 2010). Asimismo, debido a las altas  
194 concentraciones de carbono inorgánico disuelto presentes en esta región, se le considera  
195 fuente potencial de CO<sub>2</sub> hacia la atmósfera (Franco et al., 2014).

### 196 **3. Hipótesis**

197 De acuerdo con la variabilidad oceanográfica conocida en la zona de mínimo oxígeno  
198 del Pacífico Tropical Mexicano y dado que, durante el muestreo, se encontraba en  
199 desarrollo un evento “La Niña”, se espera observar el asomeramiento de la termoclina,  
200 carboclina y oxiclina hacia la costa, lo cual promoverá el enriquecimiento de carbono  
201 inorgánico disuelto (CID) en aquellas regiones donde domine la influencia del Agua  
202 Subsuperficial Subtropical. Además, se espera encontrar que el área de estudio se  
203 comporte como fuente de carbono hacia la atmósfera.

### 204 **4. Objetivo general**

205 Evaluar la distribución de las variables físicas y del sistema del CO<sub>2</sub> (pH<sub>T</sub>, CID y  
206 pCO<sub>2</sub>) en la zona de mínimo oxígeno (ZMO), con base en la configuración vertical y  
207 espacial de las masas de agua, y su relación con los flujos de carbono océano-atmósfera  
208 en el Pacífico Tropical Mexicano durante octubre y noviembre del 2017.

#### 209 4.1. Objetivos particulares

- 210       ▪ Calcular los flujos de carbono (FCO<sub>2</sub>) océano-atmósfera con base en  
211 mediciones discretas de carbono inorgánico disuelto y pH<sub>T</sub>, y  
212 caracterizarlos espacialmente.
- 213       ▪ Caracterizar espacialmente la distribución horizontal de los flujos océano-  
214 atmósfera de CO<sub>2</sub>, tanto del sistema oceánico, en la zona de mínimo  
215 oxígeno y del sistema de carbonatos, a partir de los datos tomados en la  
216 campaña octubre-noviembre 2017.
- 217       ▪ Caracterizar espacialmente la estructura vertical del sistema físico, de la  
218 zona de mínimo oxígeno y del sistema de carbonatos, a partir de los datos  
219 tomados en la campaña octubre-noviembre 2017.
- 220       ▪ Definir subregiones en el área proponiendo un criterio objetivo.

- 221           ▪ Determinar la relación entre los flujos de CO<sub>2</sub> calculados y las  
222           características verticales del sistema físico, de la zona de mínimo oxígeno,  
223           sistema de carbonatos y de las proporciones de las masas de agua.
- 224           ▪ Identificar características claves para proponer criterios con los que se  
225           pueda controlar la estabilidad de los flujos de carbono y discutir los  
226           procesos físicos asociados a la circulación de masas de agua que modulan  
227           los flujos de carbono a escala interanual y otras escalas más cortas (e.g.  
228           estacional, intraestacional).

## 229           **5. Datos y método**

### 230           5.2. Colecta y análisis de muestras

231           Se realizó un crucero oceanográfico a bordo del B/O *Alpha Hélix* durante el 28 de  
232           octubre al 08 de noviembre del 2017, desde la entrada del Golfo de California hasta Cabo  
233           Corrientes, en la porción central del Pacífico Mexicano (fig. 3), esto dentro del proyecto  
234           (2014-236864) “*Influencia de remolinos de mesoescala sobre hábitats de larvas de peces*  
235           *(con énfasis en especies de importancia comercial) en la zona de mínimo de oxígeno del*  
236           *Océano Pacífico frente a México: océano abierto y efecto de islas*”. En esta campaña, se  
237           tomaron datos hidrográficos de temperatura, salinidad, oxígeno, densidad y fluorescencia  
238           con un perfilador de conductividad-temperatura-profundidad (CTD, SeaBird modelo  
239           SBE-911). Además, en 30 de las 63 estaciones, se colectaron muestras discretas de agua  
240           de mar a diferentes profundidades mediante una roseta acoplada con botellas Niskin de  
241           12 L de capacidad, para los análisis de carbono inorgánico disuelto (CID), alcalinidad  
242           total (AT) y pH<sub>T</sub>. Cada una de las muestras se fijó con 50 µL de cloruro de mercurio  
243           (HgCl<sub>2</sub>) para eliminar la actividad biológica y se almacenaron para su posterior análisis  
244           en laboratorio.

### 245           5.3. Carbono inorgánico disuelto (CID) y pH espectrofotométrico

246           El CID se midió a través de la técnica coulométrica descrita por [Johnson et al.](#)  
247           (1987). Previo a la medición de muestras, el equipo se preparó y acondicionó, y  
248           posteriormente se midió la precisión y exactitud del equipo con material de referencia  
249           certificado para CID ([Dickson et al., 2003](#)) provisto por laboratorio de Dr. Andrew  
250           Dickson de Scripps Institution of Oceanography. Las mediciones de CID se realizaron  
251           bajo una incertidumbre de  $1.5 \pm 1.5 \mu\text{mol kg}^{-1}$  con un error porcentual del 0.2%. Por otro

252 lado, para la medición de pH espectrofotométrico se utilizó la técnica de Clayton y Byrne  
253 (1993) con la modificación de Liu et al. (2011). La concentración de protones  $[H^+]$  en  
254 escala total ( $pH_T$ ) se midió con el indicador meta-cresol púrpura (mCP) a una  
255 concentración de 10mM. Asimismo, las lecturas de absorbancias se realizaron con un  
256 espectrofotómetro (USB 4000, Ocean Optics), el cual está acoplado a una lámpara de  
257 tungsteno (HL-2000, Ocean Optics). Asimismo, las mediciones se realizaron a una  
258 temperatura de 25°C y como material de referencia se utilizó un estándar de pH Tris  
259 Buffer provisto por el laboratorio de Dr. Andrew Dickson de Scripps Institution of  
260 Oceanography. No obstante, dado que el mCP puede presentar impurezas, se aplicó la  
261 corrección por absorbancia de impurezas de Douglas y Byrne (2017), en donde se utilizó  
262 el factor de corrección  $A_{imp}$  de  $8.527 \times 10^{-3}$  para obtener una concentración final en el  
263 mCP de  $1.7\mu M$  (ver detalles en Trucco-Pignata et al. 2019). Las mediciones de  $pH_T$  se  
264 realizaron bajo una incertidumbre de  $\pm 0.01$  unidades de pH y una exactitud de  $\pm 0.005$  y  
265 error de  $\pm 0.0061\%$ .

#### 266 5.4. Alcalinidad total (AT)

267 En algunas estaciones se midió la alcalinidad total (AT), con base en el método  
268 potenciométrico descrito por Dickson et al. (2003) y la técnica de Hernández-Ayón et al.  
269 (1999), utilizando un sistema abierto. Para llevar a cabo este análisis se empleó un sistema  
270 semiautomatizado con una jeringa del tipo Methrom para la adición de HCl (0.1 N) con  
271 fuerza iónica aproximada de 0.7 M. De la misma manera que en los métodos anteriores,  
272 el equipo se acondicionó previamente y la exactitud del equipo se determinó con material  
273 de referencia certificado (CRM, Dickson et al. 2003). Las mediciones se llevaron a cabo  
274 a cabo bajo una precisión y exactitud de  $\pm 3 \mu mol kg^{-1}$ .

#### 275 5.5. Procesamiento de datos

276 Se utilizó el software CO2sys.xls (Lewis y Wallace, 1998) y las constantes de  
277 disociación de Lueker et al. (2000) para calcular el  $pH_{sws}$  y la presión parcial del  $CO_2$   
278 ( $pCO_2$ ) de las muestras discretas, con base en los valores medidos de CID,  $pH_T$ , salinidad  
279 y temperatura de estas. Posteriormente, para eliminar los efectos de la temperatura sobre  
280 la  $pCO_2$  superficial, se realizó la normalización por temperatura, de acuerdo con  
281 Takahashi et al. (2002) por medio de la siguiente ecuación:

$$282 \quad pCO_2 \text{ a } 29.7^\circ C = pCO_{2_{obs}} * e^{[0.0423*(T_N - T_{obs})]} \quad (7)$$

283 dónde  $T_N$  es la temperatura promedio de los primeros cinco metros de la columna de agua  
284 y  $T_{obs}$  es la temperatura *in situ* de las muestras,  $pCO_{2obs}$  es el valor estimado a partir de  
285 la relación CID y pHT. El coeficiente 0.0423 fue determinado por [Takahashi et al. \(1993\)](#)  
286 con base en el incremento observado de la  $pCO_2$  superficial por cada  $16^\circ C$   
287  $(\partial \ln pCO_2 / \partial T)$ .

288 Posteriormente, los cálculos de flujos de carbono océano-atmósfera ( $FCO_2$ ) se  
289 realizaron a través del método descrito por [Wanninkhof \(1992\)](#) y modificado por  
290 [Wanninkhof \(2014\)](#), cuya aproximación es una de las más aceptadas a nivel global y está  
291 dada por la ecuación

$$292 \quad FCO_2 = k * K_0 * (\Delta pCO_2) \quad (8)$$

293 con base en la velocidad de transferencia del gas ( $k$ ), la solubilidad del  $CO_2$  en agua de  
294 mar ( $K_0$ ) estimada a partir de la temperatura y salinidad *in situ* ([Weiss, 1974](#)), y la  
295 diferencia entre la presión parcial de la atmósfera con el océano ( $\Delta pCO_2$ ). El parámetro  $k$   
296 ( $k = 0.251 * u^2 * (Sc/660)^{-0.5}$ ), es dependiente de la velocidad del viento ( $u$ ) y el número de  
297 Schmidt ( $Sc$ ). Este último se calcula en función de la temperatura, viscosidad cinemática  
298 del agua y el coeficiente de difusión del  $CO_2$ . Con la modificación reciente de [Wanninkhof](#)  
299 [\(2014\)](#), la estimación de  $k$  presenta una incertidumbre del 20%. En el cálculo del  $\Delta pCO_2$   
300 se utilizó el valor de  $pCO_2$  atmosférico de 404.4 ppm, correspondiente a la concentración  
301 de  $CO_2$  en los meses de octubre y noviembre del 2017 (Mauna Loa,  
302 <https://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/>). Los valores positivos de  $FCO_2$  implican un  
303 flujo positivo (fuente) océano-atmósfera y valores negativos un flujo negativo (sumidero)  
304 atmósfera-océano.

305 La velocidad del viento se obtuvo a partir de los datos del modelo de reanálisis  
306 atmosférico desarrollado por el *European Centre for Medium-Range Weather Forecast*  
307 *(ECMWF)*, en particular del reanálisis denominado ERA5. Este modelo incorpora  
308 observaciones *in situ* y satelitales con una resolución espacial de 25 km y cada hora, el  
309 cual proporciona campos de vectores de viento a 10 m de la superficie del océano,  
310 distribuidos en una malla uniforme de  $0.25 \times 0.25^\circ$ . Los datos pueden descargarse desde  
311 el portal <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home>.

312 Por otra parte, la concentración de oxígeno disuelto ( $O_2$ ) se midió con un sensor  
313 SBE43 acoplado al CTD, el cual presenta una incertidumbre del 2%, y con estos datos,  
314 se calculó la utilización aparente de oxígeno (AOU), la cual se deriva de la diferencia

315 entre la concentración de oxígeno en saturación, con base en la temperatura y salinidad  
316 (García y Gordon, 1992), y el oxígeno medido. Finalmente, en este trabajo, se utilizó la  
317 ecuación de estado del agua de mar (GWS-TEOS10, IOC et al. 2010; McDougall and  
318 Barker, 2011) incluida en la paquetería del software Ocean Data View (Schlitzer R.,  
319 <https://odv.awi.de/software/download/>) ya que la temperatura conservativa ( $T_\theta$ )  
320 representa de manera más precisa el contenido de calor en la columna de agua respecto a  
321 la temperatura potencial, mientras que la salinidad absoluta ( $S_A$ ), al utilizar unidades de  
322 masa ( $\text{g kg}^{-1}$ ) y no de conductividad, determina de manera más precisa el contenido de  
323 sales en el agua. Por otra parte, se calculó el índice de estratificación ( $\phi$ ) con base en  
324 Simpson (1981), el cual permite estimar la cantidad de energía ( $\text{J m}^{-3}$ ) necesaria para  
325 mezclar una columna de agua de 300 m de profundidad.

326 Asimismo, con los datos del CTD se calcularon las velocidades geostróficas con  
327 las funciones GSW-TEOS10, con base en el método geostrófico, donde solo se considera  
328 el balance entre las fuerzas del gradiente de presión ( $\rho$ ) y la fuerza de Coriolis. Por otra  
329 parte, se obtuvieron datos de topografía dinámica absoluta (TDA,  
330 <https://marine.copernicus.eu/>) correspondientes a los meses de octubre y noviembre de  
331 2017 de los archivos del Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie  
332 Spatiales (LEGOS) para evaluar el comportamiento de la oceanografía en el área de  
333 estudio, durante el desarrollo del muestreo. Con respecto a cambios en la distribución  
334 superficial de las masas de agua en el área de estudio, se extrajeron los perfiles, de la base  
335 de datos del World Ocean Atlas 2018 (2018), más cercanos a las estaciones de muestreo,  
336 correspondientes a la climatología de otoño entre los años 2005 y 2017  
337 ([https://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOD/pr\\_wod.html](https://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOD/pr_wod.html)).

## 338 **6. Resultados**

### 339 **6.1. Masas de agua**

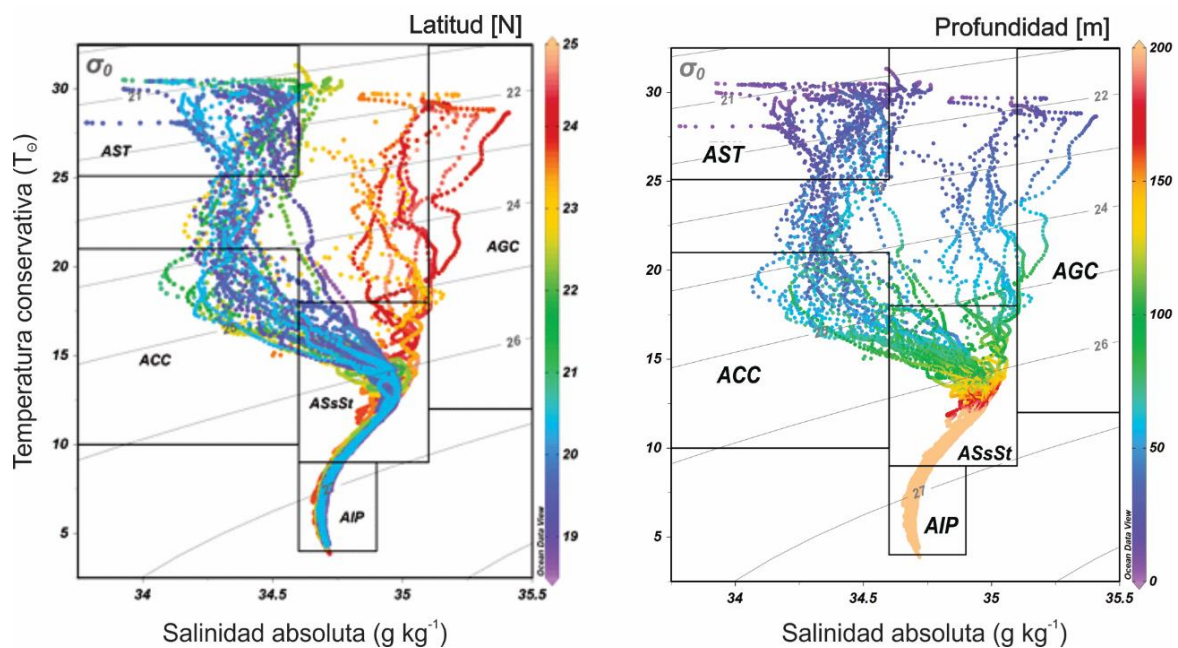
340 Las masas de agua presentes en el área de estudio se identificaron con base en los  
341 límites termohalinos propuestos por Portela et al. (2016) expresados en la tabla I. En total,  
342 se identificaron cinco masas de agua (fig. 4), sin embargo, en las siguientes secciones no  
343 se tomará en cuenta el Agua Intermedia del Pacífico (AIP) ya que se encuentra a partir de  
344 los 400 m y la resolución vertical de los muestreos discretos abarcó solo hasta los 200 m  
345 (fig. 4b).

346 **Tabla I.** Límites termohalinos para las aguas del Pacífico Tropical Mexicano.

Masa de agua	$T_{\theta}$ ( $^{\circ}\text{C}$ )	$S_A$ ( $\text{g kg}^{-1}$ )	Profundidad (m)
Agua de la Corriente de California	10-21	< 34.6	0-150
Agua Superficial Tropical	>25.1	< 34.6	0-50
Agua del Golfo de California	>12	>35.1	0-150
Agua Subsuperficial Subtropical	9-18	34.6-35.1	75-400
Agua Intermedia del Pacífico	4-9	34.6-34.9	400-1000

347 \*Tomado y modificado de [Portela et al. \(2016\)](#)

348 De manera general, se observó el dominio superficial del Agua Superficial  
349 Tropical (AST) en las estaciones entre los 19 y 22°N, mientras que el Agua del Golfo de  
350 California, únicamente estuvo restringida al área de la boca del Golfo de California  
351 (alrededor de 24°N, fig. 4a). Sin embargo, dos de los aspectos más importantes que  
352 destaca el diagrama TS es la presencia del Agua de la Corriente de California en la porción  
353 sur del área de estudio, lo cual ha sido reportado en estudios anteriores y a esta extensión  
354 sureña se le denomina el brazo tropical de la Corriente de California ([Godínez et al. 2010](#);  
355 [Portela et al. 2016](#)) y, la forma de “Y” que muestra la separación entre el AST y el AGC  
356 (fig. 4a).



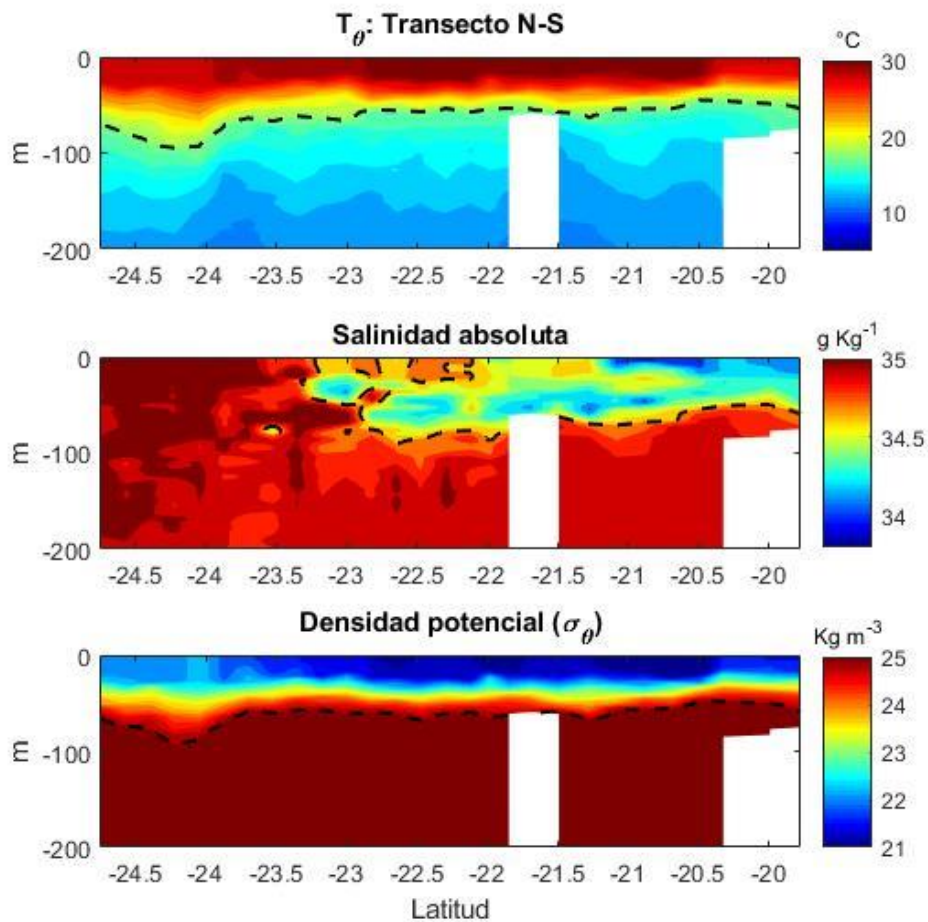
357

358 **Figura 4. a)** Diagrama de temperatura conservativa ( $\Theta$ ) y salinidad absoluta ( $S_A$ ) de los  
359 lances hidrográficos, en color se representa la latitud. **b)** Diagrama  $\Theta$  - $S_A$ , en color se  
360 representan los primeros 200 m de profundidad. Los acrónimos utilizados son Agua  
361 Superficial Tropical (AST), Agua de la Corriente de California (ACC), Agua del Golfo  
362 de California (AGC), Agua Subsuperficial Subtropical (ASsSt) y Agua Intermedia del

363 Pacífico (AIP). Para la identificación de masas de agua, se consideraron los límites  
364 termohalinos establecidos por [Portela et al. \(2016\)](#).

### 365 6.2. Distribución vertical de temperatura y salinidad

366 A lo largo del transecto (fig. 5) se observó una columna de agua relativamente  
367 estratificada, con valores de estratificación ( $\phi$ ) en promedio de  $1063.11 \text{ J m}^{-3}$ . Por otro  
368 lado, en la mayoría de las estaciones, la temperatura superficial se encontró arriba de los  
369  $30^\circ\text{C}$  (fig. 5a). Sin embargo, se observó la disminución de la temperatura de  
370 aproximadamente  $2^\circ\text{C}$  en el área circundante a Cabo Corrientes ( $\sim 20^\circ\text{N}$ ), lo cual se vio  
371 reflejado en el levantamiento de las isothermas ( $\Theta: 18^\circ\text{C}$ ) hacia la costa.



372

373 **Figura 5.** Secciones verticales de temperatura conservativa ( $\Theta$ , arriba), salinidad absoluta  
374 ( $S_A$ , centro) y densidad potencial (abajo), en los primeros 200 m de profundidad. La línea  
375 punteada representa los límites superiores de temperatura, salinidad ([Portela et al. 2016](#))  
376 y densidad potencial ([Franco et al. 2014](#)) del Agua Subsuperficial Subtropical ( $\Theta: 18^\circ\text{C}$ ,  
377  $S_A: 34.7$  y  $\sigma_\theta: 25 \text{ kg m}^{-3}$ ).

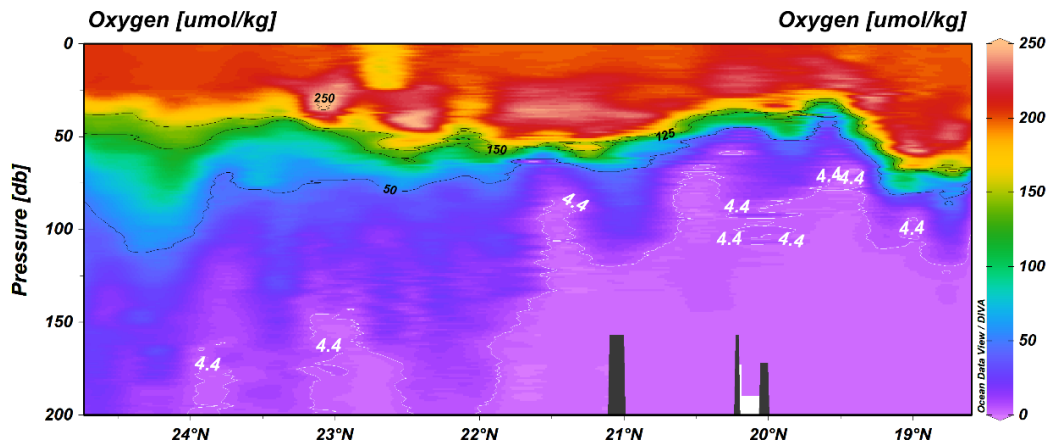
378 A diferencia del patrón de estratificación que se observó en la temperatura, la  
379 variación lateral y vertical de la salinidad indicó el encuentro de diferentes masas de agua  
380 en el área de estudio (tabla I, fig. 5). La distribución superficial de la salinidad (fig. 5b)  
381 mostró aguas con salinidad alrededor de  $35 \text{ g kg}^{-1}$ , correspondientes al agua del Golfo de  
382 California y aguas con salinidad menor a 34, de características tropicales. Por otra parte,  
383 se observó una zona de transición entre los  $23$  y  $20^\circ \text{ N}$  (fig. 4b) , donde ocurre la mezcla  
384 entre el Agua de la Corriente de California (ACC) y Agua Subsuperficial Subtropical  
385 (ASsSt), ya que estas masas de agua presentan valores de salinidad entre los  $34.5$  y  $34.7$   
386  $\text{g kg}^{-1}$ . Además, la distribución de las isohalinas mostró el hundimiento del AGC por  
387 debajo del ACC y ASsSt, alrededor de los  $150 \text{ m}$  y como esta fluye hacia latitudes más  
388 sureñas ( $\sim 19^\circ \text{ N}$ ).

389 En el caso de la densidad potencial ( $\sigma_\theta$ , fig. 5c) no se observaron cambios  
390 importantes en toda la sección, a excepción del hundimiento de las isopicnas alrededor  
391 de los  $24^\circ \text{ N}$ , y en el área alrededor de Cabo Corrientes ( $20^\circ \text{ N}$ ), donde se observó el ligero  
392 levantamiento de las isopicnas ( $\sigma_\theta = 25 \text{ kg m}^{-3}$ ) hacia la costa.

### 393 **6.3. Variables químicas**

#### 394 6.3.1. Oxígeno disuelto ( $\text{O}_2$ )

395 En la distribución vertical (0-200 m) de la concentración de oxígeno disuelto a lo  
396 largo del transecto (fig. 6) los valores en superficie fueron mayores a  $250 \mu\text{mol kg}^{-1}$ , los  
397 mínimos se encontraron en el fondo y en los límites cercanos al núcleo de la zona de  
398 mínimo oxígeno ( $0 \mu\text{mol kg}^{-1}$ , bajo el límite de detección). Uno de los rasgos más  
399 característicos en la distribución del  $\text{O}_2$ , es el asomeramiento de la oxiclina en latitudes  
400 sureñas alrededor de los  $21^\circ \text{ N}$ . Por otra parte, la oxiclina, se localizó entre los  $45$  y  $100$   
401 m de profundidad, y el núcleo de la zona de mínimo oxígeno se encontró entre los  $70$  y  
402  $800 \text{ m}$ , donde este estuvo más profundo hacía el Golfo de California y más somero en el  
403 área circundante a Cabo Corrientes.

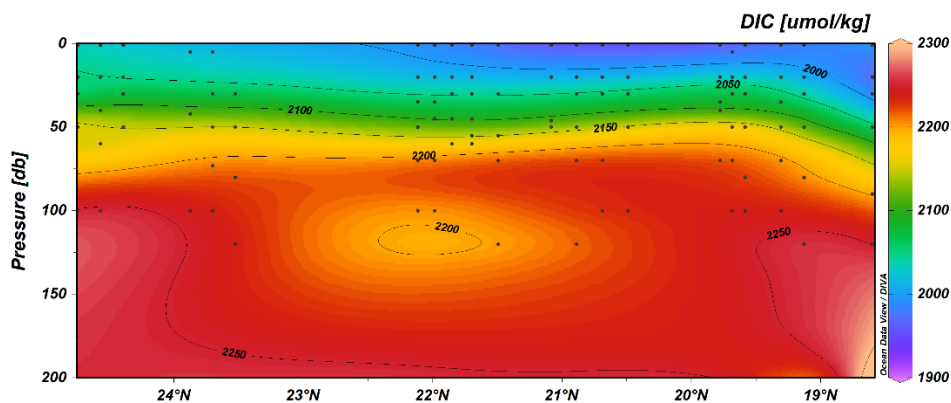


404

405 **Figura 6.** Sección latitudinal de la distribución vertical de oxígeno disuelto. La isolínea  
 406 blanca de  $4.4 \mu\text{mol kg}^{-1}$  representa el límite subóxico propuesto por [Sánchez-Velasco et](#)  
 407 [al. \(2017\)](#), el cual, puede ser mortal para algunas especies mesopelágicas y epipelágicas.

### 408 6.3.2. Carbono inorgánico disuelto (CID) y $\text{pH}_T$

409 La distribución vertical de la concentración de CID (fig. 7) mostró una columna  
 410 de agua bien estratificada, donde los valores mínimos de CID ( $\sim 1980 \mu\text{mol kg}^{-1}$ ), se  
 411 encontraron en la superficie. Por el contrario, los valores máximos de CID ( $>2300 \mu\text{mol}$   
 412  $\text{kg}^{-1}$ ) se encontraron en el núcleo de la zona de mínimo oxígeno por debajo de los 150 m,  
 413 a partir de los  $21^\circ\text{N}$ . No obstante, y debido a la resolución del muestreo y a los criterios  
 414 de interpolación de Ocean Data View, no se logra apreciar el gradiente en la  
 415 concentración de CID, pero es importante mencionar que se detectaron valores mayores  
 416 a  $2200 \mu\text{mol kg}^{-1}$  cerca de los 50 m en el área circundante a Cabo Corrientes ( $20^\circ\text{N}$ ).

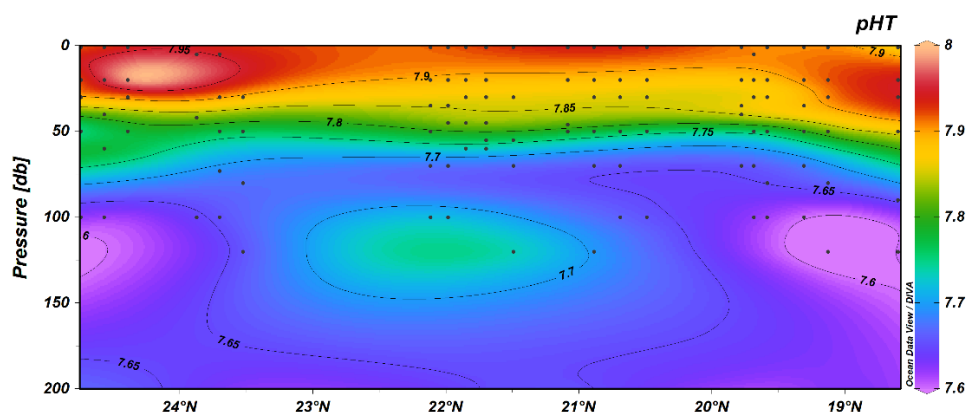


417

418 **Figura 7.** Distribución latitudinal de carbono inorgánico disuelto (CID). Los puntos  
 419 grises representan la profundidad de los muestreos con botella Niskin.

420 Por otro lado, el  $\text{pH}_T$  mostró el mismo comportamiento que el CID (fig. 8) pero  
 421 de manera inversa, donde los valores más altos se observaron en superficie ( $>7.9$ ), los  
 422 cuales decrecen con el incremento en la profundidad y los valores más bajos ( $\sim 7.6$ ) se

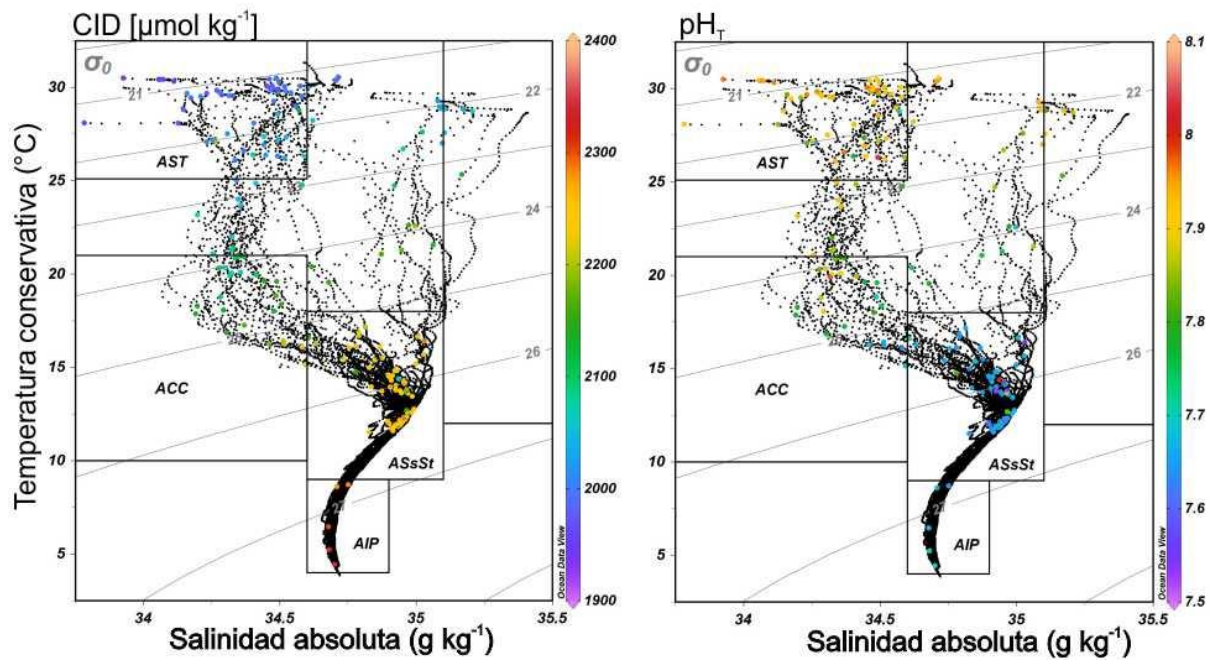
423 observaron en los límites cercanos al núcleo de la zona de mínimo oxígeno. No obstante,  
424 es importante mencionar que, alrededor de los 80 m, en el límite superior del mínimo de  
425 oxígeno, el valor de  $pH_T$  se mantuvo en valores cercanos a las 7.7 unidades, en todas las  
426 estaciones del muestreo, mientras que en el núcleo los valores de  $pH_T$  oscilaron entre 7.6  
427 y 7.5 unidades.



428

429 **Figura 8.** Distribución latitudinal de  $pH_T$  en la columna de agua a lo largo del transecto.  
430 Los puntos grises representan la profundidad de los muestreos con botella Niskin.

431 Al comparar la distribución vertical del CID y  $pH_T$  con la estructura vertical de  
432 las masas de agua (fig. 9) se observó que el Agua Superficial Tropical (AST) y el Agua  
433 del Golfo de California (AGC) presentan las concentraciones superficiales de CID más  
434 bajas ( $<2000 \mu\text{mol kg}^{-1}$ ) y relativamente alto  $pH_T$  ( $>7.9$ ), sin embargo, el CID tiende a  
435 aumentar hacia los  $2160 \mu\text{mol kg}^{-1}$  en el AGC, esto por efecto de la salinidad que  
436 incrementa la concentración de iones bicarbonato ( $\text{HCO}_3^-$ ) en el agua de mar. En el caso  
437 de las aguas de la Corriente de California, estas se encuentran asociadas a una  
438 concentración intermedia de CID ( $2100\text{-}2200 \mu\text{mol kg}^{-1}$ ) y  $pH_T$  menor a 7.9 unidades. No  
439 obstante, los valores altos de CID y bajos de  $pH_T$  estuvieron asociados con el Agua  
440 Subsuperficial Subtropical (ASsSt) y Agua Intermedia del Pacífico (AIP). Para el ASsSt,  
441 el CID se encontró entre los  $2220$  y  $2250 \mu\text{mol kg}^{-1}$ , con  $pH_T$  por debajo de las 7.7  
442 unidades, mientras que para el AIP se registraron los valores más altos de CID ( $>2300$   
443  $\mu\text{mol kg}^{-1}$ ) y más bajos de  $pH_T$  ( $\sim 7.5$ ) de todo el muestreo, esto debido a que son las aguas  
444 que están dentro del núcleo de la zona de mínimo oxígeno, donde la concentración de  
445 oxígeno disuelto es cero  $\mu\text{mol kg}^{-1}$ .

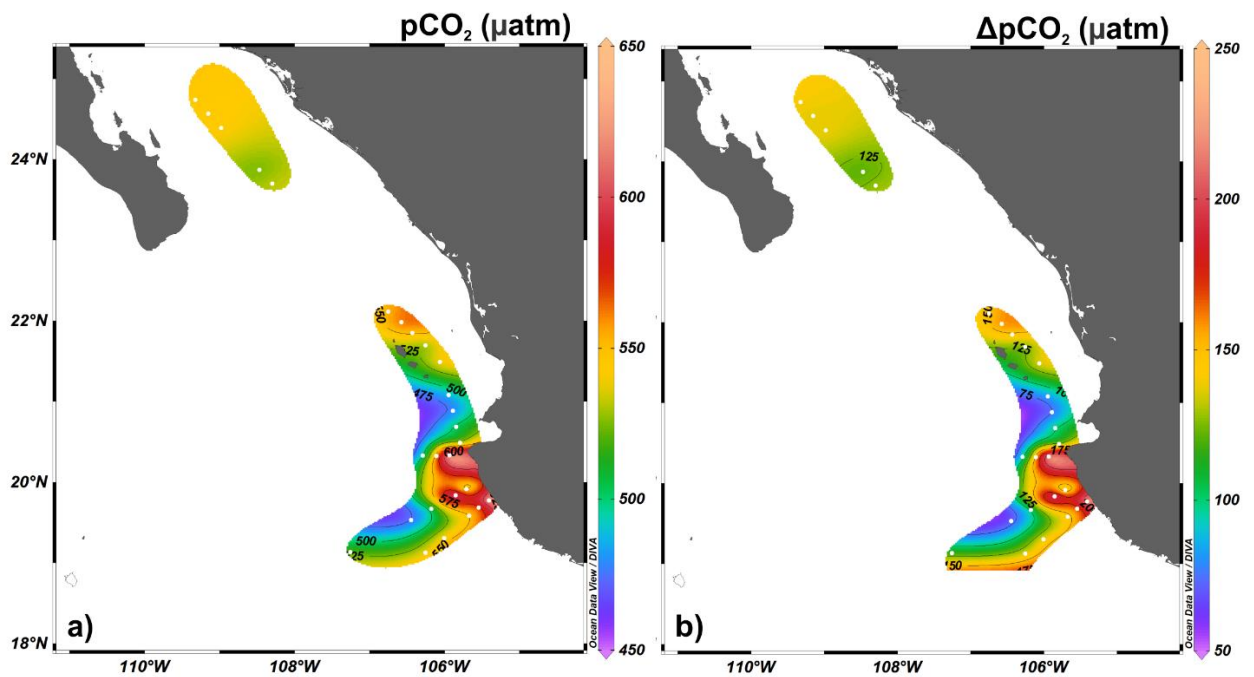


446

447 **Figura 9.** Diagramas de temperatura conservativa ( $T_{\theta}$ ) y salinidad absoluta ( $S_A$ ) asociados  
 448 a la concentración de carbono inorgánico disuelto (a) y  $\text{pH}_T$  (b).

449 6.4.  $\text{pCO}_2$  y flujos de  $\text{CO}_2$  ( $\text{FCO}_2$ )

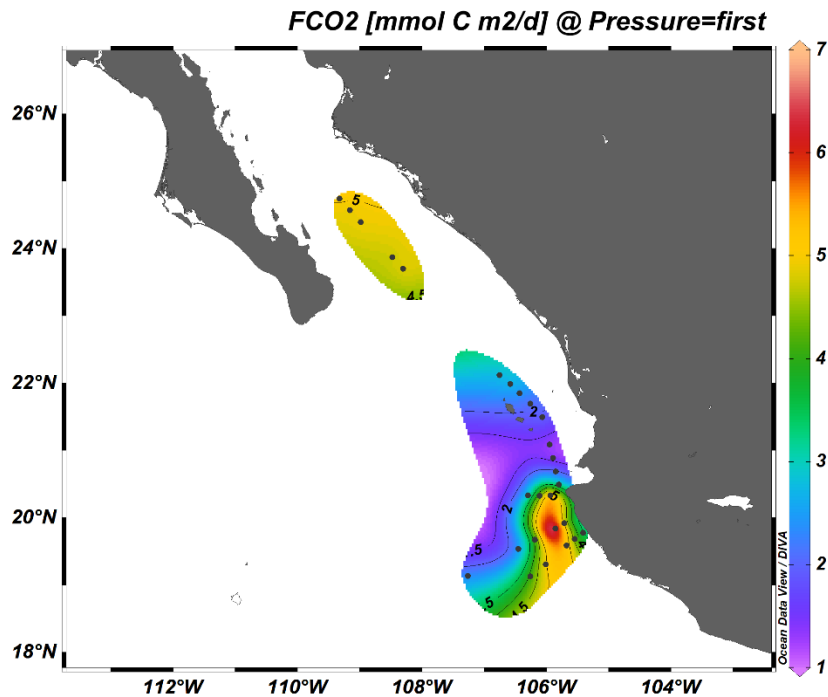
450 Durante el desarrollo del muestreo, los valores superficiales de  $\text{pCO}_2$  mostraron ser  
 451 relativamente mayores a la  $\text{pCO}_2$  atmosférica (404.4 ppm, fig. 10a). En promedio, la  
 452  $\text{pCO}_2$  se mantuvo alrededor de 542  $\mu\text{atm}$  y los valores más altos (>600  $\mu\text{atm}$ ) se  
 453 encontraron en áreas cercanas a la costa, específicamente frente a la zona de Cabo  
 454 Corrientes y en las estaciones más oceánicas (E9, D9) al sur del área de estudio. Por otra  
 455 parte, la diferencia entre la presión parcial atmósfera-océano ( $\Delta\text{pCO}_2$ , fig. 10b) mostró  
 456 valores ligeramente mayores en el océano, respecto al valor en equilibrio, donde las zonas  
 457 con un mayor  $\Delta\text{pCO}_2$ , favorecerán el intercambio gaseoso entre la atmósfera y el océano,  
 458 y por lo tanto pueden comportarse como una fuente neta de carbono hacia la atmósfera.  
 459 Por lo tanto, dependiendo de la magnitud de los flujos, estas áreas podrán ser catalogadas  
 460 como fuentes importantes o débiles de  $\text{CO}_2$  hacia la atmósfera.



461

462 **Figura 10.** Distribución superficial de a) presión parcial de CO<sub>2</sub> (pCO<sub>2</sub>) y b) ΔpCO<sub>2</sub>, para  
 463 octubre-noviembre del 2017. El valor de referencia de pCO<sub>2</sub> en la atmósfera es de 404.4  
 464 µatm (<https://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/>).

465 Asimismo, la distribución espacial de los flujos de carbono (fig. 11) mostró que  
 466 la magnitud de los FCO<sub>2</sub> se encontró entre los  $3.7 \pm 1.9$  mmol C m<sup>2</sup> d<sup>-1</sup>, con mínimos de  
 467 1.1 y máximos de 9.7 mmol C m<sup>2</sup> d<sup>-1</sup>, este último se observó frente a Cabo Corrientes. Es  
 468 importante mencionar que no se observaron valores negativos de FCO<sub>2</sub>, es decir, no se  
 469 detectaron áreas que pudieran actuar como sumidero de carbono atmosférico. Por lo tanto,  
 470 se sugiere que, durante el periodo comprendido entre finales de octubre y principios de  
 471 noviembre del 2017, la región de estudio se comportó como fuente de dióxido de carbono  
 472 hacia la atmósfera.



473

474 **Figura 11.** Distribución superficial de los flujos aire-mar de CO<sub>2</sub> (mmol C m<sup>2</sup> d<sup>-1</sup>) para  
 475 octubre-noviembre del 2017. Los cálculos para la velocidad de transferencia del gas (k)  
 476 se realizaron de acuerdo con Wanninkhof (2014). Los cuadros blancos representan las  
 477 estaciones de muestreo.

478 **7. Discusiones**

479 En este trabajo se pretende describir el comportamiento de las variables del  
 480 sistema del carbono (CO<sub>2</sub>), así como evaluar la influencia de La Niña-2017 sobre los  
 481 flujos de carbono (FCO<sub>2</sub>) y la estructura vertical de la zona de mínimo oxígeno del  
 482 Pacífico Tropical Mexicano. Además, se pretende complementar lo reportado por Franco  
 483 et al. (2014). Por lo que, al comparar las condiciones de La Niña-2010 reportadas por  
 484 Franco et al. (2014) y las observadas para octubre-noviembre 2017 en este trabajo,  
 485 resultaron ser diferentes, debido a que el estudio de 2010 se realizó en la época donde la  
 486 señal estacional del verano aún se encuentra en su fase máxima (agosto), a diferencia del  
 487 muestreo de 2017, el cual coincidió con la transición del otoño tardío más desarrollado.  
 488 Por otra parte, el haber realizado los estudios en diferentes estaciones del año permitió  
 489 observar los efectos de la estratificación sobre la difusión de la subsuperficie a la  
 490 superficie, debido a que en ambos estudios ocurrieron procesos que favorecieron el  
 491 afloramiento de agua subsuperficial, sin embargo esto se vio atenuado por la  
 492 estratificación y porque coincidió con el verano, a diferencia del muestreo de 2017, donde  
 493 la señal de agua subsuperficial se vio reflejada en altos valores de pCO<sub>2</sub> (>600 μatm, fig.

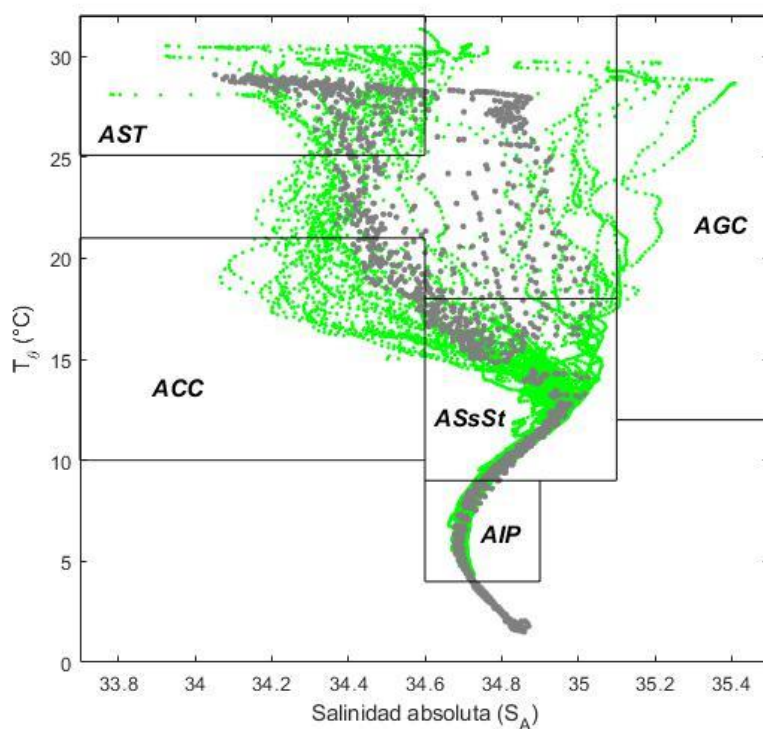
494 11) en superficie en el área de Cabo Corrientes. Las diferencias observadas entre estos  
495 estudios pueden visualizarse desde diferentes mecanismos que influyen sobre la  $p\text{CO}_2$   
496 superficial, en los que se ven involucrados factores como distribución de masas de agua,  
497 temperatura y magnitud del campo de vientos, los cuales se abordarán a continuación.

#### 498 7.1. Análisis climatológico de masas de agua

499 Las principales características de la circulación de las masas de agua en el Pacífico  
500 Tropical Mexicano engloban la amplia distribución del Agua Superficial Tropical  
501 (Fiedler y Talley, 2006), el intercambio entre el Golfo de California y el Océano Pacífico,  
502 y la advección entre la Corriente de California y la Corriente Costera Mexicana, lo cual  
503 depende de la época y/o estación del año (Godínez et al. 2010; Portela et al. 2016). Por lo  
504 que, al desarrollarse el muestreo en otoño, se espera observar el dominio superficial de  
505 Agua Superficial Tropical en la mayor parte del área de estudio.

506 Con respecto a la distribución de masas de agua, al comparar el diagrama  $T_{\theta}$ - $S_A$   
507 de 2017 con la climatología del World Ocean Atlas 2005-2017 (WOA18) se identificaron  
508 tres aspectos importantes (fig. 12). En primer lugar, se observó un otoño más cálido  
509 ( $\sim 3^\circ\text{C}$ ) respecto al otoño climatológico, lo cual pudo influir para que la columna de agua  
510 presentara un alto grado de estratificación ( $>1000 \text{ J m}^{-3}$ ) durante el muestreo de octubre-  
511 noviembre 2017. Por otra parte, la presencia del ACC ( $\Theta = 10\text{-}21^\circ\text{C}$  y  $S_A < 34.6$ )  
512 observada en 2017 es consistente con lo reportado por la climatología, aunque la  
513 proporción de la Corriente de California es menor en WOA18 que en el muestreo, y por  
514 otro lado, este escenario no corresponde en el caso del AGC, donde se observó en mayor  
515 proporción en el muestreo de 2017, respecto a la nula presencia de esta masa de agua  
516 reportada en la climatología de WOA18. No obstante, la presencia de AGC en la entrada  
517 al golfo ha sido reportada en el otoño, debido a que en esta época el viento se intensifica  
518 hacia el sur (Lavín y Marinone, 2003; Castro et al. 2000; Collins et al. 2015), además en  
519 este estudio no se detectó la presencia de AST en el interior del golfo como lo han  
520 reportado diversos autores (Escalante et al. 2013; Castro et al. 2000).

521 Por otra parte, se infiere que las diferencias entre estos grupos de datos están  
522 asociadas principalmente a la resolución de los perfiles (i.e. profundidades estándar en  
523 WOA18) y al número de observaciones en los distintos meses que comprenden el otoño.



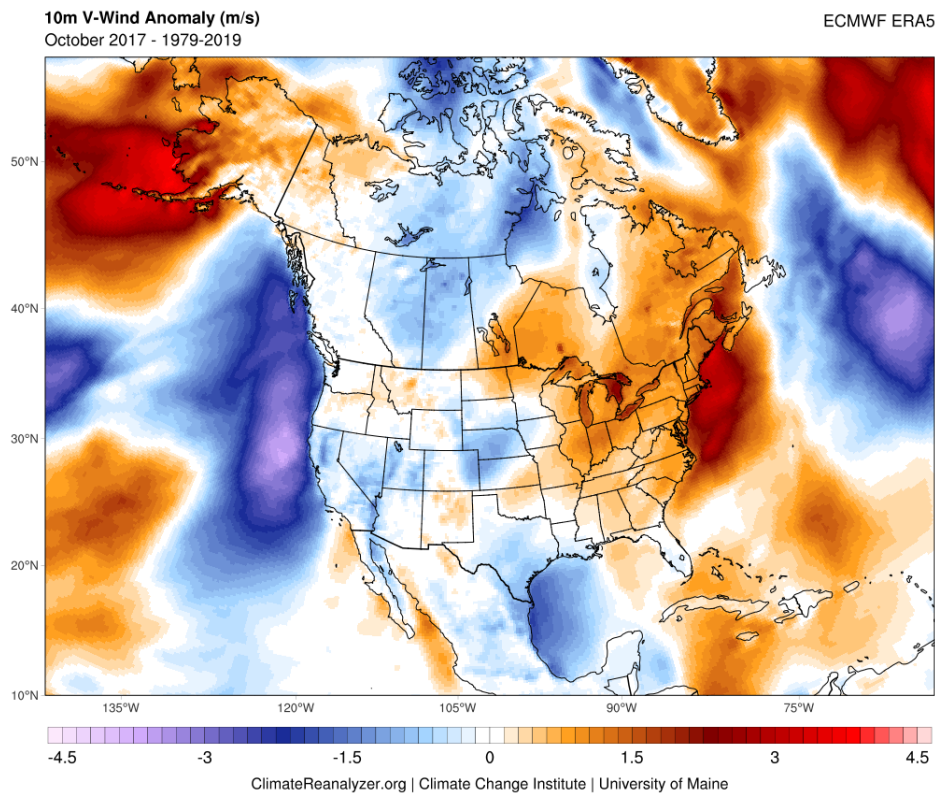
524

525 **Figura 12.** Diagrama de temperatura conservativa y salinidad absoluta ( $\Theta$ - $S_A$ ) del cruceo  
 526 octubre-noviembre 2017 (puntos verdes) y la climatología correspondiente al periodo de  
 527 otoño (2005-2017) obtenida del World Ocean Atlas (puntos grises). En la identificación  
 528 de masas de agua, se consideraron los límites termohalinos establecidos por [Portela et al.](#)  
 529 [\(2016\)](#).

530 Finalmente, el haber registrado las aguas frías y de baja salinidad de la Corriente  
 531 de California en los primeros 50 m de la columna de agua, en estaciones más sureñas del  
 532 área de estudio ( $\sim 19$ - $20^\circ\text{N}$ ), durante el cruceo de 2017 concuerda con lo reportado por  
 533 [Cepeda-Morales et al. \(2013\)](#). Esto confirma que la máxima extensión hacia el sur de la  
 534 Corriente de California se presenta en otoño ([Portela et al. 2016](#)), cuyo efecto principal  
 535 es la ventilación del límite superior de la zona de mínimo oxígeno (fig. 21, [Cepeda-](#)  
 536 [Morales et al. 2013](#); [Sánchez-Velasco et al. 2017](#)).

537 En particular, es importante mencionar que las condiciones oceanográficas fueron  
 538 ligeramente anómalas en 2017, principalmente en temperatura superficial del mar y en el  
 539 patrón de vientos. Esto debido a que el año 2017, a pesar de haberse desarrollado un  
 540 evento La Niña “débil” en el Pacífico Ecuatorial (fig. 2), se observaron anomalías  
 541 térmicas positivas entre  $0.5$  y  $1^\circ\text{C}$  en el Pacífico Tropical Mexicano, para octubre y  
 542 noviembre 2017 ([https://climateranalyzer.org/reanalysis/monthly\\_maps/](https://climateranalyzer.org/reanalysis/monthly_maps/)). Además, en  
 543 estos meses se observaron vientos anómalos del norte, frente a la Península de Baja

544 California y en el interior del Golfo de California (fig. 13) lo que implica cambios  
545 significativos en la distribución de masas de agua, tales como la extensión más hacia el  
546 sur de la Corriente de California (Portela et al. 2016) y la salida del Agua del Golfo de  
547 California (Castro et al. 2000). Con respecto a las masas de agua presentes en la boca del  
548 Golfo de California durante el muestreo de 2017, son similares a las reportadas por Castro  
549 et al. (2000), específicamente para las condiciones del otoño de 1994.



550

551 **Figura 13.** Anomalía de la componente meridional ( $v$ ) del viento ( $m\ s^{-1}$ ) para octubre  
552 2017. La media climática de  $v$  comprende los años de 1979 a 2019. La barra de colores  
553 indica vientos procedentes del norte (sur) en rojo (azul). Datos de reanálisis de ERA5  
554 ([https://climateranalyzer.org/reanalysis/monthly\\_maps/](https://climateranalyzer.org/reanalysis/monthly_maps/)).

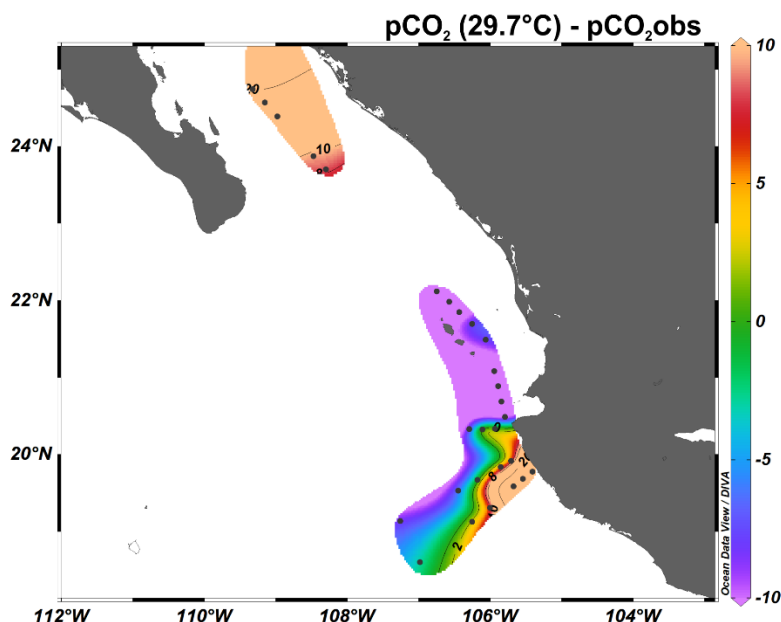
555 En resumen, el análisis de la distribución de masas de agua y de las anomalías del  
556 viento mostraron que el 2017 fue oceanográficamente anómalo, esto asociado a la posible  
557 transición “temprana” del otoño hacia condiciones frías. El hecho de haber observado  
558 vientos del norte en el área de estudio repercutió en cambios sobre la estructura vertical  
559 de la columna de agua y en consecuencia sobre la interfase aire-mar. A diferencia de lo  
560 reportado por Franco et al. (2014) que durante su muestreo en La Niña-2010 los vientos  
561 del sursureste predominaron en el área de estudio y en consecuencia favorecieron la  
562 incursión hacia el norte del Agua Superficial Tropical y la estratificación de la columna  
563 de agua ( $>1000\ J\ m^3$ ).

## 564 7.2.Efecto térmico sobre la pCO<sub>2</sub>

565 Los principales factores que controlan la distribución superficial de la presión  
566 parcial del dióxido de carbono (pCO<sub>2</sub>) en el océano son la temperatura, la concentración  
567 de carbono total (TCO<sub>2</sub>) y la alcalinidad (Takahashi et al., 2002). Sin embargo, tanto el  
568 TCO<sub>2</sub> y la alcalinidad pueden presentar variaciones asociadas a procesos biológicos (i.e.  
569 calcificación, fotosíntesis) y al aporte superficial de aguas enriquecidas con carbono. Por  
570 el contrario, los cambios en la temperatura están asociados principalmente a procesos  
571 físicos, es decir, a la intensidad de la radiación solar y el intercambio de calor océano-  
572 atmósfera. Por lo tanto, la temperatura tiene un efecto sobre la pCO<sub>2</sub> superficial y, por  
573 consiguiente, sobre los flujos de CO<sub>2</sub> hacia la atmósfera, ya que estos se estiman a partir  
574 de la solubilidad del CO<sub>2</sub> a una temperatura y salinidad definida (Weiss, 1974). Por lo  
575 que, para eliminar el efecto de la temperatura sobre la pCO<sub>2</sub>, los valores de pCO<sub>2</sub> se  
576 normalizaron por temperatura de acuerdo con Takahashi et al. (2002). Recientemente Cai  
577 et al. (2020) observaron que la variación espacial de pCO<sub>2</sub> es el reflejo de un desequilibrio  
578 en la interfase aire-mar causado por la física local y los procesos biológicos, los cuales  
579 actúan más rápido que el intercambio gaseoso. En el caso de las aguas del Pacífico  
580 Mexicano, la distribución superficial de pCO<sub>2</sub> es baja o cercana al equilibrio con la  
581 atmósfera, debido a que estas aguas presentan un mayor grado de amortiguamiento,  
582 asociado a la fuerte remoción de CO<sub>2</sub> por parte de la señal biológica (Cai et al. 2020).

583 En la figura 14 se muestran las diferencias entre la pCO<sub>2</sub> observada y pCO<sub>2</sub>  
584 normalizada, donde de manera general no se observaron diferencias significativas entre  
585 estas dos variables, por lo que se infiere que la influencia de la temperatura sobre la pCO<sub>2</sub>  
586 superficial fue mínima, ya que el promedio de las diferencias entre estas dos variables  
587 fluctuó entre las  $2 \pm 17 \mu\text{atm}$ . Sin embargo, las regiones que presentaron diferencias  
588 asociadas a un efecto térmico son la boca del golfo de California, las Islas Marías y la  
589 porción central frente a Cabo Corrientes. Estas diferencias en pCO<sub>2</sub> superficial  
590 observadas particularmente en Cabo Corrientes (~10  $\mu\text{atm}$ ) son debido a que la  
591 temperatura superficial del mar fue aproximadamente 2°C menor al promedio regional  
592 (29.7°C) durante el muestreo. Por lo tanto, las áreas donde se observó una mayor  
593 diferencia de temperatura son donde se registraron los flujos de carbono más altos (fig.  
594 11), dado que uno de los principales efectos de temperaturas bajas sobre la pCO<sub>2</sub>, es el  
595 incremento de esta, debido a una mayor solubilidad de CO<sub>2</sub> (Takahashi et al. 1993;  
596 Mariano-Matías et al. 2016).

597 Por otra parte, las temperaturas observadas en este trabajo son relativamente más  
598 altas (1-2°C) que las reportadas para agosto 2010 por Franco et al. (2014), por lo que en  
599 el área de estudio los valores de pCO<sub>2</sub> se mantuvieron cercanos al valor en equilibrio  
600 (>400 μatm) a excepción de la zona circundante a Cabo Corrientes donde se observaron  
601 altos valores de pCO<sub>2</sub> (>600 μatm) y bajas temperaturas.



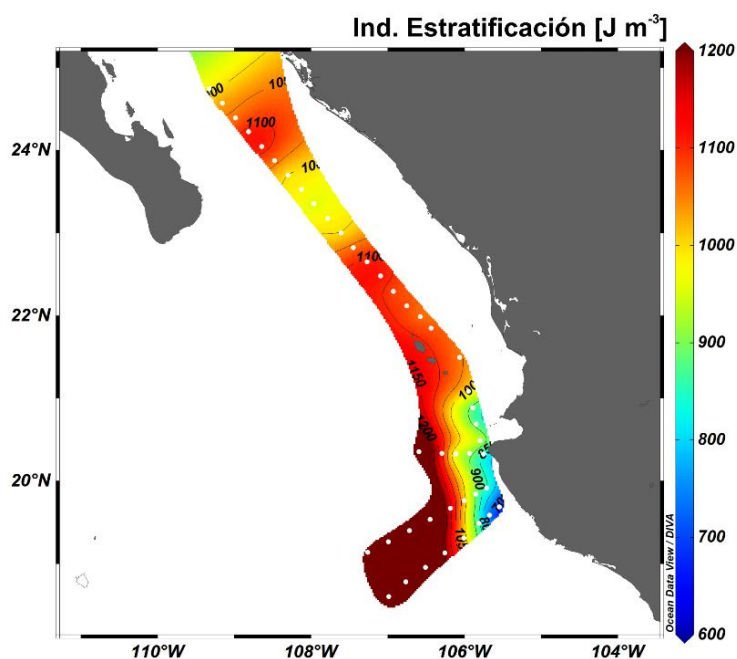
602

603 **Figura 14.** Distribución espacial de las diferencias entre pCO<sub>2</sub> observada y pCO<sub>2</sub>  
604 normalizada. La normalización de la pCO<sub>2</sub> se realizó a con 29.7°C, que corresponde a la  
605 temperatura promedio de todo el muestreo.

### 606 7.3. Estratificación

607 Con respecto a la relación entre la temperatura y la pCO<sub>2</sub>, la estratificación ( $\phi$ )  
608 juega un papel muy importante en la columna de agua, ya que es el factor físico que  
609 regula o impide la ventilación de las capas subsuperficiales, así como la difusión de  
610 nutrientes hacia la superficie. En el Pacífico Mexicano, el grado de estratificación es alto  
611 durante la mayor parte del año (~1200 J m<sup>-3</sup>, Fiedler y Talley, 2006; López-Sandoval et  
612 al. 2012). Los valores de  $\phi$  obtenidos en este trabajo estuvieron alrededor de los 1063 J  
613 m<sup>-3</sup>, lo que coincidió con lo reportado por Fiedler et al. (2013) para la región, a excepción  
614 de las regiones cercanas a la costa de Cabo Corrientes, donde los valores disminuyeron  
615 entre 600 y 900 J m<sup>-3</sup> (fig. 15). Lo anterior indica que, en esta área, la columna de agua  
616 presenta cierto grado de mezcla asociado a la influencia de algún agente físico que  
617 promueva el levantamiento de las isopícnas hacia la costa.

618 Además, los valores  $<800 \text{ J m}^{-3}$  reportados en este trabajo son similares a los  
619 reportados para las áreas de surgencias del Pacífico Tropical, tales como el Sistema de  
620 la Corriente de California (Fiedler et al. 2013). Por esta razón, la baja estratificación es  
621 un reflejo de procesos de mezcla, los cuales permitieron observar altos flujos de  $\text{CO}_2$  ( $>3$   
622  $\text{mmol C m}^2 \text{ d}^{-1}$ ) cerca de a la costa durante el periodo octubre-noviembre 2017, a  
623 diferencia del escenario reportado por Franco et al. (2014) para agosto-2010, cuyos  
624 valores de  $\phi$  son alrededor de  $1000 \text{ J m}^{-3}$  y los flujos de  $\text{CO}_2$  alcanzaron los  $2 \text{ mmol C m}^2$   
625  $\text{d}^{-1}$  cerca de la costa.

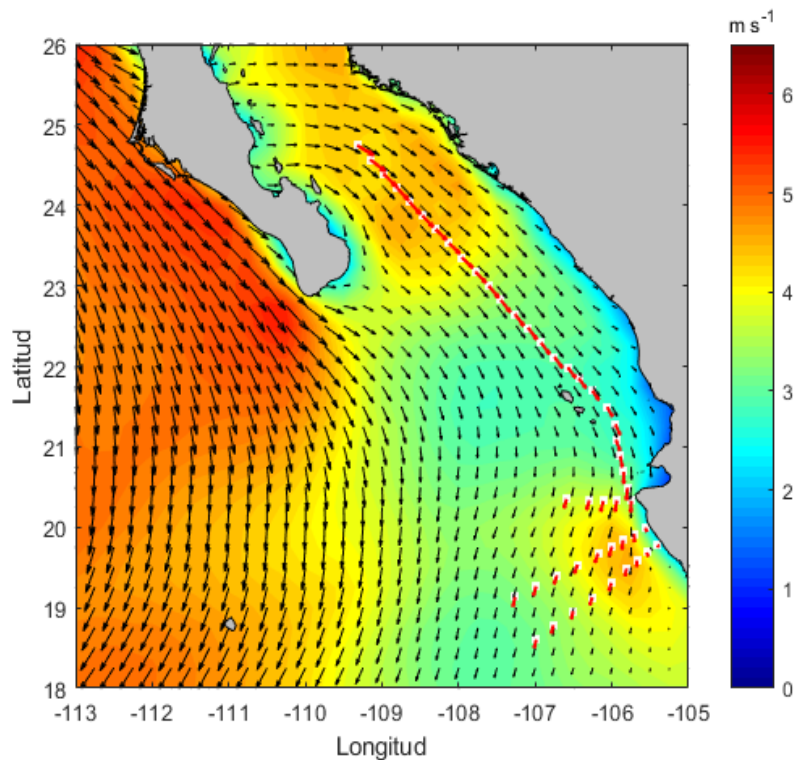


626  
627 **Figura 15.** Distribución del parámetro de estratificación ( $\phi$ ,  $\text{J m}^3$ ) de la columna de agua.

628 Por lo tanto, además del efecto que puede tener la temperatura sobre la  
629 distribución de  $\text{pCO}_2$  en superficie y por consiguiente en los flujos aire-mar de  $\text{CO}_2$ , la  
630 estratificación juega un papel muy importante en el intercambio de  $\text{CO}_2$  entre el océano  
631 y la atmósfera, ya que un alto grado de estratificación impedirá el bombeo de aguas ricas  
632 en  $\text{CO}_2$  a la superficie. Además, es importante mencionar que este es el factor principal  
633 que marca la diferencia entre un evento La Niña observado en verano (Franco et al. 2014)  
634 y en otoño (este trabajo). No obstante, se debe resaltar que los cambios en la  
635 estratificación la mayoría de las veces están asociados a procesos de mezcla, por lo que  
636 es importante evaluar el comportamiento del viento durante el muestreo de 2017.

637 7.4. Campo de vientos durante octubre-noviembre 2017.

638 La figura 16 muestra el promedio de la magnitud del campo de vientos en el área  
639 de estudio durante el muestreo de octubre-noviembre 2017 ( $3.65 \pm 0.61 \text{ m s}^{-1}$ ), donde la  
640 magnitud más fuerte ( $>5 \text{ m s}^{-1}$ ) se observó frente a la Península de Baja California,  
641 mientras que en el Golfo de California y frente a Cabo Corrientes la magnitud del viento  
642 fue de poco más de  $4 \text{ m s}^{-1}$ . Además, se identificaron dos características sobresalientes,  
643 la primera fue el efecto del continente sobre la dirección del viento, y la segunda fue la  
644 influencia de los vientos del norte en la mayor parte del área de estudio, típicos durante  
645 el otoño (Lavín y Marinone, 2003). Asimismo, las áreas donde los viento fueron más  
646 intensos y paralelos a la costa fue en la Península de Baja California, la boca del Golfo  
647 de California y frente a Cabo Corrientes, donde se infiere que pudieron ocurrir eventos  
648 de afloramientos de agua subsuperficial y/o surgencias costeras.

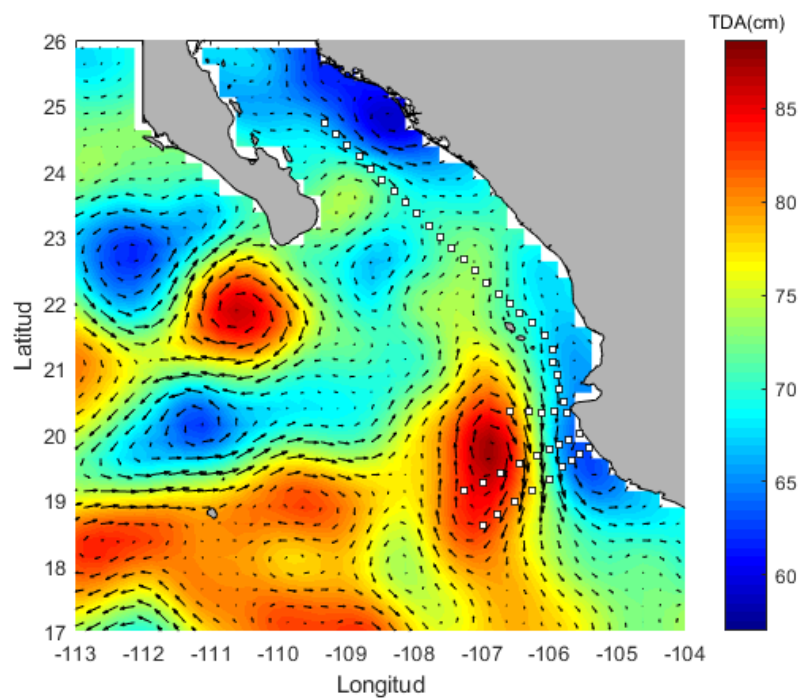


649

650 **Figura 16.** Distribución del campo medio del viento durante las fechas de la campaña  
651 oceanográfica (28 de octubre-05 de noviembre del 2017). En color se incluye la magnitud  
652 y los vectores rojos representan la magnitud del viento en las estaciones del crucero. .

653 Pese a que, en el Pacífico Tropical Mexicano, la dirección predominante del  
654 viento es del noroeste durante la mayor parte del año (Pantoja et al. 2012), las imágenes  
655 de anomalía de la dirección del viento (fig. 13) mostraron que en los meses del muestreo  
656 el viento del noroeste sucedió más temprano de lo normal. Como apoyo a esta hipótesis,  
657 una imagen de topografía dinámica absoluta mostró la depresión de la superficie marina

658 desde el este del Golfo de California hasta el sur de Cabo Corrientes, lo cual es típico de  
659 condiciones frías, asociados a la ocurrencia de surgencias costeras (Kessler, 2006; Pantoja  
660 et al. 2012; Escalante et al. 2013). En el caso de Cabo Corrientes, se ha documentado que  
661 las surgencias costeras ocurren en el periodo de invierno a primavera, donde las más  
662 intensas se presentan en el mes de mayo (López-Sandoval et al. 2009). Por lo tanto, con  
663 base en las imágenes del campo de vientos (fig. 13, 16), la topografía dinámica absoluta  
664 (fig. 17) y a la climatología de las surgencias en Cabo Corrientes (López-Sandoval et al.  
665 2009) se concluye que las surgencias costeras en Cabo Corrientes ocurrieron más  
666 temprano de lo habitual. Por otra parte, para confirmar esta hipótesis, se consultó el índice  
667 de surgencias (UI, fig. 18a) de la estación más cercana al área de estudio (21°N 107' O),  
668 esto es en la región de las Islas Marías.

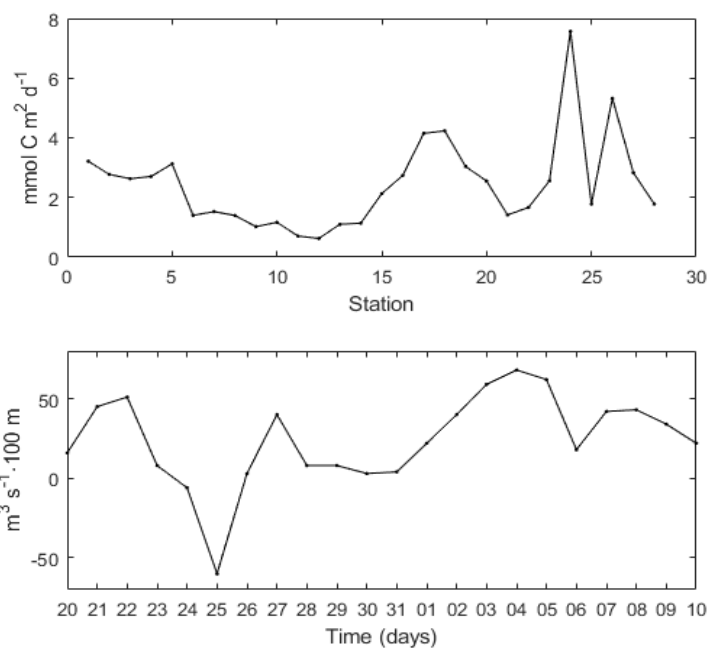


669

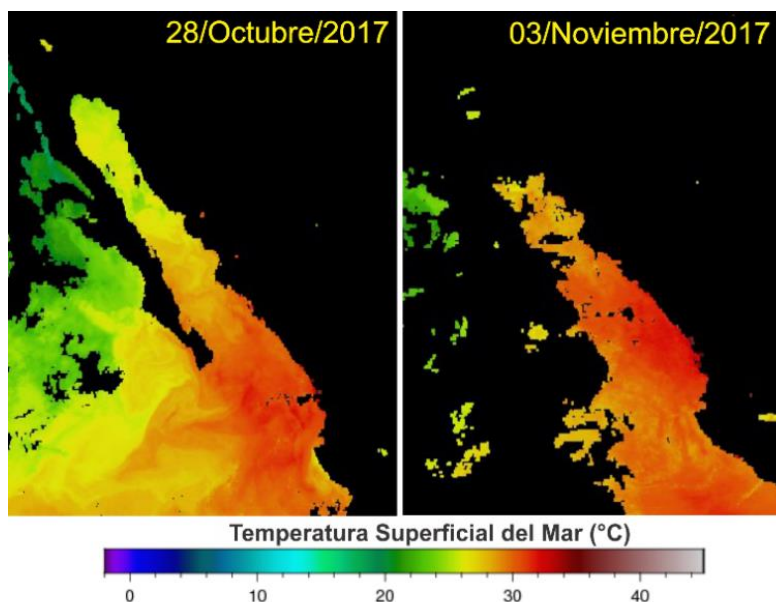
670 **Figura 17.** Mapa de topografía dinámica absoluta entre el 28 de Octubre y 05 de  
671 Noviembre del 2017. La barra de colores indica abultamiento (rojo) o depresión (azul) de  
672 la superficie del océano y los vectores representan las corrientes geostroficas  
673 superficiales.

674 De acuerdo con el índice, este mostró valores positivos ( $>50 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \cdot 100 \text{ m}^{-1}$ )  
675 durante los días del muestreo, sin embargo, los valores de la intensidad de la surgencia  
676 aumentaron, alrededor de 18 unidades, en los primeros días de noviembre, con máximos  
677 observados ( $68 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \cdot 100 \text{ m}^{-1}$ ) entre el 02 y 03 de noviembre de 2017. Esto sugiere que  
678 los vientos favorecieron el afloramiento de agua subsuperficial, a pesar de no ser la

679 temporada “oficial” donde ocurren estos eventos (López-Sandoval et al. 2009).  
680 Asimismo, las imágenes satelitales de temperatura superficial del mar, obtenidas por el  
681 Modis-AQUA (fig. 17b) muestran la disminución de temperatura superficial en el área de  
682 Cabo Corrientes. Por lo tanto, el hecho de que se hayan detectado surgencias costeras  
683 durante el muestreo demuestra que los flujos positivos de CO<sub>2</sub> (>5 mmol C m<sup>2</sup> d<sup>-1</sup>) hacia  
684 la atmósfera, son producto de las surgencias costeras.



685

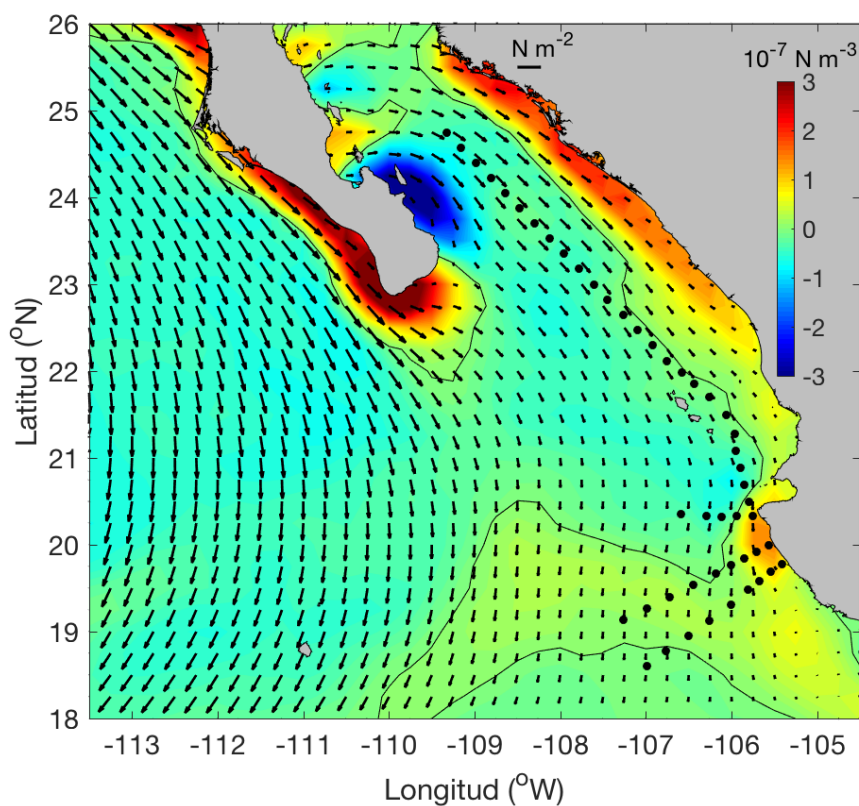


686

687 **Figura 18.** a) Distribución espacial de la magnitud de los flujos de CO<sub>2</sub> . (Abajo) Valores  
688 del índice de surgencia (UI) para la estación localizada en 21°N 107°W del 20 de octubre  
689 al 10 de noviembre del 2017. Los valores se obtuvieron de la NOAA

690 <https://oceanview.pfeg.noaa.gov/products/upwelling/dnld>. b) Imágenes de temperatura  
691 superficial (SST) de MODIS-Aqua (<https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/13/>).

692 De la misma manera, el análisis del rotacional del esfuerzo del viento ( $\tau$ , fig. 19)  
693 mostró valores positivos en las áreas donde se observó una mayor intensidad en la  
694 magnitud del viento (fig. 16), lo cual indica bombeo vertical hacia arriba cerca de la costa  
695 (Castro y Martínez, 2010). Por lo tanto, los análisis derivados de la magnitud del viento  
696 (fig. 16), topografía dinámica absoluta (fig. 17) y surgencias costeras (fig. 18) mostraron  
697 que el factor principal que explica la dinámica observada en los flujos de carbono (fig.  
698 11) en el área de estudio, es el viento.



699  
700 **Figura 19.** Rotacional del esfuerzo del viento ( $\tau$ ) en el área de estudio. Los colores rojo  
701 (azul) representan bombeo vertical hacia arriba (abajo).

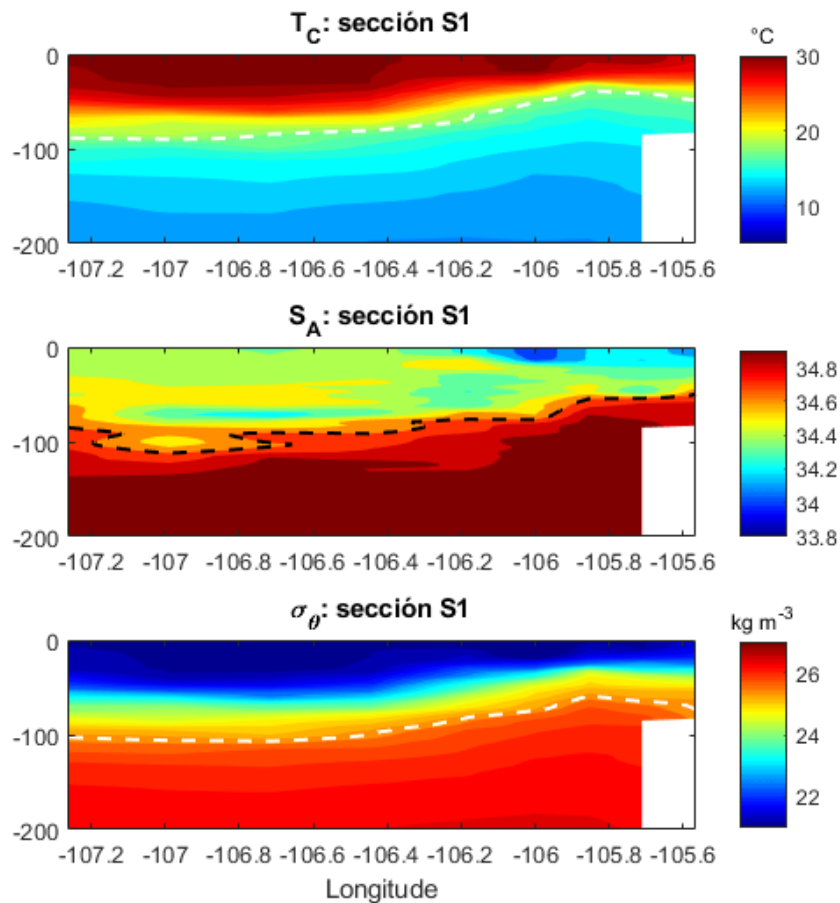
#### 702 7.5. Variabilidad temporal en los flujos de CO<sub>2</sub> en el Pacífico Tropical Mexicano

703 Derivado del análisis de climatologías globales de pCO<sub>2</sub> superficial, se sabe que  
704 la magnitud global del intercambio océano-atmósfera de CO<sub>2</sub> es de  $2.0 \pm 1.0$  Pg C año<sup>-1</sup>  
705 (Takahashi et al. 2009) donde, de acuerdo con estos modelos globales, en el Pacífico  
706 Mexicano la magnitud de los FCO<sub>2</sub> es aproximadamente 12 g C año<sup>-1</sup>. Sin embargo, la  
707 mayoría de las veces los modelos subestiman el valor real dado que las estimaciones están  
708 hechas con base en mediciones en barcos de oportunidad, los cuales, en la mayoría de las

709 veces, no tienen una resolución espaciotemporal adecuada para considerar la variabilidad  
710 regional. Por otra parte, en el Pacífico Mexicano, se ha estudiado poco sobre flujos de  
711 carbono en donde la mayoría de estos estudios están restringidos al Sistema de la  
712 Corriente de California (Hernández-Ayón et al. 2010; Reimer et al. 2013; Muñoz-  
713 Anderson et al. 2015), el Golfo de California (Hernández-Ayón et al. 2013; Rodríguez-  
714 Ibáñez et al. 2017), el Pacífico Mexicano Sur (Chapa-Balcorta et al. 2015), sin embargo,  
715 en la zona de mínimo oxígeno los estudios son escasos, donde el estudio más  
716 representativo es el de Franco et al. (2014).

717 Al comparar los FCO<sub>2</sub> obtenidos en este trabajo con los reportados por Franco et  
718 al. (2014) se observó que estos presentaron un comportamiento similar. De manera  
719 particular, en noviembre de 2009, reportaron FCO<sub>2</sub> de 2.5 mmol C m<sup>2</sup> d<sup>-1</sup> y para este  
720 estudio (noviembre 2017) se obtuvieron flujos de hasta 5 mmol C m<sup>2</sup> d<sup>-1</sup>, por lo que la  
721 diferencia observada en estos periodos es de ~2.5 mmol C m<sup>2</sup> d<sup>-1</sup>. Por el contrario, en  
722 agosto de 2010, reportaron flujos de carbono entre -4.4 y 3.3 mmol C m<sup>2</sup> d<sup>-1</sup> lo que  
723 demostró que el área de estudio puede comportarse como fuente o sumidero de carbono.  
724 No obstante, es importante mencionar que el muestreo de agosto-2010 de Franco et al.  
725 (2014) y este trabajo se realizaron bajo una condición La Niña, y a pesar de ser la misma  
726 condición oceanográfica, se observaron escenarios distintos.

727 Con respecto al muestreo de 2010 (Franco et al. 2014), la estratificación de la  
728 columna de agua (~1000 J m<sup>-3</sup>) y el hundimiento de la superficie del mar (downwelling)  
729 inhibió la señal de aguas con alta pCO<sub>2</sub> (>1200 μatm). En el caso de noviembre de 2017,  
730 los eventos de surgencia que ocurrieron en el área circundante a Cabo Corrientes (fig. 17,  
731 18 y 19), favorecieron la ruptura de la estratificación de la columna de agua y el transporte  
732 de aguas subsuperficiales ricas en nutrientes y con una señal alta de pCO<sub>2</sub> (>600 μatm)  
733 hacia la superficie (fig. 20).



734

735 **Figura 20.** Sección perpendicular al sur de Cabo Corrientes, donde asociado a los eventos  
 736 de surgencia, se observó el levantamiento de la isopícnica ( $\sigma_\theta$ ) de  $25 \text{ kg m}^{-3}$  asociada con  
 737 el límite superior del Agua Subsuperficial Subtropical (ASsSt, Franco et al. 2014).

738 Con base en los resultados anteriores, se concluye que, durante el muestreo de  
 739 2017, el Pacífico Tropical Mexicano, se comportó como fuente “débil” de  $\text{CO}_2$  hacia la  
 740 atmósfera. A excepción del área de Cabo Corrientes, donde de manera puntual se  
 741 identificaron áreas que pueden considerarse fuentes intensas de  $\text{CO}_2$  hacia la atmósfera.  
 742 Cabe destacar que se considera “fuente débil” de acuerdo con lo establecido por Paulmier  
 743 et al. (2008), donde una fuente intensa de  $\text{CO}_2$  es aquella que presenta flujos mayores a  $5$   
 744  $\text{mmol C m}^2 \text{ d}^{-1}$ . Sin embargo, no se descarta la posibilidad de que el Pacífico Tropical  
 745 Mexicano o específicamente el área de Cabo Corrientes, pueda ser una fuente importante  
 746 de  $\text{CO}_2$  hacia la atmósfera, durante la temporada de surgencias costeras intensas (López-  
 747 Sandoval et al. 2009) o debido a la ocurrencia de procesos oceanográficos que impliquen  
 748 la ruptura de la estratificación de la columna y por ende induzcan un mayor transporte de  
 749 agua subsuperficial hacia la superficie, tal y como sucede en el Pacífico Sur Mexicano,  
 750 en la temporada de vientos norte o tehuanos donde se han reportado flujos de carbono  
 751 mayores a  $42 \text{ mmol C m}^2 \text{ d}^{-1}$  (Chapa-Balcorta et al. 2015).

752 **Tabla II.** Flujos de carbono (FCO<sub>2</sub>) reportados para otras regiones del mundo  
 753 (Modificado de Franco et al. 2014).

Región	Época*	mmol C m <sup>2</sup> d <sup>-1</sup>	Referencia
Baja California (26° N)	Febrero a Mayo	-2.7	Hernández-Ayón et al. (2010)
Océano abierto	-	-1.08, 2.28	Chávez et al. (2007) y Takahashi et al. (2013)
ZMO de Perú	No surgencia	6.9	Friederich et al. (2008)
Baja California (26° N)	Julio a Noviembre	8.3	Hernández-Ayón et al. (2010)
ZMO de Chile	-	9.1 ± 8.2	Paulmier et al. (2008)
ZMO de Perú	Media anual	14.2 ± 9.8	Friederich et al. (2008)
ZMO Perú	Surgencia	27.8	Friederich et al. (2008)
ZMO Mar de Arabia	Surgencia	119	Kortzinger et al. (1997)
ZMO Pacífico Mexicano	Nov (2009)- EN	2.5	Franco et al. (2014)
ZMO Pacífico Mexicano	Ago (2010)- LN	-4.4 a 3.3	Franco et al. (2014)
ZMO Pacífico Sur Mexicano	Abril (2013)	-2.3 a 42	Chapa-Balcorta et al. (2015)
ZMO Pacífico Mexicano	Oct-Nov (2017)- LN	2.4 ± 1.5	Este estudio

754 \*EN (El Niño), LN (La Niña)

755 A pesar de que la magnitud en los flujos de CO<sub>2</sub> observada en la zona de mínimo  
 756 oxígeno mexicana en diferentes temporadas (tabla II), esta sigue siendo menor en México  
 757 en comparación con la variabilidad observada en la zona de mínimo oxígeno de Perú-  
 758 Chile. Estas diferencias pueden ser debido a tres factores principales: 1) la duración de  
 759 las surgencias, ya que en la región de Perú-Chile, estas tienen un periodo cuasi-continuo  
 760 (Kämpf y Chapman, 2016) lo que provoca que las isotermas se encuentren levantadas  
 761 cerca de la costa de forma permanente. Por el contrario, en el Pacífico Mexicano, las  
 762 surgencias están restringidas a un cierto periodo del año (enero a mayo, López-Sandoval  
 763 et al. 2009), 2) una diferencia considerable en las tasas de desnitrificación entre las ZMO  
 764 de Perú-Chile respecto a México, dado que la poca disponibilidad de nitrógeno, asociada  
 765 a la desnitrificación, reduce la producción primaria y la incorporación de carbono  
 766 inorgánico disuelto (CID) a materia orgánica (Fennel et al. 2008; Kämpf y Chapman,  
 767 2016), y en consecuencia se tendrá un desequilibrio en la razón C:N de Redfield, donde  
 768 el exceso de CID puede reflejarse con flujos de carbono del océano hacia la atmósfera.  
 769 Por lo que se sugiere realizar estudios de desnitrificación en la zona de mínimo oxígeno  
 770 del Pacífico Mexicano para conocer el impacto de estos procesos anaeróbicos en el  
 771 intercambio océano-atmósfera de CO<sub>2</sub>. Y 3) la alta estratificación que presenta el Pacífico

772 Tropical Mexicano (Fiedler et al. 2013), al ser un factor que simula un efecto de tapón  
773 sobre la superficie marina, limita la ventilación de las capas subsuperficiales y la difusión  
774 de nutrientes, la cual sólo se puede romper en eventos extremos tales como surgencias  
775 costeras (López-Sandoval et al. 2009; Muñoz-Anderson et al. 2015), huracanes (Huan e  
776 Imberger, 2010) y tehuanos (Chapa-Balcorta et al. 2015).

777 En resumen, los resultados sobre el comportamiento de los FCO<sub>2</sub> de este estudio  
778 difieren del escenario observado por Franco et al. (2014) en su muestreo del 2010, donde  
779 a pesar de que las condiciones oceanográficas mostraban la presencia de La Niña, el  
780 calentamiento y estratificación de la superficie marina, asociado al verano y a la incursión  
781 al norte de la Corriente Costera Mexicana inhibió de manera total el efecto de La Niña en  
782 la región. Asimismo, no se descarta la posibilidad de que los resultados de Franco et al.  
783 (2014) podrían ser similares a este estudio, si las condiciones oceanográficas lo hubieran  
784 permitido. Finalmente, el análisis de cada uno de los factores físicos que influyen sobre  
785 la magnitud e intensidad de los flujos de CO<sub>2</sub> explicados en este trabajo, coincide y  
786 sustenta lo establecido por Franco et al. (2014) en donde hacen mención que los factores  
787 principales que controlan y/o modulan la distribución superficial de pCO<sub>2</sub> y los flujos de  
788 CO<sub>2</sub>, en el Pacífico Tropical Mexicano, son la advección horizontal y mezcla de masas  
789 de agua, y la fuerte estratificación.

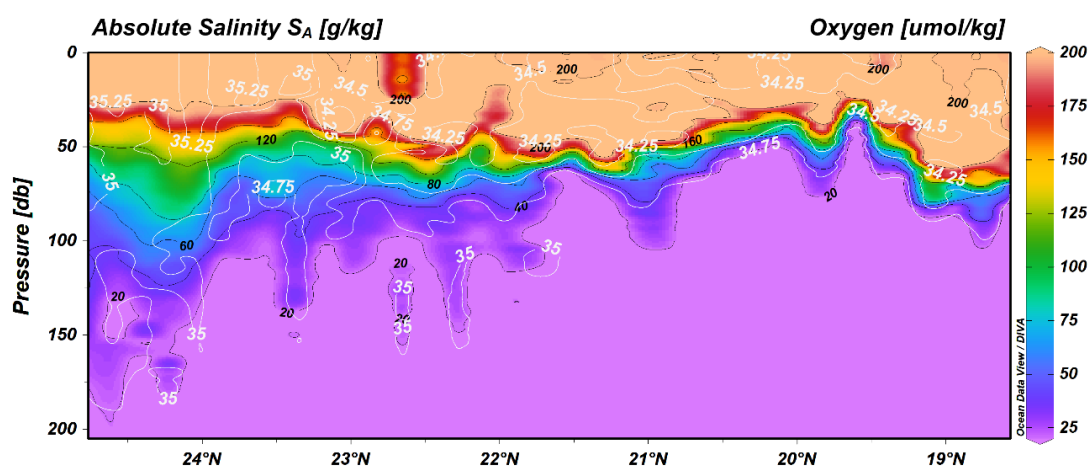
790 En la siguiente sección, se analizará de manera general como la distribución de  
791 masas de agua con diferentes propiedades físicas y térmicas, así como las surgencias  
792 costeras influyen sobre la distribución de oxígeno disuelto y el límite superior de la zona  
793 de mínimo oxígeno.

## 794 7.6. “Dinámica” de la oxiclina y la zona de mínimo oxígeno

### 795 7.6.1. Oxiclina

796 La oxiclina se define como la zona donde ocurre el mayor cambio en la  
797 concentración de oxígeno disuelto ( $\sim 0.9 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{m}^{-1}$ ), desde el saturado o sobresaturado  
798 al límite de detección, en un intervalo pequeño de profundidad y es en la zona donde  
799 ocurren importantes procesos biogeoquímicos (Maske et al. 2010; Paulmier et al. 2008).  
800 De manera general, los estudios desarrollados en el Pacífico Tropical Mexicano han  
801 calculado la profundidad de la oxiclina de acuerdo con Maske et al. (2010), a través del  
802 cálculo del gradiente de la concentración de oxígeno en un intervalo de cuatro metros.  
803 Sin embargo, en este trabajo se utilizaron los parámetros establecidos por Paulmier et al.

804 (2010) para delimitar la oxiclina con mayor detalle entre dos límites. El primero, conocido  
 805 como el límite superior de la oxiclina, se restringe a la profundidad donde la concentración  
 806 de oxígeno disuelto es igual al 96% de la concentración de oxígeno en saturación, es decir  
 807  $200 \mu\text{mol kg}^{-1}$ . Por el contrario, el límite inferior de la oxiclina se asoció con el límite  
 808 superior del núcleo de la zona de mínimo oxígeno, es decir  $20 \mu\text{mol kg}^{-1}$ , bajo el cual, las  
 809 condiciones se consideran subóxicas. No obstante, es importante mencionar que al asumir  
 810 una referencia a  $20 \mu\text{mol kg}^{-1}$ , están implícitos los errores de medición, así como del  
 811 límite de detección del equipo utilizado para la medición de oxígeno (Paulmier et al.  
 812 2008).



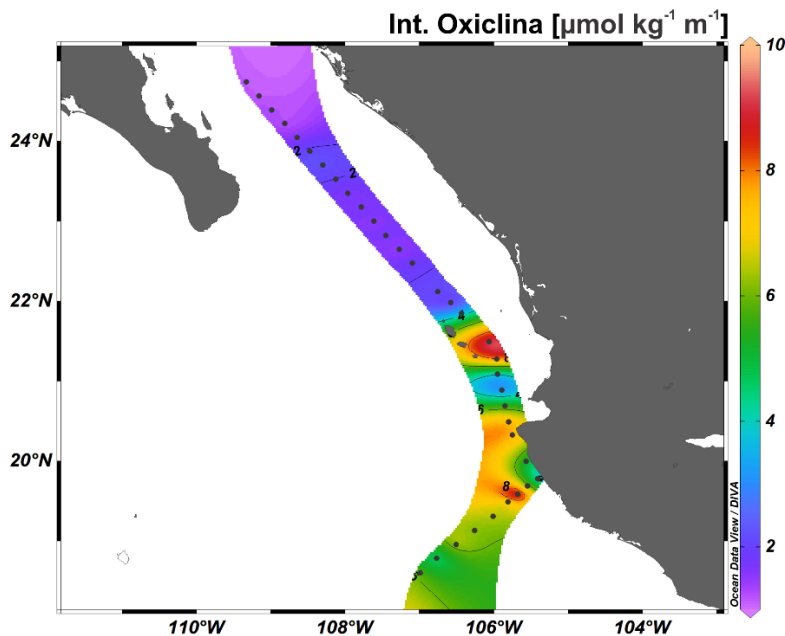
813

814 **Figura 21.** Distribución vertical de la oxiclina ( $200\text{-}20 \mu\text{mol kg}^{-1}$ ) en el muestro de  
 815 octubre-noviembre del 2017. Los contornos blancos delimitan los límites del Agua del  
 816 Golfo de California ( $35 \text{ g kg}^{-1}$ ), Agua Superficial Tropical ( $34.6 \text{ g kg}^{-1}$ ), Agua de la  
 817 Corriente de California ( $34.6 \text{ g kg}^{-1}$ ) y Agua Subsuperficial Subtropical ( $34.7 \text{ g kg}^{-1}$ ),  
 818 establecidos por Portela et al. (2016).

819 De manera general, el límite superior de la oxiclina ( $200 \mu\text{mol kg}^{-1}$ ) se encontró  
 820 alrededor de los  $32 \pm 16 \text{ m}$  y el límite inferior ( $20 \mu\text{mol kg}^{-1}$ ) en los  $102 \pm 38 \text{ m}$ , donde  
 821 de acuerdo con la figura 18, la oxiclina más somera, de todo el transecto, se observó en  
 822 el área de Cabo Corrientes ( $\sim 20^\circ\text{N}$ ), debido al bombeo de agua subsuperficial que se  
 823 presentó en las fechas del muestreo de noviembre. Esto provocó el asomeramiento de la  
 824 oxiclina y en consecuencia de aguas con alto grado de hipoxia ( $< 40 \mu\text{mol kg}^{-1}$  Paulmier  
 825 y Ruiz-Pino, 2009), donde se registraron aguas con  $18.25 \mu\text{mol kg}^{-1}$  a  $38 \text{ m}$  de  
 826 profundidad. En este trabajo, particularmente en la estación E3 frente a Cabo Corrientes,  
 827 fue donde se observó la oxiclina más somera de todo el muestreo (fig. 21) y en donde la  
 828 concentración de oxígeno disuelto alcanzó valores  $< 20 \mu\text{mol kg}^{-1}$  a  $38 \text{ m}$  de profundidad,  
 829 es decir que el horizonte hipóxico y el límite superior de la zona de mínimo oxígeno

830 (Paulmier y Ruiz-Pino, 2009) se encontraron más someros respecto a otros años (Maske  
831 et al. 2010; Cepeda-Morales et al. 2013; Franco et al. 2014; Trucco-Pignata et al. 2019).

832 Por otra parte, se calculó la intensidad de la oxiclina ( $\Delta O_2/\Delta z$ , fig. 22) con la  
833 finalidad de conocer la cantidad de oxígeno que se utiliza por cada metro en la columna  
834 de agua. Donde, se encontró que, en un gradiente norte-sur, la intensidad de la oxiclina  
835 es nula, a excepción del área circundante a Cabo Corrientes, donde la intensidad de la  
836 oxiclina se observó entre 2 y 6  $\mu\text{mol kg}^{-1} \text{m}^{-1}$ , y la oxiclina más intensa se observó en la  
837 estación E3 con 11.65  $\mu\text{mol kg}^{-1} \text{m}^{-1}$ . Esto quiere decir en la región de Cabo Corrientes,  
838 la influencia de aguas de surgencia contribuyó al cambio abrupto de la concentración de  
839 oxígeno, debido a las aguas subsuperficiales al ser ricas en nutrientes son pobres en  
840 oxígeno disuelto.



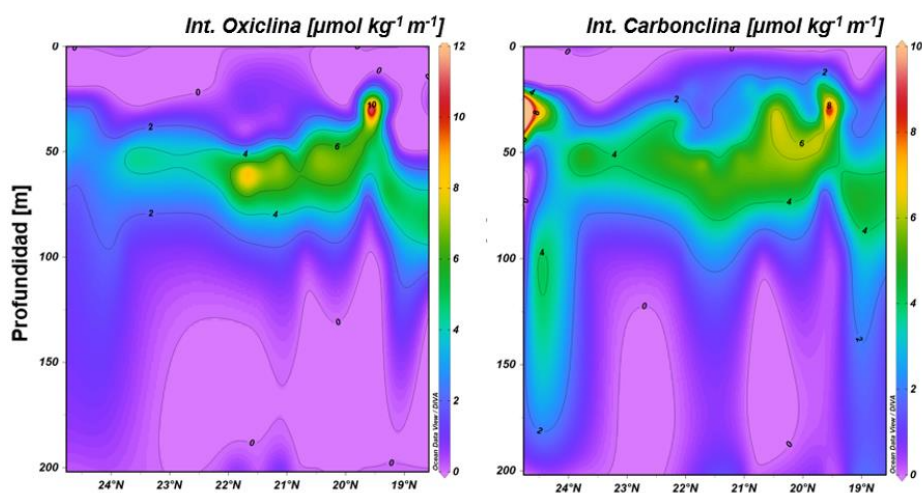
841

842 **Figura 22.** Mapa isosuperficial de la intensidad de la oxiclina ( $\mu\text{mol kg}^{-1} \text{m}^{-1}$ ) en la  
843 sección de estudio durante el muestreo de octubre-noviembre del 2017.

844 Los resultados encontrados en este trabajo difieren de lo reportado por Trucco-  
845 Pignata et al. (2019) donde observaron las oxiclinas más intensas ( $>8.8 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{m}^{-1}$ ) en  
846 la región transicional del Pacífico Tropical Mexicano y en las estaciones más oceánicas  
847 de su muestreo en junio 2015. Por el contrario, en su muestreo de marzo 2016 la  
848 intensidad de la oxiclina fue significativamente menor ( $1-3 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{m}^{-1}$ ), respecto a lo  
849 observado en junio 2015 y octubre 2017 (este trabajo). Por otro lado, el comportamiento  
850 de la oxiclina observado en el muestreo de 2017, es similar a lo que ocurre en la zona de

851 mínimo oxígeno de Perú, pero en menor magnitud, ya que la oxiclina en la ZMO de Perú  
852 puede ser lo suficientemente intensa como para tener un gradiente vertical de  $53.5 \mu\text{mol}$   
853  $\text{kg}^{-1} \text{m}^{-1}$  (Franco-García, 2017).

854 En otro orden de ideas, dado que la oxiclina es una región en el océano con un  
855 papel muy importante a nivel biogeoquímico (i.e. producción de  $\text{N}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ), es  
856 conocida también como el motor de la zona de mínimo oxígeno, ya que en la oxiclina  
857 ocurren los procesos de remineralización más intensos, los cuales al producir una mayor  
858 proporción de carbono inorgánico disuelto permiten que la zona de mínimo se  
859 intensifique, por lo que la ZMO se denomina zona de máximo carbono (ZMC; Paulmier  
860 y Ruiz-Pino, 2009; Paulmier et al. 2011). Sin embargo, la mayoría de las veces resulta  
861 complicado observar los procesos que ocurren en la oxiclina, debido a que la resolución  
862 de los muestreos discretos e inclusive de los equipos de medición, no permite identificar  
863 con gran detalle procesos biogeoquímicos que ocurren en la columna de agua. La figura  
864 23 representa, de manera simple, la relación que existe entre la oxiclina y la carboclina  
865 en el Pacífico Tropical Mexicano, donde al comparar la intensidad de estas dos capas se  
866 aprecia como en un área influenciada por surgencias ( $\sim 20^\circ \text{N}$ ), se utilizan  $\sim 12 \mu\text{mol kg}^{-1}$   
867 de  $\text{O}_2$  por metro, para la producción de más de  $10 \mu\text{mol kg}^{-1}$  de carbono inorgánico  
868 disuelto por metro. No obstante, los valores altos observados para el área comprendida  
869 entre los  $25$  y  $24^\circ \text{N}$  son debido al aumento en la concentración de  $\text{CO}_2$  total o carbono  
870 inorgánico disuelto por efecto de la salinidad de las aguas del Golfo de California ( $S_A =$   
871  $35.1 \text{ g kg}^{-1}$ ).



872

873 **Figura 23.** Distribución vertical de la intensidad de la oxiclina (izq.) y carboclina (der.)  
874 en el muestro de octubre-noviembre del 2017. Para la elaboración de estos gráficos se  
875 utilizó la resolución de los datos de botellas Niskin.

876

### 7.6.2. Zona de mínimo oxígeno

877

878

879

880

881

882

883

884

885

886

887

888

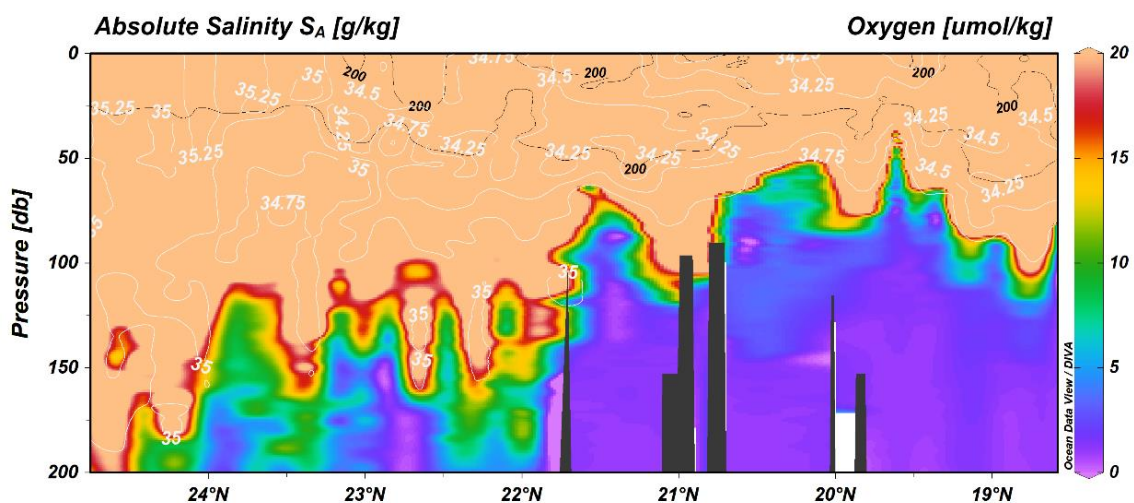
889

890

891

El límite superior de la zona de mínimo oxígeno ( $20 \mu\text{mol kg}^{-1}$ , Paulmier et al. 2010) del Pacífico Tropical Mexicano está estrechamente relacionado con el límite superior del Agua Subsuperficial Subtropical (Cepeda-Morales et al. 2013; Franco et al. 2014). Entre los  $24.5$  y  $22^\circ \text{N}$  se observó como la coexistencia y las diferentes propiedades de tres masas de agua (AGC, ACC y ASsSt) influyen sobre la profundidad y estructura de la zona de mínimo de oxígeno (fig. 24). Tal es el caso del AGC y el ACC, las cuales hunden la zona de mínimo oxígeno hacia el interior del Golfo de California, y la influencia de filamentos o remolinos que se desprenden de la Corriente de California (Lavín et al. 2006; Godínez et al. 2010) perforan o ventilan el límite superior de la zona de mínimo oxígeno del Pacífico Tropical Mexicano (Cepeda-Morales et al. 2013, Sánchez-Velasco et al. 2017), esto debido a que son aguas de origen subártico con mayor contenido de oxígeno disuelto. En este trabajo, de acuerdo con lo observado en la oxiclina, la profundidad del límite superior de la ZMO se encontró entre los  $102 \pm 38 \text{ m}$ , en su punto más somero se encontró a los  $38 \text{ m}$ , alrededor de los  $20^\circ \text{N}$  y el más profundo a los  $190 \text{ m}$ , hacia el interior del Golfo de California.

892



893

894

895

**Figura 24.** Distribución latitudinal (norte-sur) del límite superior de la zona de mínimo oxígeno ( $20 \mu\text{mol kg}^{-1}$ ). Los contornos blancos representan los límites de las masas de agua.

896

897

898

899

Con base en estudios lagrangianos se ha observado que las estructuras de mesoescala (i.e. filamentos, giros) juegan un papel muy importante en mantener las fronteras de las zonas de mínimo oxígeno y además contribuyen a la ventilación de estas zonas (Bettencourt et al. 2015). En el caso de la ZMO de Perú, la mesoescala actúa entre

900 los 380 y 600 m de profundidad, mientras que en el Pacífico Mexicano parece actuar en  
901 límite superior entre los 100 y 200 m (fig. 21, 24) y a partir de los 800 m. En el núcleo,  
902 la influencia de la mesoescala se considera mínima debido a que el núcleo de la zona de  
903 mínimo oxígeno del Pacífico Tropical Mexicano presenta una columna de agua de  
904 aproximadamente 300 m de espesor que se mantiene constante en total anoxia (Tiano et  
905 al. 2014). Sin embargo, a partir de los 800 m, al interior del Golfo de California, se  
906 observó la ventilación del límite inferior de la ZMO (~800 m) asociado a la influencia del  
907 Agua Intermedia del Pacífico (Portela et al. 2016).

#### 908 8.1. Regionalización del área de estudio

909 Con la distribución vertical de los parámetros físicos y químicos, se observó que, en  
910 un gradiente norte-sur, existen diferentes estructuras físicas que permiten definir o  
911 visualizar tres regiones en el área de estudio (fig. 25), estas coinciden con lo reportado  
912 por Trucco-Pignata et al. (2019) y Cepeda-Morales et al. (2013), ya que los procesos de  
913 mesoescala explican entre el 30 y 50% de la varianza de la circulación del Pacífico  
914 Tropical Mexicano (Godínez et al. 2010). No obstante, una de las mejores maneras de  
915 visualizar estas diferencias regionales es por medio de la anomalía de densidad potencial  
916 ( $\sigma_\theta$ ), ya que esta permite identificar estructuras que modifican la configuración vertical  
917 de la columna de agua. Por lo que al comparar la distribución vertical de  $\sigma_\theta$  con los valores  
918 observados de pCO<sub>2</sub> se observa la clara separación de tres grupos de datos (fig. 25).

#### 919 Región I (Sur)

920 En la región I se caracterizó por el dominio del Agua Superficial Tropical, con  
921 aguas de menor densidad ( $\sigma_\theta = 22 \text{ kg m}^{-3}$ ) y en equilibrio con la atmósfera (<500  $\mu\text{atm}$ ).  
922 Aquí se agruparon las estaciones sureñas más oceánicas, entre los 20 y 19° N, las cuales  
923 presentaron valores altos de estratificación ( $\varphi$ ) mayores a los 1200  $\text{J m}^{-3}$ . Asimismo, en  
924 esta región, la oxiclina y zona de mínimo oxígeno se encontraron alrededor de los 70-  
925 100 m de profundidad.

#### 926 Región II (transicional)

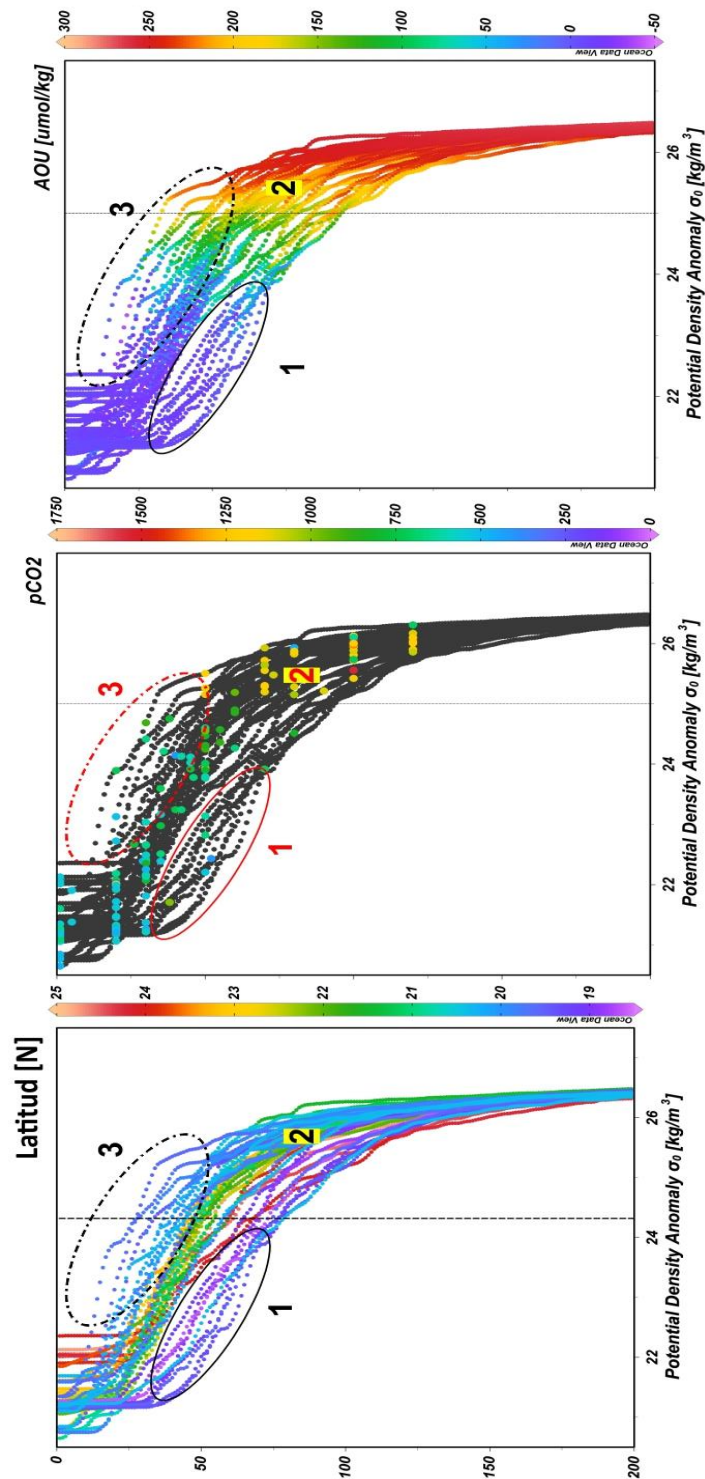
927 La región transicional abarca desde la boca del Golfo de California hasta las Islas  
928 Marías (~20-23°N), por lo que en esta zona coexisten el Agua del Golfo de California  
929 (AGC), Agua de la Corriente de California (ACC) y el Agua Subsuperficial Subtropical  
930 (ASsSt), lo que tiende a provocar una zona muy inestable debido a la formación e

931 interacción de estructuras de mesoescala y la mezcla de aguas tropicales con el ACC y  
932 AGC (Godínez et al. 2010; Cepeda-Morales et al. 2013). Por otra parte, la pCO<sub>2</sub> en esta  
933 región se mantuvo en equilibrio con la atmósfera (~400 µatm), y a diferencia de las  
934 regiones I y III, aquí se observaron valores de estratificación intermedios, alrededor de  
935 los 1000-1100 J m<sup>-3</sup> similares a los reportados por Trucco-Pignata et al. (2019), Fiedler  
936 y Talley (2006), Fiedler et al. (2013) y Franco et al. (2014) para el Pacífico Tropical  
937 Mexicano. Cabe destacar que en la boca del Golfo de California se observó la presencia  
938 de una estructura similar a un frente salino asociado a la interacción entre la salida del  
939 AGC hacia el Pacífico, el AST y la CC, el cual ha sido reportado en la región por  
940 diversos autores (Castro et al. 2000; Collins et al. 2015). Aquí, la oxiclina y la zona de  
941 mínimo oxígeno se encontraron relativamente más profundas que la región I, producto  
942 de la advección de masas de agua con mayor contenido de oxígeno disuelto.

#### 943 Región III (Cabo Corrientes)

944 Similar a la región I, esta región se caracterizó por el dominio superficial del Agua  
945 Superficial Tropical y la agrupación de las estaciones del sur (< 20.5° N). Sin embargo,  
946 en esta región se encontraron los valores de estratificación más bajos (~800 J m<sup>-3</sup>) y en  
947 la figura 19 y 24b se observó el levantamiento de las isopícnas en las estaciones costeras  
948 y en consecuencia el levantamiento de la oxiclina y la zona de mínimo oxígeno,  
949 asociado a los eventos de surgencia (fig. 18, 19), donde a partir de los 15 m de  
950 profundidad se encontraron aguas con valores altos de pCO<sub>2</sub> (>600 µatm). No obstante,  
951 el panorama observado en la región de Cabo Corrientes durante el muestreo de 2017  
952 difiere al descrito por Trucco-Pignata et al. (2019) en Junio 2015 y Marzo 2016, esto  
953 debido a que la presencia de El Niño en 2015 aumentó el grado de estratificación de la  
954 columna de agua y la advección de aguas de origen tropical hacia el norte del área de  
955 estudio. Otros autores han descrito esta zona como la región somera de la zona de  
956 mínimo oxígeno (Cepeda-Morales et al. 2013), en el caso de octubre de 2017 el Agua  
957 Subsuperficial Subtropical (ASsSt) se encontró a los 38 m de profundidad, lo cual se  
958 puede traducir como el asomeramiento del horizonte subóxico. Pese a que esto fue  
959 provocado de manera natural, no se descarta la posibilidad de que el horizonte o límite  
960 subóxico en el Pacífico Tropical Mexicano, sea más somero en la actualidad, asociado  
961 a un problema de desoxigenación del océano, tal y como lo mencionan Sánchez-  
962 Velasco et al. (2019).

963



965

966 **Figura 25.** Perfil vertical de la anomalía de densidad potencial ( $\sigma_\theta$ ) en los primeros 200  
 967 m profundidad, asociada a a) la latitud, b)  $p\text{CO}_2$  y c) utilización aparente de oxígeno  
 968 (UAO,  $\mu\text{mol kg}^{-1}$ ). Los puntos de colores indican los valores observados de  $p\text{CO}_2$  y la  
 969 línea vertical es la isopigna de  $25 \text{ kg m}^{-3}$  que representa el límite superior del Agua  
 970 Subsuperficial Subtropical (Franco et al. 2014).

## 971 8. Conclusiones

972 8.1. El Agua Superficial Tropical dominó en mayor parte del área de estudio, y  
973 debido a su bajo contenido de carbono inorgánico disuelto, la  $p\text{CO}_2$  se mantuvo  
974 relativamente en equilibrio con la atmósfera ( $\sim 400 \mu\text{atm}$ ). Se observó la influencia  
975 en gran proporción de Agua de la Corriente de California cuyos efectos influyeron  
976 sobre el límite superior de la zona de mínimo oxígeno.

977

978 1. La aparición temprana de los vientos del noroeste sobre la región de estudio  
979 propició cambios en la distribución de masas de agua, al observar Agua del Golfo  
980 de California en la boca del golfo y la extensión de la Corriente de California hacia  
981 latitudes más sureñas. Asimismo, la persistencia de estos vientos provocó  
982 surgencias costeras en Cabo Corrientes, lo que modificó la configuración vertical  
983 de las propiedades físicas, de oxígeno disuelto y del sistema del carbono en la  
984 columna de agua.

985

986 2. Los eventos de surgencia que ocurrieron en el área circundante a Cabo Corrientes  
987 incrementaron la  $p\text{CO}_2$  superficial ( $>600 \mu\text{atm}$ ) y favorecieron el intercambio  
988 positivo de  $\text{CO}_2$  hacia la atmósfera, con flujos calculados de  $>6 \text{ mmol C m}^2 \text{ d}^{-1}$ .  
989 En consecuencia, del bombeo de agua subsuperficial, el levantamiento de las  
990 isopícnas ( $\sigma_\theta=25 \text{ kg m}^{-3}$ ) influyó sobre la profundidad de la oxiclina-carboclina y  
991 del límite superior de la zona de mínimo oxígeno y máximo carbono,  
992 observándose más somero en Cabo Corrientes (38 m) y más profundo (190 m) en  
993 el interior del Golfo de California.

994

995 3. La magnitud de los flujos de carbono en el área de estudio se encontró alrededor  
996 de los  $3.7 \pm 1.9 \text{ mmol C m}^2 \text{ d}^{-1}$ , por lo que el área se comportó como fuente débil  
997 de  $\text{CO}_2$  hacia la atmósfera durante octubre y noviembre de 2017.

998

999 4. Los resultados de este trabajo permitieron observar que los principales  
1000 mecanismos que modulan la distribución de las variables químicas (i.e.  $\text{O}_2$  y  $\text{CO}_2$ )  
1001 en el Pacífico Tropical Mexicano, es la estratificación, advección de masas de  
1002 agua, la magnitud y dirección del viento, así como también, los procesos de  
1003 mesoescala.

1004

1005 **Referencias**

- 1006 Ávila-López Ma. Carmen, J.M. Hernández-Ayón, V.F. Camacho-Ibar, A.F Bermúdez, A.  
1007 Mejía-Trejo, I. Pacheco-Ruiz y J.M. Sandoval-Gil. (2016). Air-water CO<sub>2</sub> fluxes and  
1008 net ecosystem production changes in a Baja California coastal lagoon during the  
1009 anomalous North Pacific warm condition. *Estuaries and Coasts*.  
1010 [DOI:10.1007/s12237-016-0178-x]
- 1011 Bettencourt Joao H., C. López, E. Hernández-García, I. Montes, J. Sudre, B. Dewitte, A.  
1012 Paulmier y V. Garçon. (2015). Boundaries of the Peruvian Oxygen Minimum Zone  
1013 shaped by coherent mesoscale dynamics. *Nature Geoscience*. 8(12).  
1014 [DOI:10.1038/ngeo2570]
- 1015 Cai Wei-Jun, Yuan-Yuan Xu, R.A. Feely, R. Wanninkhof, B. Jönsson, S.R. Alin, L.  
1016 Barbero, J.N. Cross, K. Azetsu-Scott, A.J. Fassbender, B.R. Carter, Li-Qing Jiang, P.  
1017 Pepin, B. Chen, N. Hussain, J.J. Reimer, Liang Xue, J.E. Salisbury, J.M. Hernández-  
1018 Ayón, C. Langdon, Qian Li, A.J. Sutton, Chen-Tung A. Chen y D.K. Gledhill. (2020).  
1019 Controls on surface water carbonate chemistry along North American ocean margins.  
1020 Nature communications. 11:2691, [<https://doi.org/10.1038/s41467-020-16530-z>].
- 1021 Castro R., A.S. Macarenhas, R. Durazo y C.A. Collins. (2000). Variación estacional de  
1022 la temperatura y salinidad en la entrada del Golfo de California. *Cienc. Mar.* 26(4):  
1023 561-583 p.
- 1024 Castro R., C.A. Collins, T.A. Rago, T. Margolina y L.F. Navarro-Olache. (2017).  
1025 Corrientes, transportes y variabilidad termohalina en la entrada al golfo de California  
1026 (19-21 de abril de 2013). *Cienc. Mar.* 43(3): 173-1790 p.
- 1027 Castro R. y J.A. Martínez. (2010). Variabilidad espacial y temporal del campo de viento  
1028 frente a la Península de Baja California. En: Dinámica del ecosistema pelágico frente  
1029 a Baja California, 1997-2007: Diez años de Investigaciones Mexicanas de la Corriente  
1030 de California. Primera edición. Instituto Nacional de Ecología (INE). Centro de  
1031 Investigación Científica y de Educación Superior (CICESE), México. Durazo R y G.  
1032 Gaxiola (Eds). 129-147 p.
- 1033 Cepeda-Morales J., E. Beier, G. Gaxiola-Castro, M.F. Lavín y V.M. Godínez. (2009).  
1034 Efecto de la zona del mínimo oxígeno en el segundo máximo de clorofila en el  
1035 Pacífico Oriental Tropical Mexicano. *Ciencias Marinas*. 35(4):389-403 p.

- 1036 Cepeda-Morales J., G. Gaxiola-Castro, E. Beier y V.M. Godínez. (2013). The  
1037 mechanisms involved in defining the northern boundary of the shallow oxygen  
1038 minimum zone in the eastern tropical Pacific Ocean off Mexico. *Deep-Sea Research*  
1039 *I.* 76: 1-12 p. [<http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr.2013.02.004>]
- 1040 Chapa-Balcorta C., J.M. Hernández-Ayón, R. Durazo, E. Beier, S.R. Alin y A. López-  
1041 Pérez. (2015). Influence of post-tehuano oceanographic processes in the dynamics of  
1042 the CO<sub>2</sub> system in the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Journal of Geophysical*  
1043 *Research: Oceans.* 1-19 p.
- 1044 Chávez F.P, T. Takahashi, W.-J. Cai, G. Friederich, B. Hales, R. Wanninkhof y R.A.  
1045 Feely. (2007). Coastal Oceans. En: *The First State of the Carbon Cycle Report*  
1046 *(SOCCR): The North American Carbon Budget and Implications for the Global*  
1047 *Carbon Cycle.* A report by the U.S. Climate Change Science Program and the  
1048 Subcommittee on Global Change Research. [King, A.W., L. Dilling, G.P.  
1049 Zimmerman, D.M. Fairman, R.A. Houghton, G. Marland, A.Z. Rose y T.J. Willbanks  
1050 (eds). National Oceanic and Atmospheric Administration, National Climatic Data  
1051 Center. Asheville, North Carolina. Estados Unidos de América. 157-166 p.
- 1052 Clayton T.D. y R.H. Byrne. (1993). Spectrophotometric seawater pH measurements: total  
1053 hydrogen ion concentration scale calibration of m-cresol purple and at-sea results.  
1054 *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers.* 40(10): 2115-2129 pp.
- 1055 Collins Curtis A., R. Castro y A. Mascarenhas. (2015). Properties of an upper ocean front  
1056 associated with water mass boundaries at the entrance to the Gulf of California,  
1057 November 2004. *Deep-Sea Res. II.* 119: 48-60 p.
- 1058 De La Cruz-Orozco M.E., J.E. Valdez-Holguín, G. Gaxiola-Castro, M. Mariano-Matías,  
1059 T.L. Espinoza-Carreón. (2010). Flujos de CO<sub>2</sub> océano-atmósfera. En: Gaxiola-  
1060 Castro G. y R. Durazo (editores). *Dinámica del ecosistema pelágico frente a Baja*  
1061 *California 1997-2007.* SEMARNAT. INE. CICESE. UABC. UABC. México. DF.  
1062 165-179 p.
- 1063 Dickson A.G. y C. Goyet. (1994). Handbook of methods for the analysis of the various  
1064 parameters of the carbon dioxide system in sea water. Version 2. No.  
1065 ORNL/CDIAC—74. Oak Ridge National Lab., TN (United States).

- 1066 Douglas N.K. y R.H. Byrne. (2017). Achieving accurate spectrophotometric pH  
1067 measurements using unpurified meta-cresol purple. *Marine Chemistry*. 190(1): 66-  
1068 72 pp. [<http://dx.doi.org/10.1016/j.marchem.2017.02004>.]
- 1069 Escalante F., J.E. Valdez-Holguín, S. Álvarez-Borrego y J.R. Lara-Lara. (2013).  
1070 Variación temporal y espacial de temperatura superficial del mar, clorofila *a* y  
1071 productividad primaria en el golfo de California. *Cienc. Mar.* 39(2): 203-215 p.
- 1072 Feely R.A., C.L. Sabine, K. Lee, W. Berelson, J. Kleypas, V.K. Fabry y F.J. Millero.  
1073 (2004). Impact of anthropogenic CO<sub>2</sub> on the CaCO<sub>3</sub> system in the oceans. *Science*.  
1074 305(5682): 362-366 p.
- 1075 Fennel K., J. Wilkin, M. Previdi y R. Najjar. (2008). Denitrification on air-sea CO<sub>2</sub> flux  
1076 in the coastal oceans: simulations for the northwest North Atlantic. *Geophys. Res.*  
1077 *Lett.* 35(L24608, doi:10.1029/2008GL03147).
- 1078 Fiedler P.C. y L.D. Talley. (2006). Hydrography of the Eastern Tropical Pacific: A  
1079 review. *Progress in Oceanography*. 69(1): 143-180 pp.
- 1080 Fiedler P.C., R. Mendelssohn, D.M. Palacios y S. Bograd. (2013). Pycnocline variations  
1081 in the Eastern Tropical and North Pacific, 1958-2008. *J. Clim.* 26: 583-599 p.  
1082 doi:10.1175/JCLI-D-11-0728.1.
- 1083 Franco A.C., J.M. Hernández-Ayon, E. Beier, V. Garçon, H. Maske, A. Paulmier, J.  
1084 Färber-Lorda, R. Castro y R. Sosa-Ávalos. (2014). Air-sea CO<sub>2</sub> fluxes above the  
1085 stratified oxygen minimum zone in the coastal region off Mexico. *Journal of*  
1086 *Geophysical Research: Oceans*. 119(1): 1-15 pp.
- 1087 Franco-García A.E. (2017). Relación entre la comunidad del fitoplancton y la oxiclina  
1088 asociadas al sistema de afloramiento costero del Perú. Tesis de Maestría. Universidad  
1089 Peruana Cayetano Heredia. Escuela de Posgrado Víctor Alzamora Castro. Lima, Perú.  
1090 117 p.
- 1091 Garcia H.E. y L.I. Gordon. (1992). Oxygen solubility in seawater: better fitting equations.  
1092 *Limnology and Oceanography*. 37:1307-1312 p. doi: 10.4319/lo.1992.37.6.1307
- 1093 Godínez V.M., E. Beier, M.F. Lavín y J.A. Kurczyn. (2010). Circulation at the entrance  
1094 of the Gulf of California from satellite altimeter and hydrographic observations. *J.*  
1095 *Geophys. Res. Ocean.* 115: 1-15 p. doi: 10.1029/2009JC005705

- 1096 Hauri C., N. Gruber, M. Vogt, S.C. Doney, R.A. Feely, Z. Lachkar, A. Leinweber, A.M.P.  
1097 McDonnell, M. Munnich y G.-K. Plattner. (2013). Spatiotemporal variability and  
1098 long-term trends of ocean acidification in the California Current System.  
1099 *Biogeosciences*. 10: 193-2016 p. [doi:10.5194/bg-10-193-2013]
- 1100 Hernández-Ayón J.M., C. Chapa-Balcorta, F. Delgadillo-Hinojosa, V.F. Camacho-Ibar,  
1101 M.A. Huerta-Díaz, E. Santamaría-del-Ángel, S. Galindo-Bect y J.A. Segovia-Zavala.  
1102 (2013). Dinámica del carbono inorgánico disuelto en la región de las grandes islas del  
1103 Golfo de California: influencia de las masas de agua. *Ciencias Marinas*. 39(2): 183-  
1104 201 p. [http://dx.doi.org/10.7773/cm.v39i2.2243]
- 1105 Huan P. y J. Imberger. (2010). Variation of pCO<sub>2</sub> in ocean surface water in response to  
1106 the passage of a hurricane. *J. Geophys. R.* 115(C10024, doi:10.1029/2010JC006185).
- 1107 IOC, SCOR and IAPSO. (2010). The international thermodynamic equation of seawater-  
1108 2010: calculation and use of thermodynamic properties. Intergovernmental  
1109 Oceanographic Commission. Manuals and Guides. No. 56. UNESCO. 196 pp.
- 1110 Johnson K.M., J.M. Sieburth, P.J.L. Williams y L. Brändström. (1987). Coulometric Total  
1111 Carbon Dioxide Analysis for Marine Studies: Automation and Calibration. *Marine*  
1112 *Chemistry*. 21: 117-133 p.
- 1113 Kämpf J. y P. Chapman. (2016). Upwelling systems of the world. *Springer*. ISBN 978-3-  
1114 319-42524-5
- 1115 Karstensen J., L. Stramma y M. Visbeck. (2008). Oxygen minimum zones in the eastern  
1116 tropical Atlantic and Pacific oceans. *Progress in Oceanography*. 77: 331-350 p. doi:  
1117 10.1016/j.pocean.2007.05.009
- 1118 Köhn E.E., S. Thomsen, D.L. Arévalo-Martínez y T.Kanzow. (2017). Submesoscale CO<sub>2</sub>  
1119 variability across an upwelling front off Peru. *Ocean Science*. 13: 1017-1033 p.  
1120 [http://doi.org/10.5194/os-13-1017-2017]
- 1121 Lavín M.F., E. Beier, J. Gómez-Valdés, V.M. Godínez J. García. (2006). On the summer  
1122 poleward coastal current off SW Mexico. *Geophys. Res. Lett.* 33.
- 1123 Lavín M. F. y S.G. Marinone. (2003). An overview of the physical oceanography of the  
1124 Gulf of California. En: O.U. Velasco Fuentes et al. (eds.). *Nonlinear Processes in*  
1125 *Geophysical Fluid Dynamics*. 173-204 p.

- 1126 Lewis E. y D. Wallace. (1998). Program developed for CO<sub>2</sub> system calculations.  
1127 ORNL/CDIAC-105. Carbon Dioxide Inf. Anal. Cent. Oak Ridge Natl. Lab. US Dep.  
1128 Of Energy. Oak Ridge. Tenn.
- 1129 Liu X. M.C. Patsavas y R.H. Byrne. (2011). Purification and characterization of meta-  
1130 cresol purple for spectrophotometric seawater pH measurements. *Environ. Sci.*  
1131 *Technol.* 45: 4862-4868 p.
- 1132 Lueker, T. J., A. G. Dickson and C.D., Keeling. (2000). Ocean pCO<sub>2</sub> calculated from  
1133 dissolved inorganic carbon, alkalinity and equations for K<sub>1</sub> and K<sub>2</sub>: validation based  
1134 on laboratory measurements of CO<sub>2</sub> in gas and seawater at equilibrium, *Marine*  
1135 *Chemistry.* 70: 105–119 p.
- 1136 López-Sandoval D., R. Lara-Lara, S. Álvarez-Borrego, G. Gaxiola-Castro. (2009).  
1137 Producción primaria fitoplanctónica por sensores remotos en la región frente a Cabo  
1138 Corrientes, México. *Ciencias Marinas.* 35: 169-182 p.
- 1139 Maske H., R. Cajal-Medrano, A. Trasviña-Castro, A. Jiménez-Mercado, C.O. Almeda-  
1140 Jauregui, G. Gaxiola-Castro y J. Ochoa. (2010). Inorganic carbon and biological  
1141 Oceanography above a shallow oxygen minimum in the entrance to the Gulf of  
1142 California in the Mexican Pacific. *Limnol. Oceanogr.* 55(2): 481-491 p.
- 1143 Maske H., E. Escobar, L. Sánchez, C.O. Almeda-Jauregui, C. Chapa-Balcorta, R. Sosa-  
1144 Avalos y J.M. Hernández-Ayón. (2019). Zonas de Mínimo Oxígeno en el Pacífico  
1145 Mexicano en: Paz-Pellat F., J.M. Hernández-Ayón, R. Sosa-Ávalos y A.S. Velázquez-  
1146 Rodríguez. (Editores). (2019). Estado del ciclo del carbono en México: Agenda Azul  
1147 y verde. Programa Mexicano del Carbono. Texcoco, Estado de México. México.  
1148 ISBN: 978-607-96490-7-4. 716 p.
- 1149 Millero F.J. (2006). *Chemical Oceanography.* Tercera edición. Taylor and Francis  
1150 Group. Boca Raton. 496 pp.
- 1151 Muñoz-Anderson M.A., J.R. Lara-Lara, S. Álvarez-Borrego, C. Bazán-Guzmán y M. de  
1152 la Cruz-Orozco. (2015). Flujos de carbono agua-aire en la zona de surgencias costeras  
1153 frente al norte de Baja California. *Ciencias Marinas.* 41(2).  
1154 <http://dx.doi.org/10.7773/cm.v41li2.2484>.

- 1155 Pantoja D.A., S.G. Maríneme, A. Parés-Sierra y F. Gómez-Valdivia. (2012). Modelación  
1156 numérica de la hidrografía y circulación estacional y de mesoescala en el Pacífico  
1157 Central Mexicano. *Ciencias Marinas*. 38(2): 363-379 p.
- 1158 Paulmier A., D. Ruiz-Pino y V. Garçon. (2008). The oxygen minimum zone (OMZ) off  
1159 Chile as intense source of CO<sub>2</sub> and N<sub>2</sub>O. *Continental Shelf Research*. 28:2746-2756  
1160 p.
- 1161 Paulmier A. y D. Ruiz-Pino. (2009). Oxygen minimum zones (OMZs) in the modern  
1162 ocean. *Progress in Oceanography*. 80:113-128 p. [doi:  
1163 10.1016/j.pocean.2008.08.001]
- 1164 Paulmier A., D. Ruiz-Pino y V. Garçon. (2010). CO<sub>2</sub> maximum in the oxygen minimum  
1165 zone (OMZ). *Biogeosciences Discuss*. 7: 6353-635 p. [doi:10.5197/bdg-7-6353-  
1166 2010]
- 1167 Paulmier A. y V. Garçon. AMOP Project: Activity of the Minimum of Oxygen (OMZ) in  
1168 the Pacific. *White paper project for SOLAS*. 2008. SOLAS prospective.
- 1169 Paz-Pellat F., J.M. Hernández-Ayón, R. Sosa-Ávalos y A.S. Velázquez-Rodríguez.  
1170 (Editores). (2019). Estado del ciclo del carbono en México: Agenda Azul y verde.  
1171 Programa Mexicano del Carbono. Texcoco, Estado de México. México. ISBN: 978-  
1172 607-96490-7-4. 716 p.
- 1173 Portela E., E. Beier, E.D. Barton, R. Castro, V. Godínez, E. Palacios-Hernández, P.C.  
1174 Fiedler, L. Sánchez-Velasco y A. Trasviña. (2016). Water masses and circulation in  
1175 the Tropical Pacific off Central Mexico and surrounding areas. *American  
1176 Meteorological Society*. 46:3069-3081 p. Doi: 10.1175/JPO-D-1-0068.1
- 1177 Reimer Janet J., R. Vargas, S.V. Smith, R. Lara-Lara, G. Gaxiola-Castro, J.M.  
1178 Hernández-Ayón, A. Castro, M. Escoto-Rodríguez y J. Martínez-Osuna. (2013). Air-  
1179 sea CO<sub>2</sub> fluxes in the near-shore and intertidal zones influences by the California  
1180 Current. *J. Geophys. Res. Oc*. 118: 1-16 p.
- 1181 Rodríguez-Ibáñez C., S. Álvarez-Borrego, S.G. Marinone, J.R. Lara-Lara. (2013). The  
1182 Gulf of California is a source of carbon dioxide to the atmosphere. *Cienc. Mar*. 39(2).  
1183 [doi:10.7773/cm.v39i2.2190]

- 1184 Sabine C.L., R.A. Feely, N. Gruber, R.M. Key, K. Lee, J.L. Bullister, R. Wanninkhof,  
1185 C.S. Wong, D.W.R. Wallace, B. Tilbrook, F.J. Millero, T. Peng, A. Kozyr, T. Ono y  
1186 A.F. Rios. (2011). The oceanic sink for atmospheric CO<sub>2</sub>. *Science*. 305(367): 367-  
1187 361 p.
- 1188 Sánchez-Velasco L., E. Beier, V.M. Godínez, E.D. Barton, E. Santamaria-del-Angel,  
1189 S.P.A. Jiménez-Rosenberg. (2017). Hydrographic and fish larvae distribution during  
1190 the “Godzilla El Niño 2015-2016” in the northern end of the shallow oxygen  
1191 minimum zone of the Eastern Tropical Pacific Ocean. *J. Geophys. Res. Ocean*. 122:  
1192 2156-2170 p. [doi:10.1002/2016JC012622].
- 1193 Sánchez-Velasco L., V.M. Godínez, E.D. Ruvalcaba-Aroche, A. Márquez-Artavia, E.  
1194 Beier, E.D. Barton, S. Patricia A. Jiménez-Rosenberg. (2019). Larval fish habitats  
1195 and desoxygenation in the northern limit of the oxygen minimum zone off Mexico.  
1196 *J. Geophys. Res. Ocean*. 124(12): 9690-9705.  
1197 <http://libcon.rec.uabc.mx:4440/10.1029/2019JC015414>
- 1198 Simpson J.H. (1981). The shelf-sea fronts: implications of their existence and behaviour.  
1199 *Philos. Trans. R. Soc. Lond Ser. A*. 302: 531-546.
- 1200 Stramma L., G.C. Johnson, J. Sprintall y V. Mohrholz. (2008). Expanding Oxygen-  
1201 Minimum Zones in the Tropical Oceans. *Science*. 320: 655-657 p. DOI:  
1202 10.1126/science.1153847
- 1203 Takahashi T., J. Olafsson, J.G. Goddard, D.W. Chipman y S.C. Sutherland. (1993).  
1204 Seasonal variation of the CO<sub>2</sub> and nutrients in the high-latitude surface oceans: a  
1205 comparative study. *Global Biogeochemical cycles*. 7(4): 843-878 p.  
1206 [\[https://doi.org/10.1029/93GB02263\]](https://doi.org/10.1029/93GB02263)
- 1207 Takahashi T., S.C. Sutherland, C. Sweeney, A. Poisson, N. Metzl, B. Tilbrook, N. Bates,  
1208 R. Wanninkhof, R.A. Feely, C. Sabine, J. Olafsson y Y. Nojiri. (2002). Global sea-  
1209 air CO<sub>2</sub> flux based on climatological surface ocean pCO<sub>2</sub>, and seasonal biological  
1210 and temperature effect. *Deep-Sea Research*. 49(2): 1601-1622 p.
- 1211 Takahashi T., S.C. Sutherland, R. Wanninkhof, C. Sweeney, R.A. Feely, D.W. Chipman,  
1212 B. Hales, G. Friederich, F. Chavez, C. Sabine, A. Watson, D.C.E. Bakker, U.  
1213 Schuster, N. Metzl, H. Yoshikawa-Inoue, M. Ishii, T. Midorikawa, Y. Nojiri, A.  
1214 Körtzinger, T. Steinhoff, M. Hoppema, J. Olafsson, T. S. Arnarson, B. Tilbrook, T.

- 1215 Johannessen, A. Olsen, R. Bellerby, C.S. Wong, B. Delille, N.R. Bates y H. J.W. de  
1216 Baar. (2009). Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO<sub>2</sub>, and  
1217 net sea-air CO<sub>2</sub> flux over the global oceans. *Deep Sea Research Part II: Tropical*  
1218 *Studies in Oceanography*. 56(8-10): 554-577 p.
- 1219 Tiano L., E. García-Robledo, T. Dalsgaard, A.H. Devol, B.B Ward, O. Ulloa, D.E.  
1220 Canfield y N.P. Revsbech. (2014). Oxygen distribution and aerobic respiration in the  
1221 north and south eastern tropical Pacific oxygen minimum zones. *Deep Sea Research*  
1222 *Part I: Oceanographic Research Papers*. 94: 173-183 p.
- 1223 Trucco-Pignata P.N., J.M. Hernández-Ayón, E. Santamaría-del-Ángel, E. Beier, L.  
1224 Sánchez-Velasco, V.M. Godínez y O. Norzagaray. (2019). Ventilation of the upper  
1225 oxygen minimum zone in the coastal region off Mexico: Implications of El Niño  
1226 2015-2016. *Frontiers in Marine Science*. [doi:10.3389/mars.2019.00459]
- 1227 Ulloa O., D.E. Canfield, E.F. Delong, R.M. Letelier y F.J. Stewart. (2012). Microbial  
1228 oceanography of anoxic oxygen minimum zones. PNAS. 109(40): 15996-16003 p.
- 1229 Wanninkhof R.H. (1992). Relationship between wind speed and gas exchange. *Journal*  
1230 *of Geophysical Research*. 97(91): 7373-7382 p.
- 1231 Wanninkhof R.H. (2014). Relationship between wind speed and gas exchange over the  
1232 ocean revisited. *Limnology and Oceanography Methods*. 12: 35-362 p.
- 1233 Weiss R.F. (1974). Carbon dioxide in water and seawater: the solubility of a non-ideal  
1234 gas. *Marine Chemistry*. 2(3): 203-215 p.
- 1235 Zamudio L., H.E. Hulburt, E.J. Metzger y C.E. Tiburg. (2007). Tropical wave-induced  
1236 oceanic eddies at Cabo Corrientes and the Maria Islands, Mexico. *J. Geophys. Res.*  
1237 112 (C05048).