



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA
FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS

**“ESTACIONALIDAD EN LOS FLUJOS DE CO₂ OCÉANO-
ATMÓSFERA EN LA REGIÓN DE LAS GRANDES ISLAS DEL
GOLFO DE CALIFORNIA”**

TESIS

PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

OCEANÓLOGO

PRESENTA:

PAREDES HERNÁNDEZ JONATHAN DAVID

DIRECTOR DE TESIS

DR. JOSÉ MARTIN HERNÁNDEZ AYÓN



ENSENADA BAJA CALIFORNIA, ABRIL 2023



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS

CAMPUS ENSENADA

"Estacionalidad en los flujos de CO₂ Océano-Atmósfera en la región de las grandes islas del Golfo de California"

TESIS

PARA CUBRIR LOS REQUISITOS NECESARIOS PARA OBTENER EL TÍTULO DE

OCEANOLOGO

PRESENTA

Paredes Hernández Jonathan David

342247

A quien el Comité de Tesis autoriza el trabajo terminal, después de haber efectuado una revisión minuciosa del mismo y de acuerdo con el Art.19 del R.G.E.P.E.P., las y los señores profesores emiten los siguientes votos aprobatorios mediante rubrica:

Dr. José Martín Hernández Ayón

Director

Dra. Luz de Lourdes Aurora Coronado Álvarez

Sinodal

Dr. Carlos Orión Norzagaray López

Sinodal

"Por la Realización Plena del Ser"

C.c.p.-Archivo

C.c.p.-Minutario



Resumen

El objetivo del trabajo era comprender el efecto de la estacionalidad en los flujos de CO₂ en la región de las grandes islas del golfo de california. Para llevar acabo esto, se emplearon los datos copilados durante las campañas oceanográficas umbrales I-II-III. Históricamente se ha estipulado que la RGI del Golfo de California es una fuente continua de CO₂. Los resultados obtenidos en este trabajo señalan que, si bien la región es una fuente de CO₂, dicho estado no es permanente durante todas las épocas del año. En este trabajo se observó un marcado efecto estacional en las variables del sistema del CO₂ y en los FCO₂. Los flujos de CO₂ presentaron un comportamiento estacional. Encontrando los flujos más altos durante el invierno, época en la cual la presencia de ASsSt es mayor en superficie y la pCO₂(mar) mayor. Hacia el verano, las magnitudes del flujo disminuyeron. La región fue fuente durante el invierno, presentando flujos máximos de 9.6 mmol C m⁻² d⁻¹ y mínimos de 6 mmol C m⁻² d⁻¹ a lo largo de toda la región de estudio, y el resto del periodo de estudio (verano y primavera) la región se encontró en equilibrio con la atmósfera. Debido a que no existen trabajos previos sobre estimaciones de los FCO₂ en la región, resulta complicado contrastar los resultados obtenidos.

Palabras clave: Golfo de California, Flujos de CO₂, Química del carbono, Alcalinidad total.



Dedicatoria



*A mi familia
Y a todos aquellos
Que creyeron en mí.*



Agradecimientos



Agradezco profundamente a todos los miembros del Team CO₂, la calidez que me brindaron me permitió seguir adelante.

A mis profesores, los cuales me brindaron mil y un perspectivas, consejos y ayuda.

A la Dra. Sorayda Aime por siempre recibirme con una sonrisa e instarme a finalizar mis proyectos.

A la Dra. “Lulu”, por adiestrarme en el arte de los cálculos de FCO₂, sus acertados consejos y perspicaz sentido del humor me ayudaron mucho. Siempre recordare esas mañanas de ciencias y café.

Al Dr. Martin por no haberse rendido con este despistado estudiante. Muchas gracias por darme esos empujones, seguro estoy de que mi futuro serio otro de no haberlo tenido a usted guiando mi vida académica.

A mi familia, la cual pese a todos los problemas que enfrentamos y los tropiezos que tuve, aun así, siguieron apoyándome.

Me faltarían paginas para poder expresar lo agradecido que estoy de haber contado con tantas personas dispuesta a ayudarme a concluir este viaje llamado licenciatura.

Muchas, muchas gracias a todos aquellos que formaron parte de mi vida durante estos años.



Contenido

1. Introducción.....	9
1.1. Área de estudio.....	11
1.2. El Golfo de California en el contexto de estudios del carbono...12	
2. Hipótesis.....	14
3. Objetivo.....	14
3.1. Objetivo general.....	14
3.2. Objetivo específico.....	14
4. Metodología.....	15
4.1. Coleta de datos.....	15
4.2. Vientos.....	15
4.3. Procesamiento de datos.....	17
5. Resultados.....	17
5.1. Masas de agua.....	17
5.2. Análisis temporal de secciones verticales latitudinales.....20	
5.2.1. Sección 1.....	20
5.2.2. Sección 2.....	23
5.2.3. Sección 3.....	25
5.3. Análisis de isosuperficies.....	27
5.4. Subregiones con base a alcalinidad total.....	32
6. Discusión.....	35
6.1. Análisis estacional de las masas de agua.....	35
6.2. Análisis de las subregiones DIC-AT.....	37
6.3. Dinámica de los flujos de CO ₂	40
7. Conclusión.....	42
8. Referencias.....	43



Lista de tablas

Tabla I: Límites termohalinos de las masas de agua presentes en la región de las grandes islas (modificado de Lavin & Marinone, 2003) y concentraciones promedio de Carbono Inorgánico Disuelto (CID) y Alcalinidad Total (AT) estimadas para las masas de agua. Agua del Golfo de California (AGC), Agua Subsuperficial Subtropical (AssSt) y Agua Intermedia del Pacífico (AIP); se presenta el promedio $\pm$ desviación estándar.

Tabla II: Flujos de carbono en la interfase océano-atmósfera (FCO_2 ; $\text{mmol C m}^{-2} \text{d}^{-1}$) reportados para otras regiones del mundo [modificado de Franco et al. (2014) y Cupul-Cortez (2020)].

Lista de figuras

Figura 1: Regionalización del Golfo de California.

Figura 2: Trabajos previos realizados en las aguas mexicanas, referentes al sistema del CO_2 . (Tomado de Chapa-Balcorta et al., 2019).

Figura 3: Mapa de la zona de estudio. El panel de la derecha muestra la Isla Tiburón (A), Isla Ángel de la Guarda (B) e Isla San Lorenzo (C). Los puntos azules corresponden a las estaciones de muestreo realizadas durante las campañas Umbrales I, II y III. Llevadas a cabo durante marzo 2002, mayo 2003 y septiembre 2004.

Figura 4: Secciones verticales 1(A), 2(B), 3(C) de referencia para análisis de la información. Estos transectos latitudinales fueron utilizados para describir en cada sección la variabilidad espacial de las variables medidas (norte-sur) para marzo 2002, mayo 2003 y septiembre 2004.

Figura 5: Diagramas T-S en la región de las Grandes Islas del Golfo de California para invierno 2002 (A), primavera 2003 (B) y verano 2004 (C). Agua del Golfo de California (AGC), Agua Subsuperficial Subtropical (ASSSt) y Agua Intermedia del Pacífico (AIP). La escala de color indica la profundidad en metros (m).

Figura 6: T-S con Alcalinidad total (escala de color, AT: $\mu\text{mol kg}^{-1}$) en la región de las Grandes Islas del Golfo de California para invierno 2002 (A), primavera 2003 (B) y verano 2004 (C).

Figura 7: T-S con los valores de carbono inorgánico disuelto (escala de color, CID: $\mu\text{mol kg}^{-1}$) en la región de las Grandes Islas del Golfo de California para invierno 2002 (A), primavera 2003 (B) y verano 2004 (C).

Figura 8: Sección vertical 1. Temperatura ($^{\circ}\text{C}$; A, B, C) y salinidad (adimensional; D, E, F) durante invierno 2002, primavera 2003 y verano 2004 para la región de las grandes islas. Las líneas rojas en los gráficos de temperatura representan las isotermas de 14° y 12°C , las cuales delimitan la presencia del AGC. En el gráfico de salinidad se representa la isohalina de 35.0. En la parte inferior se observa un mapa para ubicar las secciones en la región.

Figura 9: Sección vertical 1. CID (A,B,C) y AT (D,E,F) en $\mu\text{mol kg}^{-1}$ durante invierno 2002, primavera 2003 y verano 2004 para la región de las grandes islas. Las líneas rojas en los gráficos



de AT marcan los límites superior e inferior calculados para el ASsSt. La línea verde representa la isolínea de CID de $2250 \mu\text{mol kg}^{-1}$. En la parte inferior se observa un mapa para ubicar las secciones en la región.

Figura 10: Sección vertical 2. Temperatura ($^{\circ}\text{C}$; A, B, C) y salinidad (adimensional, D, E, F) durante invierno 2002, primavera 2003 y verano 2004 para la región de las grandes islas. Las líneas rojas en los gráficos de temperatura representan las isotermas de 14° y 12°C , las cuales delimitan la presencia del AGC. En el gráfico de salinidad representa la isohalina de 35.0. En la parte inferior se observa un mapa para ubicar las secciones en la región.

Figura 11: Sección vertical 2. Carbono inorgánico disuelto (CID; A,B,C) y alcalinidad total (AT; D,E,F) en $\mu\text{mol kg}^{-1}$ durante invierno 2002, primavera 2003 y verano 2004 para la región de las grandes islas. Las líneas rojas en los gráficos de AT marcan los límites superior e inferior calculados para el ASsSt ($2360\text{-}2340 \mu\text{mol kg}^{-1}$). La línea verde representa una isolínea de CID de $2250 \mu\text{mol kg}^{-1}$. En la parte inferior se observa un mapa para ubicar las secciones en la región.

Figura 12: Sección vertical 3. Temperatura ($^{\circ}\text{C}$; A, B, C) y salinidad (adimensional, D, E, F) durante invierno 2002, primavera 2003 y verano 2004 para la región de las grandes islas. Las líneas rojas en los gráficos de temperatura representan las isoterma de 12° y 14°C . En salinidad representa la isohalina 35, las cuales delimitan la presencia del AGC. Durante el verano no fue posible muestrear la última estación. En la parte inferior se observa un mapa para ubicar las secciones en la región.

Figura 13: Sección vertical 3. Carbono inorgánico disuelto (CID; A,B,C) y Alcalinidad Total (AT; D,E,F) en $\mu\text{mol kg}^{-1}$ durante invierno 2002, primavera 2003 y verano 2004 para la región de las grandes islas. Las líneas rojas en los gráficos de AT marcan los límites superior e inferior calculados para el ASsSt. La línea verde representa una isolínea de CID de $2250 \mu\text{mol kg}^{-1}$. En la parte inferior se observa un mapa para ubicar las secciones en la región.

Figura 14: Temperatura (TSM, $^{\circ}\text{C}$; A, B, C) y salinidad (adimensional; D, E, F) superficiales para la región de las grandes islas del Golfo de California durante invierno del 2002, primavera 2003 y verano 2004 (orden de izquierda-derecha).

Figura 15. Alcalinidad total (AT; A-B-C) y carbono inorgánico disuelto (CID; D-E-F) en $\mu\text{mol kg}^{-1}$ superficiales, en la región de las grandes islas del Golfo de California durante invierno 2002 (marzo), primavera 2003 (mayo) y verano 2004 (septiembre).

Figura 16: Presión parcial de bióxido de carbono en el océano ($p\text{CO}_{2(\text{mar})}$, μatm ; A, B y C) y diferencia de presiones parciales del agua y el aire ($\Delta p\text{CO}_2$, μatm ; D, E y F) en la RGI del Golfo de California durante invierno 2002, primavera 2003 y verano 2004.

Figura 17: Velocidad del viento (U_{10} , m s^{-1}) en la RGI del Golfo de California durante invierno 2002 (A), primavera 2003 (B) y verano 2004 (C).

Figura 18: Flujos de bióxido de carbono en la interfase océano atmósfera (FCO_2 ; $\text{mmol C m}^{-2} \text{d}^{-1}$). Durante invierno 2002(A), primavera 2003(B) y verano 2004(C) en la región.

Figura 19: División de las estaciones del área de estudio (con base a los valores termohalinos del AGC), con base a la alcalinidad total (A) y diagrama T-S de Alcalinidad total (B; $\mu\text{mol kg}^{-1}$) centrado en el AGC para la región de las grandes islas durante invierno 2002.



Figura 20: Esquema regional (A) y Diagrama T-S de Alcalinidad total (B; $\mu\text{mol kg}^{-1}$) para la región de las grandes islas durante primavera 2003.

Figura 21: Esquema regional (A) y Diagrama T-S de Alcalinidad total (B; $\mu\text{mol kg}^{-1}$) para la región de las grandes islas durante verano 2004.

Figura 22: Variabilidad de la alcalinidad total (B; AT; $\mu\text{mol kg}^{-1}$) con respecto a la salinidad(A) en la profundidad para invierno 2002.

Figura 23: Variabilidad de la AT (B; AT; $\mu\text{mol kg}^{-1}$) con respecto a la salinidad(A) en la profundidad para la primavera 2003.

Figura 24: Variabilidad de la AT (B; AT; $\mu\text{mol kg}^{-1}$) con respecto a la salinidad (A) en la profundidad para el verano 2004.

Figura 25: Relación entre la velocidad del viento (U_{10} ; m s^{-1}), la diferencia entre presiones parciales de CO_2 en el océano y la atmósfera ($\Delta p\text{CO}_2$; μatm) y el flujo de CO_2 (escala de color) en la interfase océano-atmósfera ($\text{FCO}_2\text{-pCO}_2$), en invierno(A), primavera(B) y verano(C), (Liss y Merlivat, 1986; Wanninkhof, 2014).



1. Introducción

A partir del comienzo de la revolución industrial, durante la cual se inició la quema de combustibles fósiles como medio para generar energía, se ha incrementado la concentración de dióxido de carbono (CO_2) en la atmósfera (Feely, et al., 2009). A partir del incremento de las actividades antropogénicas durante los últimos 30 años se estima que han sido inyectados aproximadamente 440,000 millones de toneladas de dióxido de carbono hacia la atmósfera (por lo cual presentamos la mayor concentración histórica de 420 ppm en pleno 2023; Gaxiola-Castro *et al.*, 2017).

El CO_2 se considera como el gas de efecto invernadero más importante de todos, aunque presente una menor absorción de calor con respecto al óxido nitroso y el metano. Esto es debido a que resulta ser el más abundante y permanece más tiempo en la atmósfera. Aproximadamente, dos tercios del desequilibrio energético que presenta el sistema climático son producto del aumento del CO_2 atmosférico (Lindsey, 2009).

La diferencia entre la presión parcial del dióxido de carbono presente en la superficie del océano ($p\text{CO}_{2\text{mar}}$) y la existente en la atmósfera ($p\text{CO}_{2\text{atmósfera}}$), determina la dirección del flujo que presentará el gas. Si este $\Delta p\text{CO}_2$ es positivo se considera que la zona es una fuente de CO_2 , si el delta es negativo se considera a la zona como un sumidero de CO_2 y cuando el resultado es cero o cercano a cero, se determina que la zona se encuentra en equilibrio. Este intercambio de gases se lleva a cabo principalmente mediante procesos de difusión molecular y difusión turbulenta. Las propiedades fisicoquímicas inherentes de las partículas definen la magnitud de la difusión molecular, mientras la intensidad y escala de los procesos turbulentos (cizalladura por viento, mezcla vertical, etc.) son los que rigen la difusión turbulenta (Ocampo y García, 2007; Coronado-Álvarez *et al.* 2017).

Cuando el CO_2 se integra al océano reacciona con el agua para formar ácido carbónico ($\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \leftrightarrow \text{H}_2\text{CO}_3$), este incremento en las especies ácidas, producto de la adición de CO_2 antropogénico genera el llamado “efecto de acidificación oceánica”. El ácido carbónico generado reacciona con los iones de carbonato que se encuentran disueltos ($\text{H}_2\text{CO}_3 + \text{CO}_3^{2-} \leftrightarrow 2\text{HCO}_3^-$), lo que disminuye su disponibilidad. Dado que los estados de saturación (Ω) de la aragonita y la calcita corresponden en parte a la concentración de CO_3^{2-} , si el océano recibe una mayor cantidad de CO_2 , los niveles de aragonita y calcita disminuirán. El estado de saturación de la aragonita representa la concentración de los iones de calcio y carbonato de calcio disueltos en el océano (Feely, et al., 2009).

$$([\text{Ca}^{2+}] \times [\text{CO}_3^{2-}]) / [\text{CaCO}_3] = \Omega$$

$$K_{SP} = [\text{Ca}^{2+}][\text{CO}_3^{2-}]$$



Si el estado de saturación se encuentra en valores de $\Omega > 1$, las aguas se encuentran sobresaturadas con respecto al carbonato de calcio y no se promueve la disolución de este mineral. Mientras que, si el estado de saturación es $\Omega < 1$, las condiciones favorecen a la disolución de estructuras de carbonato de calcio. Esta disminución se puede traducir en mayores retos fisiológicos para los organismos calcificadores (Gaxiola-Castro *et al.*, 2017; Hernández-Ayón *et al.*, 2017; Blunden y Arndt, 2019). Con base a lo anterior, un incremento en la $p\text{CO}_2$ no solo debería afectar las tasas de calcificación de los organismos calcificadores (vía el incremento de energía destinada al mantenimiento de sus estructuras calcáreas, especialmente aquellas formadas a partir de aragonita), por la disminución en la saturación de los carbonatos, sino que además altera la fisiología ácido-base (metabólica) de organismo. Se ha pronosticado que esto resultará en un desbalance en la composición biológica, afectando selectivamente a aquellos taxones sensibles (en alguna etapa de su historia de vida), lo cual repercutiría en cambios en la biodiversidad, interacciones tróficas y otros procesos del ecosistema (Fabry *et al.*, 2008).

El océano es considerado como un gran sumidero de CO_2 (Takahashi *et al.*, 2009). Por lo tanto, tener una comprensión lo más detallada posible de su tasa de absorción de CO_2 y las interacciones que tiene es indispensable en las predicciones del CO_2 atmosférico. Bajo este esquema, es de gran interés dilucidar los procesos físicos y químicos que influyen en los cambios espacio-temporales a los que se ve expuesto el sistema del CO_2 en los océanos.



1.1. Área de estudio



El Golfo de California (GC) es un mar marginal que se encuentra al noroeste de México, conectándose con el océano Pacífico en su parte sur. Debido a la alta productividad biológica y por ser la única cuenca de evaporación del océano Pacífico, es catalogado como una zona de gran interés meteorológico y oceanográfico (Soto-Mardones *et al.*, 1999). En la región, los vientos del noreste producen surgencias en la costa oriental durante invierno y la primavera. Situación que se invierte durante el verano, pues los vientos del suroeste producen surgencias en la costa occidental (Álvarez-Borrego y Lara-Lara, 1991).

Usualmente el GC se divide en cuatro zonas (fig. 1); la zona norte del GC o “Alto Golfo”, región de las grandes islas o “zona del archipiélago”, la parte sur o “boca interior” y la zona de la entrada o “boca exterior” (Lavin y Marinone, 2003; Zirino *et al.*, 1997). La parte norte del golfo se caracteriza por presentar salinidad superficial alta. Se conjetura que la distribución en salinidad y temperatura de la zona esta influencia por flujos estacionales de calor y humedad. Aunque algunos estudios sugieren que la termodinámica y circulación del golfo se encuentran dominados por forzamientos del Pacífico (Soto-Mardones *et al.*, 1999).



Figura 1: Regionalización del Golfo de California.

Sverdrup definió en 1941 a la región de las grandes islas del GC como un área con características oceanográficas únicas. Este sector del golfo cuenta con una zona de umbrales ubicados en la región de las grandes islas, cuyo conjunto de procesos de mesoescala y submesoescala, en combinación con la accidentada batimetría transportan agua fría subsuperficial hacia la superficie. Este proceso de mezcla vertical aporta agua profunda, de baja temperatura y rica en nutrientes y carbono inorgánico superficial, lo que favorece la productividad en la región (Sverdrup, 1941; Hernández-Ayón *et al.*, 2007;



Álvarez Borrego, 2008). La parte sur del GC se comunica de manera abierta con el océano Pacífico y presentan una estructura termohalina semejante, discrepando en la parte superficial debido al factor de evaporación (Álvarez Borrego, 2008).

Hidrográficamente, esta sección central del golfo se puede dividir en dos secciones bien caracterizadas. Una de ellas se encuentra al norte del umbral de la cuenca Salsipuedes (o canal de ballenas) y la otra se haya al sur de dicho umbral (Zirino *et al.*, 1997).

1.2. El Golfo de California en el contexto de estudios del carbono

Debido a la productividad biológica alta y por ser la única cuenca de evaporación del océano Pacífico, el GC es catalogado como una zona de gran interés meteorológico y oceanográfico (Soto-Mardones *et al.*, 1999).

La cantidad de estudios llevados a cabo en el GC (fig. 2) relacionados con el sistema del CO₂ son pocos. El primero de todos lo llevó a cabo Gaxiola Castro *et al.* (1978), el cual realizó un muestreo espacial, midiendo el comportamiento del pH, alcalinidad total (AT) y derivando el carbono inorgánico disuelto (CID). Determinando que durante la primavera se presentaron los valores más bajos de pH y CID superficial de hasta 8.0-8.1 y 2100 $\mu\text{mol kg}^{-1}$, respectivamente, en la región de las grandes islas. Zirino *et al.* (1997) empleando la relación pH-temperatura detectada por Zirino y Lieberman. (1985), estimaron la pCO₂ a partir de imágenes satelitales de temperatura y pH medido in situ. Hidalgo-González *et al.* (1997) estudiaron el transporte vertical de CID, asociándolo con las mareas post vivas y post muertas. Montes-Hugo *et al.* (1998) analizó los flujos de CO₂ en la interfase océano atmósfera (FCO₂) en la región norte del golfo (Alto Golfo) durante el invierno, encontrando que estos se mantuvieron en equilibrio.

En 1996 en Hernández-Ayón *et al.* (2007a) describió la variabilidad del CID en el Golfo de California. Utilizando muestras recabadas durante la campaña oceanográfica MEGAMARCO I, se midió AT y CID, así como salinidad, pH y fósforo. Siendo la primera vez que se realizaban un muestreo discreto de AT y CID. En este estudio Encontraron que la distribución vertical del CID en la región de las grandes islas (RGI) se hallaba asociada a un proceso de mezcla. Siguiendo esta línea de investigación, Hernández-Ayón (2007b) describió las variaciones en la intensidad de mezcla vertical en las grandes islas para el invierno del 2002. Usando los datos generados por la campaña Umbrales I, denotan la importancia del Agua Subsuperficial Subtropical (AssSt) y el Agua del Golfo de California (AGC) en combinación con la mezcla vertical para modular las concentraciones del CID en la zona (Hernández-Ayón *et al.*, 2007; Espinoza-Carreón & Escobedo-Urías, 2017).

Una vez planteado el paradigma que presenta la mezcla vertical modulando el CID en la RGI, Hernández-Ayón *et al.* (2013) estimó el efecto y la variabilidad espacio-temporal de la dinámica de las masas de agua sobre el CID en la RGI. Registraron valores altos de pCO₂ y CID, de hasta 800 μatm y 2300 $\mu\text{mol kg}^{-1}$, respetivamente. Así como salinidades



y pH bajos, de hasta ~ 7.7 y 35, correspondientemente. Encontrando que el ASsSt fue una fuente que enriqueció con CID las aguas superficiales en la RGI. Dicho enriquecimiento fue modulado por el volumen de mezcla que tuvo el ASsSt con el AGC, este proceso se vio afectado por la estacionalidad. Pues encontraron que dicho volumen de mezcla fue mayor en invierno y disminuyó hacia el verano. Por lo cual los autores concluyeron que el ASsSt y el AGC, en conjunto con la mezcla vertical de marea, controlaron la concentración de CID en la región.

Con lo anterior en mente, resulta necesario describir con detalle los procesos que controlan la variabilidad espacial y temporal de las variables que componen el sistema del CO_2 . Así como cuantificar los reservorios y FCO_2 .

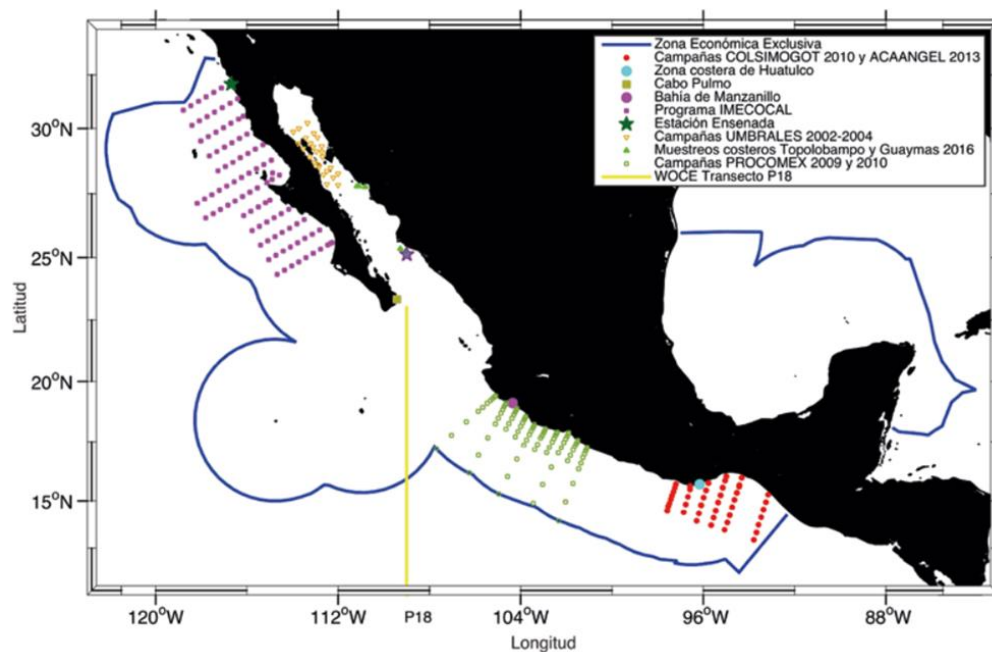


Figura 2: Trabajos previos realizados en las aguas mexicanas, referentes al sistema del CO_2 . (Tomado de Chapa-Balcorta et al., 2019).



2. Hipótesis

En la RIG las masas de Agua Subsuperficial Subtropical y Agua del Golfo de California ocupan la capa superficial de la zona. Se ha reportado que dichas masas de agua tienen una variabilidad estacional con respecto a su volumen. Se espera que la variación estacional del volumen de las masas de agua, en conjunto con la batimetría, influyan en los cambios espaciales y temporales de los FCO_2 en la región. Con base a los antecedentes, se hipotetiza que la zona de estudio se comportara como una fuente de CO_2 hacia la atmósfera.

3. Objetivos

3.1. Objetivo general

- Evaluar y comprender el efecto de la estacionalidad en los FCO_2 en la RIG del Golfo de California en tres diferentes épocas del año.

3.2. Objetivos específicos

- Describir la variación de las variables del sistema de carbonatos: AT, CID y pCO_2 en tres diferentes épocas del año.
- Evaluar la distribución temporal y espacial de masas de agua, mediante el análisis de diagramas T-S y T-S vs CID y AT durante el periodo de muestreo.
- Calcular los FCO_2 en la RGI del Golfo de California.
- Determinar si la región se comporta como fuente o sumidero de CO_2 .



4. Metodología

4.1. Colecta de datos

Los datos empleados de salinidad, temperatura, CID y AT *in situ* se obtuvieron en una red de 30 estaciones durante la serie de campañas oceanográficas Umbrales I-II-III, financiadas por el proyecto “Umbrales G33464-T”. Dichas colectas fueron realizadas a bordo del buque oceanográfico Francisco de Ulloa (fig. 3), durante marzo 2002 (invierno), mayo 2003 (primavera) y septiembre 2004 (verano). Durante el recorrido de las tres campañas oceanográficas se realizaron lances de CTD (Sea-Bird 911 Plus, SBE, EUA); en 26 de las estaciones mencionadas. Adicionalmente, se realizaron lances de botellas Niskin para toma de muestras discretas para el análisis del sistema de los carbonatos. El CID de las muestras del crucero Umbrales I se midieron a bordo de la embarcación utilizando la técnica de titulación potenciométrica descrita por Hernández-Ayón *et al.* (1999). Las medidas de CID de las muestras obtenidas durante las campañas Umbrales II y III se midieron utilizando un sistema coulométrico en Scripps Institution of Oceanography de la Universidad de California. A raíz de estas mediciones, se calibraron los datos obtenidos durante Umbrales I, el marco de precisión obtenido para los datos generados por potenciometría fue de $\pm 10 \mu\text{mol kg}^{-1}$ y los generados mediante la técnica de coulombiometría fue de $\pm 3 \mu\text{mol kg}^{-1}$ (Hernández-Ayón *et al.*, 2013).

4.2. Viento

Los valores de viento superficial (U_{10}) empleados se obtuvieron de la base de datos Copernicus (<https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home>). Estos corresponden a la magnitud del viento en ms^{-1} modelados cada hora durante todos los días correspondientes a los meses de marzo 2002, mayo 2003 y septiembre 2004. Estos son datos derivados de sensores remotos para toda la región y que son generados mediante el motor ERA5 (poner la liga), el cual proporciona estimaciones de datos de reanálisis por hora en una cuadrícula de $30 \times 30 \text{ km}$ de resolución, para esto emplean observaciones *in situ* y datos satelitales.

Se utilizaron los valores promedio de vientos diurnos (06:00-18:00) durante los días de muestreo.

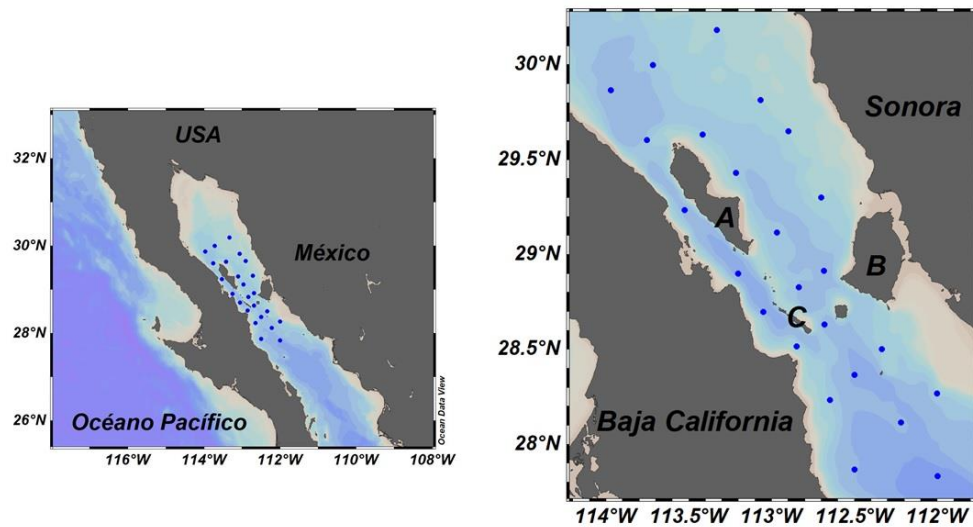


Figura 3: Mapa de la zona de estudio. El panel de la derecha muestra la Isla tiburón(A), Isla Ángel de la Guarda (B) e Isla San Lorenzo (C). Los puntos azules corresponden a las estaciones de muestreo realizadas durante las campañas Umbrales I, II y II. Llevadas a cabo durante marzo 2002, mayo 2003 y septiembre 2004.

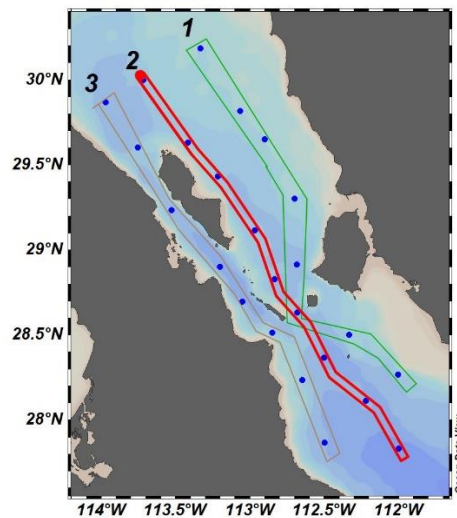


Figura 4: Secciones verticales 1(A), 2(B), 3(C) de referencia para análisis de la información. Estos transectos latitudinales fueron utilizados para describir en cada sección la variabilidad espacial de las variables medidas (norte-sur) para marzo 2002, mayo 2003 y septiembre 2004.



4.3. Procesamiento de datos

La $p\text{CO}_2$ se calculó a través del programa CO_2Sys (Lewis y Wallace, 1998), utilizando como base para derivarla, los parámetros de CID y AT medidos *in situ* durante las campañas *Umbrales*, junto a temperatura, salinidad y profundidad. El $\Delta p\text{CO}_2$ se estimó mediante la diferencia del valor estimado de $p\text{CO}_2$ y el valor de $p\text{CO}_{2(\text{aire})}$ de 374.4 μatm , promedio anual atmosférico para el periodo de estudio, calculado por el laboratorio de monitoreo de la NOAA (Mauna Loa, <https://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/>). Los flujos de CO_2 se calcularon utilizando las ecuaciones de Liss y Mervilat (1986), haciendo uso del coeficiente de transferencia del gas (CO_2) estimado por Wanninkhof (2014).

$$FCO_2 = kK_0(\Delta pCO_2)$$

Donde k es la velocidad de transferencia del gas que se encuentra parametrizada como $k = 0.251 * u^2 * (Sc/660)^{-0.5}$ donde u es la velocidad del viento (ms^{-1}) y Sc es el número de Schmidt (coeficiente entre la viscosidad cinemática y la difusividad de masa, en función de la temperatura) y K_0 denota la solubilidad del CO_2 en el agua y el $\Delta p\text{CO}_2$ describe la diferencia entre las presiones parciales del CO_2 en el océano y la atmósfera (Wanninkhof, 2014).

5. Resultados

5.1. Masas de agua

Se utilizó la clasificación para masas de agua de Lavin & Marinone (2003, ver Tabla I) y se identificaron tres masas de agua presentes en la RGI (fig. 5): 1) el Agua del Golfo de California (AGC), 2), agua subsuperficial subtropical (ASsSt) y, 3) Agua Intermedia del Pacífico (AIP). Adicionalmente se promediaron las concentraciones correspondientes de AT y de CID para cada masa de agua en los rangos termohalinos correspondientes (Tabla I).

Tabla I: Límites termohalinos de las masas de agua presentes en la región de las grandes islas (modificado de Lavin & Marinone, 2003) y concentraciones promedio de Carbono Inorgánico Disuelto (CID) y Alcalinidad Total (AT) estimadas para las masas de agua. Agua del Golfo de California (AGC), Agua Subsuperficial Subtropical (AssSt) y Agua Intermedia del Pacífico (AIP); se presenta el promedio $\pm$ desviación estándar.

Masa de agua	Salinidad	Temperatura ($^{\circ}\text{C}$)	Profundidad (m)	AT (μmolkg^{-1})	CID (μmolkg^{-1})
AGC	$S \geq 35$	$T > 12$	0-150	2370 ± 16	2164 ± 74
ASsSt	$34.5 < S < 35$	$9 \leq T < 18$	75-400	2346 ± 8	2290 ± 13
AIP	$34.5 \leq S < 34.8$	$4 \leq T < 9$	400-1000	2347 ± 13	2338 ± 15



Durante las 3 épocas de muestreo (invierno, primavera y verano) se observó un dominio general de la presencia del AGC en la superficie. Sin embargo, estacionalmente se observaron variaciones en la vertical, esto es, durante el invierno (fig. 5-A) se observó presencia mínima de AGC y la máxima cercanía de ASsSt en la superficie, pero este escenario se modificó en las siguientes estaciones del año, ya que este rasgo se perdió hacia el verano, cuando AGC dominó (figura 5-C). Otro aspecto relevante del diagrama T-S fue la extensión del AGC, con respecto a sus valores termohalinos, durante las épocas. En el invierno resaltó la forma de “V” que aparece en el AGC, la cual fue descrita por Hernández-Ayón *et al.* (2013). Esta separación se mantuvo y se extendió durante la primavera, mientras que durante el verano se separó en tres estructuras. Durante invierno y primavera (fig. 5-B) se detectó la presencia del Agua Profunda del Pacífico (APP), solo en las estaciones más al sur de la región durante un solo lance.

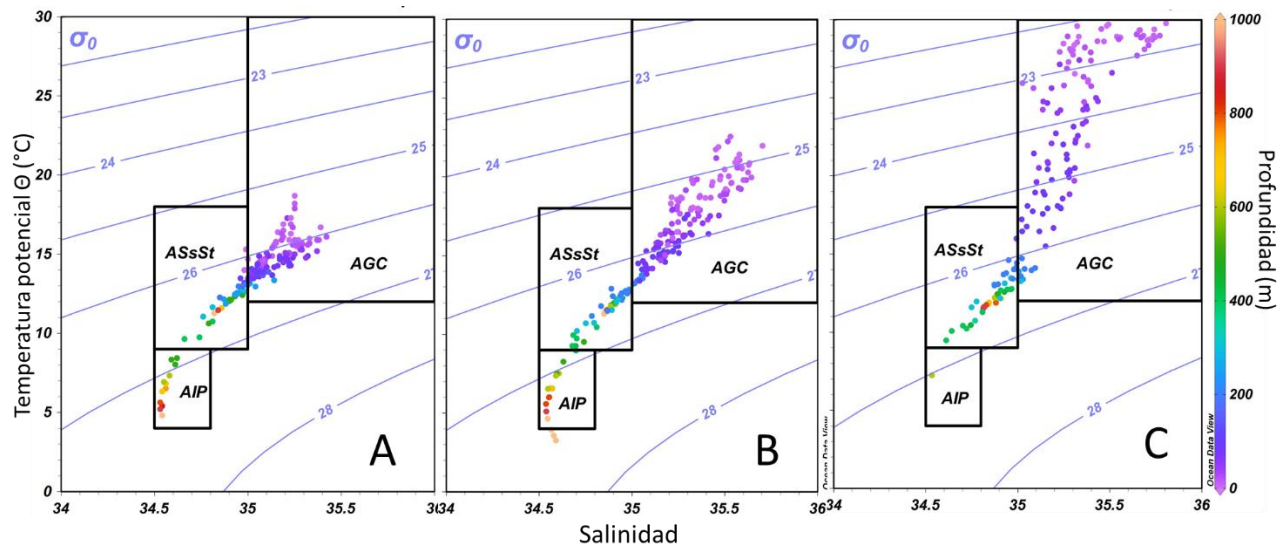


Figura 5: Diagramas T-S en la región de las Grandes Islas del Golfo de California para invierno 2002 (A), primavera 2003 (B) y verano 2004 (C). Agua del Golfo de California (AGC), Agua Subsuperficial Subtropical (ASsSt) y Agua Intermedia del Pacífico (AIP). La escala de color indica la profundidad en metros (m).

Con el paso de invierno hacia el verano se observó una disminución en la presencia del AIP (fig. 5-C). El AIP sólo se detectó en las estaciones más sureñas.

En los diagramas T-S referentes a CID y AT (fig. 6 y fig. 7) se indican las concentraciones asociadas a las masas de agua presentes. Se encontró que las concentraciones de AT en el ASsSt oscilaron entre los 2360 - 2320 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ para primavera-verano y en el invierno se encontraron un par de valores por encima de los 2380 $\mu\text{mol kg}^{-1}$. En cambio, el AGC presentó un espectro más amplio; valor de AT mínimo en 2330 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ en invierno y un rango de 2360 a 2410 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ en verano.

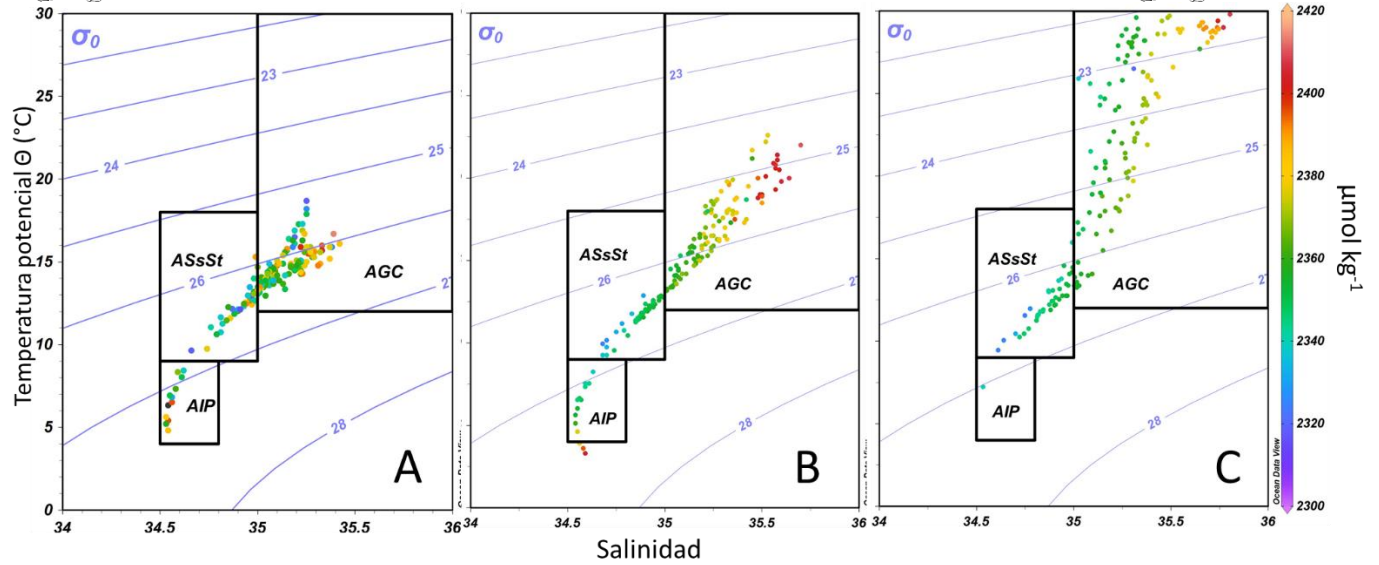


Figura 6: T-S con Alcalinidad total (escala de color, AT: $\mu\text{mol kg}^{-1}$) en la región de las Grandes Islas del Golfo de California para invierno 2002 (A), primavera 2003 (B) y verano 2004 (C).

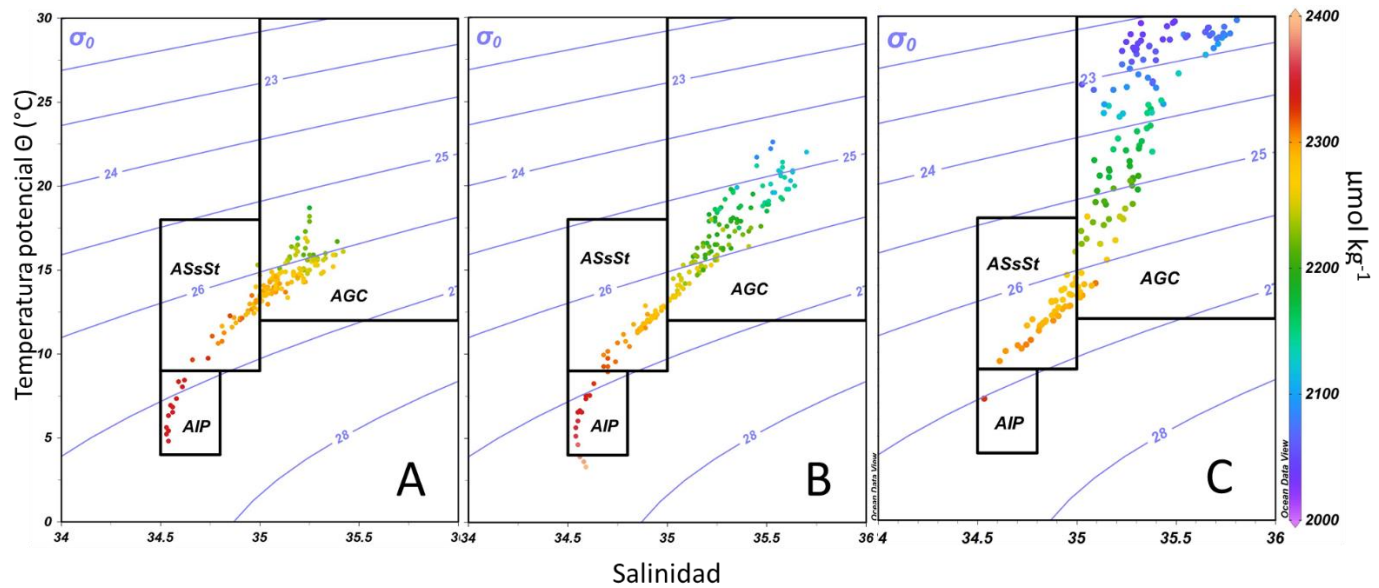


Figura 7: T-S con los valores de carbono inorgánico disuelto (escala de color, CID: $\mu\text{mol kg}^{-1}$) en la región de las Grandes Islas del Golfo de California para invierno 2002 (A), primavera 2003 (B) y verano 2004 (C).

Mientras que, en el caso de las concentraciones de CID, las concentraciones fueron bajas durante el verano en el AGC, fluctuaron entre 2050 a 2200 $\mu\text{mol kg}^{-1}$, en comparación con respecto a las concentraciones de CID del ASsSt, las cuales fueron mayores a 2250 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ (fig. 7-A-C). Cabe señalar que el enriquecimiento que presentó el AGC durante el invierno fue producto del afloramiento del ASsSt. Se observó que las



concentraciones máximas de CID en la AGC fueron semejantes a las concentraciones del ASsSt (fig. 7) en la temporada de invierno.

Los valores más altos de CID medidos durante el estudio se asociaron al AIP. Las concentraciones fueron superiores a los $2350 \mu\text{mol kg}^{-1}$ durante todo el estudio. Adicional, se observó que la presencia del AIP desapareció paulatinamente conforme era la transición de invierno a verano (fig. 7a-c).

5.2. Análisis temporal de secciones verticales latitudinales

Se presenta un análisis espacial y temporal de la temperatura y salinidad, así como CID y AT en secciones verticales a lo largo de la RGI del Golfo de California (fig. 4).

La sección 1 (fig. 8-9) corresponde a la zona cercana a la costa de Sonora, pasando cerca de Isla Tiburón, la cual se caracterizó por presentar profundidades menores a los 200 metros. La sección 2 (fig. 10-11) cruza por la parte central de la RGI, pasando por la costa noreste de Isla Ángel de la Guarda y atravesando el espacio conformado entre las islas Isla San Lorenzo y Tiburón. La sección 3 (fig. 12-13) inicia al noroeste de isla Ángel de la Guarda, cruzando por el Canal de Ballenas y por la costa suroeste de Isla San Lorenzo, siguiendo la costa de Baja California.

5.2.1. Sección 1

Se observó, por un lado, el calentamiento estacional de la columna de agua en los primeros 300 metros tomando como referencia las isotermas de 12° y 14° C (fig. 8 A, B y C). Las temperaturas bajas y prácticamente nula estratificación durante el invierno (fig. 8A) presentó valores superficiales de $15\text{-}16^\circ\text{C}$ acompañados de salinidades de 35.1. Estos parámetros termohalinos en superficie fueron indicativos de la presencia de ASsSt a una profundidad tan somera como 50 m, en el kilómetro 200 de la sección.

En esta misma sección, pero durante la primavera (fig. 8B), las temperaturas superficiales fueron de 20°C . En el kilómetro 200 se detectó un levantamiento de agua subsuperficial recién surgida con temperaturas menores a los 15°C . La isoterma de 14°C presentó una profundización de hasta 200 metros en el verano, mientras que la isoterma de los 12°C se presentó por arriba de los 200 m de profundidad. En el verano se detectó la presencia bien definida del AGC (figura 8C), con temperaturas superficiales de 30°C así como salinidad por encima de las 35 unidades.

Por otro lado, la salinidad permite evaluar el incremento estacional del volumen del AGC hacia el verano. Por ejemplo, se tomó como referencia la isohalina de 35 unidades, se observó el hundimiento hasta aprox. 300 m en el verano (fig. 8 D, E y F).

El AGC presentó concentraciones de CID de $2250 \mu\text{mol kg}^{-1}$ en superficie durante el invierno (fig. 9-A). Sin embargo, conforme el AGC se modifica a una agua más cálida y salina en el transcurso de invierno a verano, las concentraciones de CID disminuyen hasta valores menores a $2050 \mu\text{mol kg}^{-1}$.



El intenso proceso de advección y de mezcla vertical que han señalado algunos autores fue evidente al observar los datos de AT en los diferentes transectos. En la figura 9D, E y F, las concentraciones de $2380 \mu\text{mol kg}^{-1}$ en la parte norte se observaron a una profundidad de 300 m y a la misma profundidad por el lado sur se encontraron valores de $2320 \mu\text{mol kg}^{-1}$. Esta mezcla fuerte se difuminó hacia el verano en la zona.

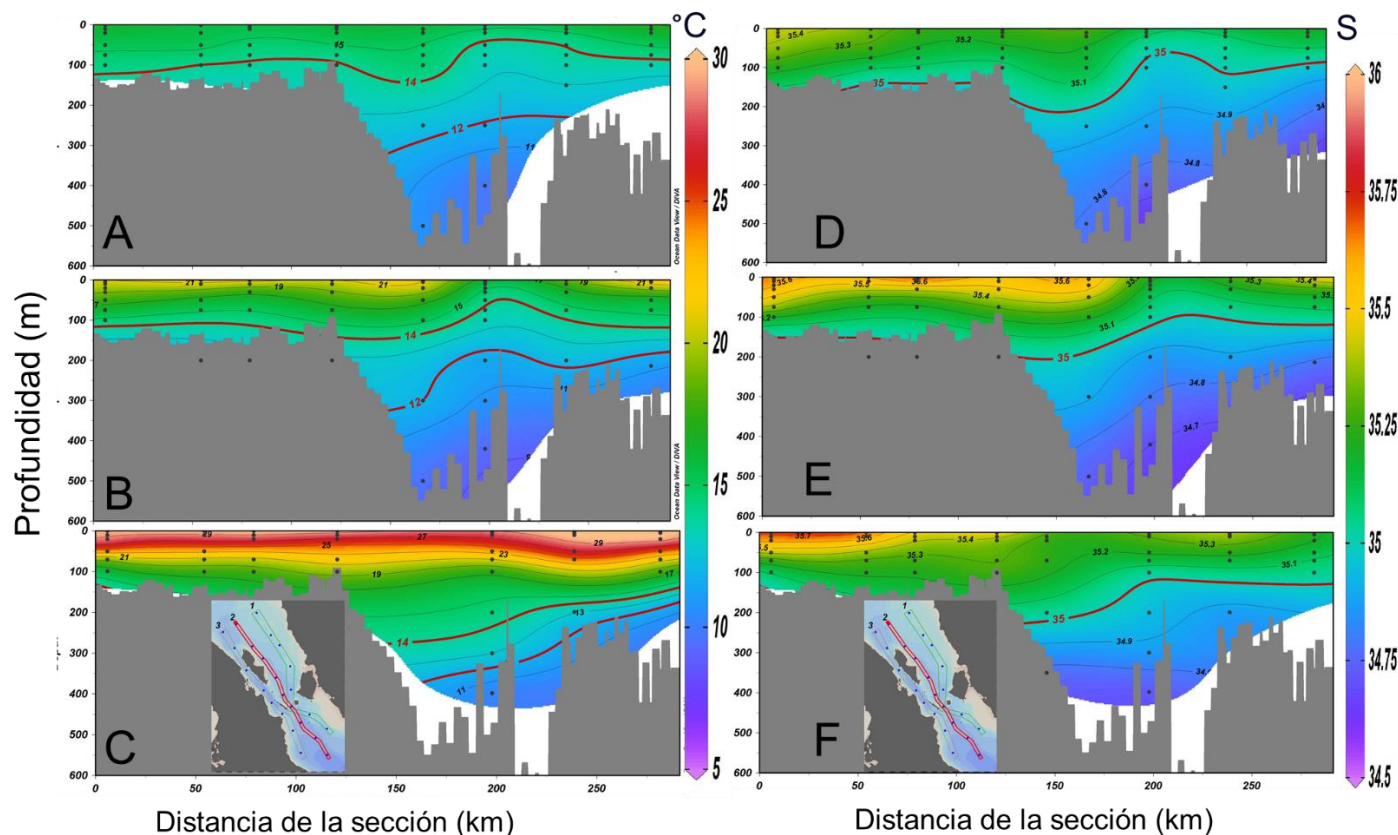


Figura 8: Sección vertical 1. Temperatura ($^{\circ}\text{C}$; A, B, C) y salinidad (adimensional; D, E, F) durante invierno 2002, primavera 2003 y verano 2004 para la región de las grandes islas. Las líneas rojas en los gráficos de temperatura representan las isotermas de 14° y 12°C , las cuales delimitan la presencia del AGC. En el gráfico de salinidad se representa la isohalina de 35.0. En la parte inferior se observa un mapa para ubicar las secciones en la región.

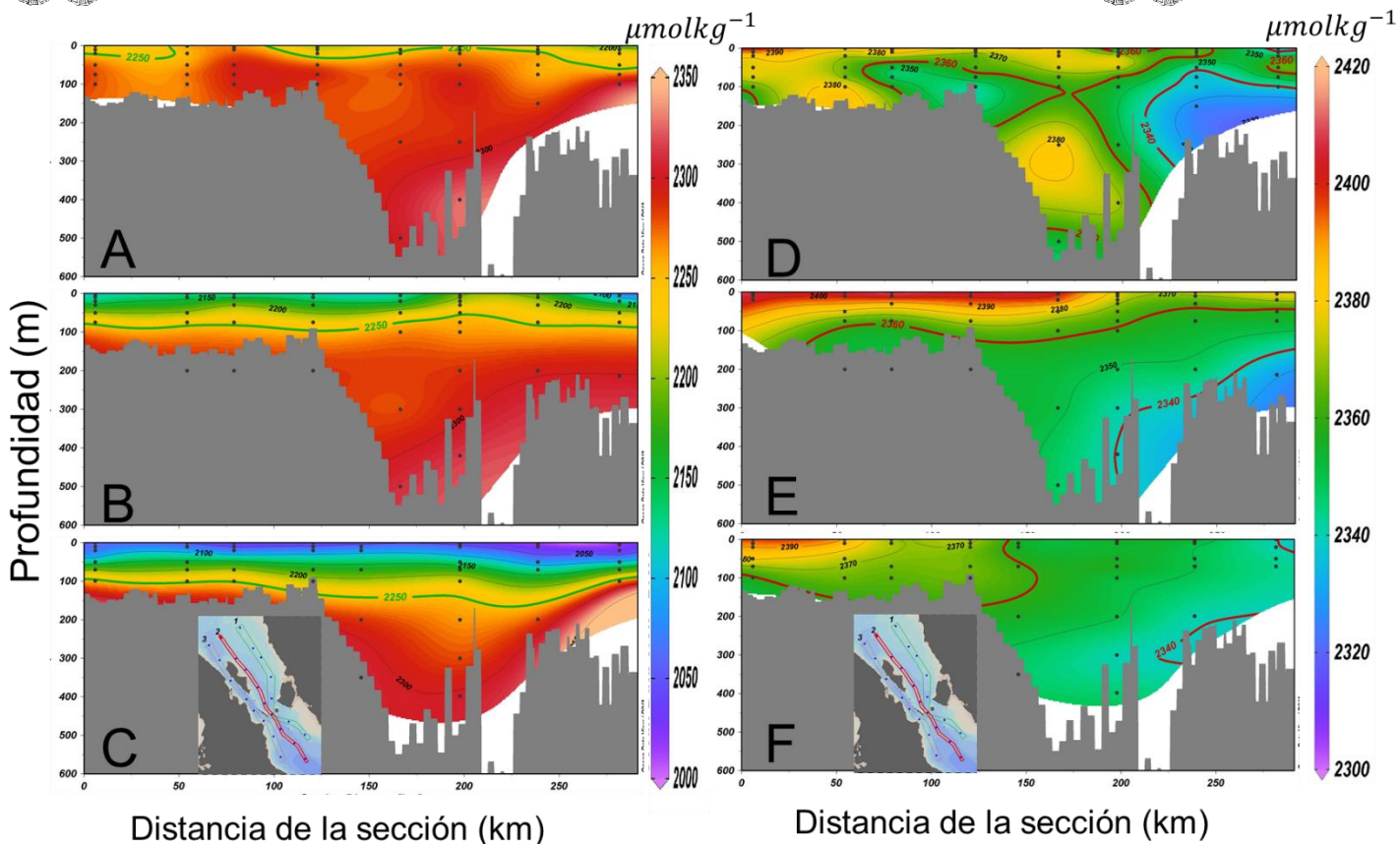


Figura 9: Sección vertical 1. CID (A,B,C) y AT (D,E,F) en $\mu\text{mol kg}^{-1}$ durante invierno 2002, primavera 2003 y verano 2004 para la región de las grandes islas. Las líneas rojas en los gráficos de AT marcan los límites superior e inferior calculados para el ASsSt. La línea verde representa la isolínea de CID de $2250 \mu\text{mol kg}^{-1}$. En la parte inferior se observa un mapa para ubicar las secciones en la región.

Los datos de AT concernientes a los valores termohalinos del ASsSt permitió generar promedios de AT con concentraciones de $2350 \mu\text{mol kg}^{-1}$. Los límites inferiores en $2340 \mu\text{mol kg}^{-1}$ y superior en $2360 \mu\text{mol kg}^{-1}$.



5.2.2. Sección 2

Esta sección presenta patrones similares a la sección 1 pero se puede observar que la batimetría es diferente. Se observó cómo la región se calentó (fig. 10A, B y C) en la superficie aprox. 15°C paulatinamente hasta más de 30°C hacia el verano. Por ejemplo, la isoterma de 14°C se localizó por encima de los 200 m durante el invierno y al llegar el verano, ésta se detectó por debajo de los 200 m. Los valores de salinidad (fig. 10D) presentaron variación latitudinal en la isohalina de 35 por encima de los 100 m en la parte central del transecto y ésta se hundió paulatinamente hasta hallarse debajo de los 200 m en la zona más norteña (kilómetro 0 en fig. 10). En la figura 10F se apreciaron salinidades superficiales de 35.6 en la parte más norteña; mientras que la zona sureña presentó valores de 35.3, pese a que en ambos puntos la temperatura superficial fue de 27°C .

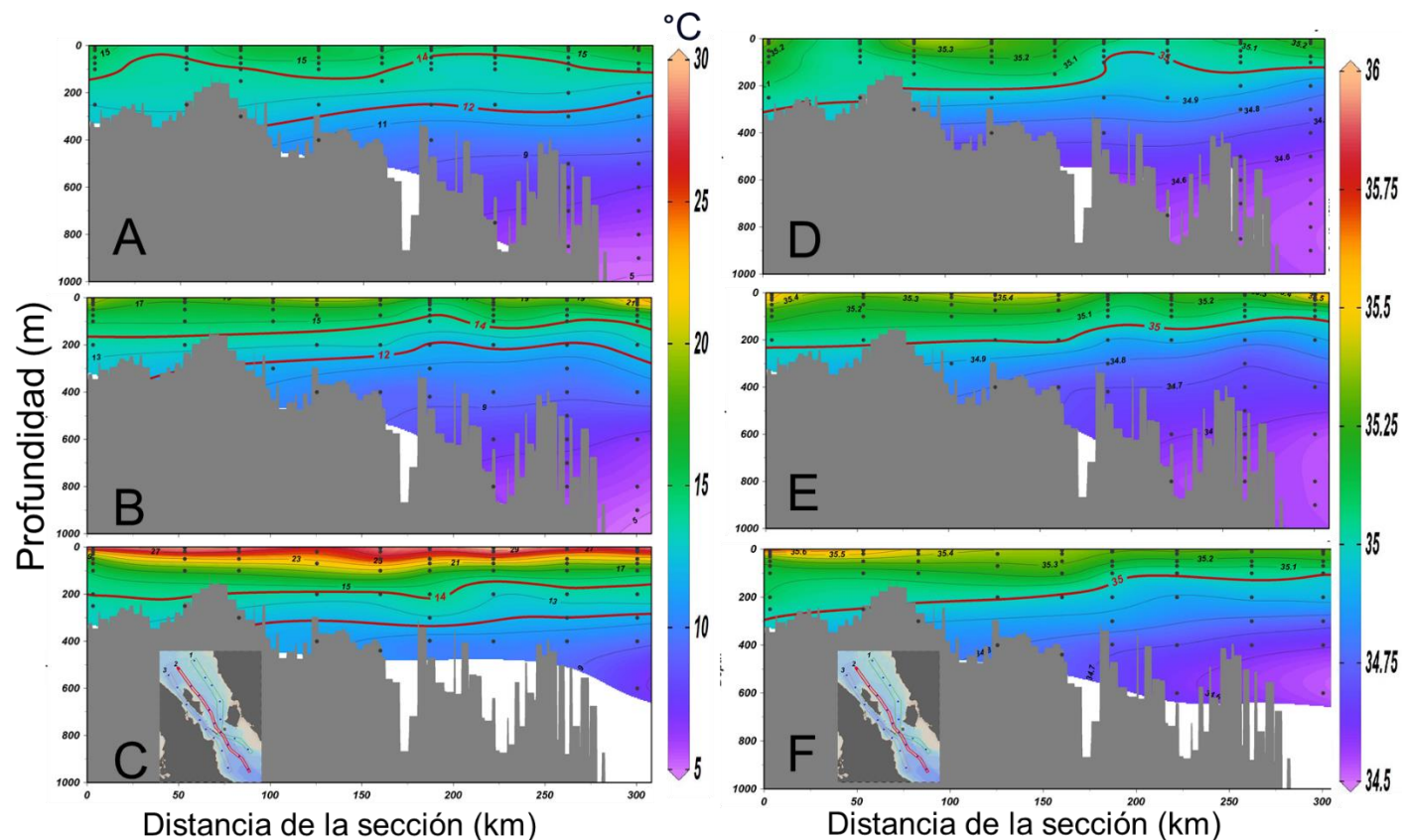


Figura 10: Sección vertical 2. Temperatura ($^{\circ}\text{C}$; A, B, C) y salinidad (adimensional, D, E, F) durante invierno 2002, primavera 2003 y verano 2004 para la región de las grandes islas. Las líneas rojas en los gráficos de temperatura representan las isotermas de 14°C y 12°C , las cuales delimitan la presencia del AGC. En el gráfico de salinidad representa la isohalina de 35.0. En la parte inferior se observa un mapa para ubicar las secciones en la región.

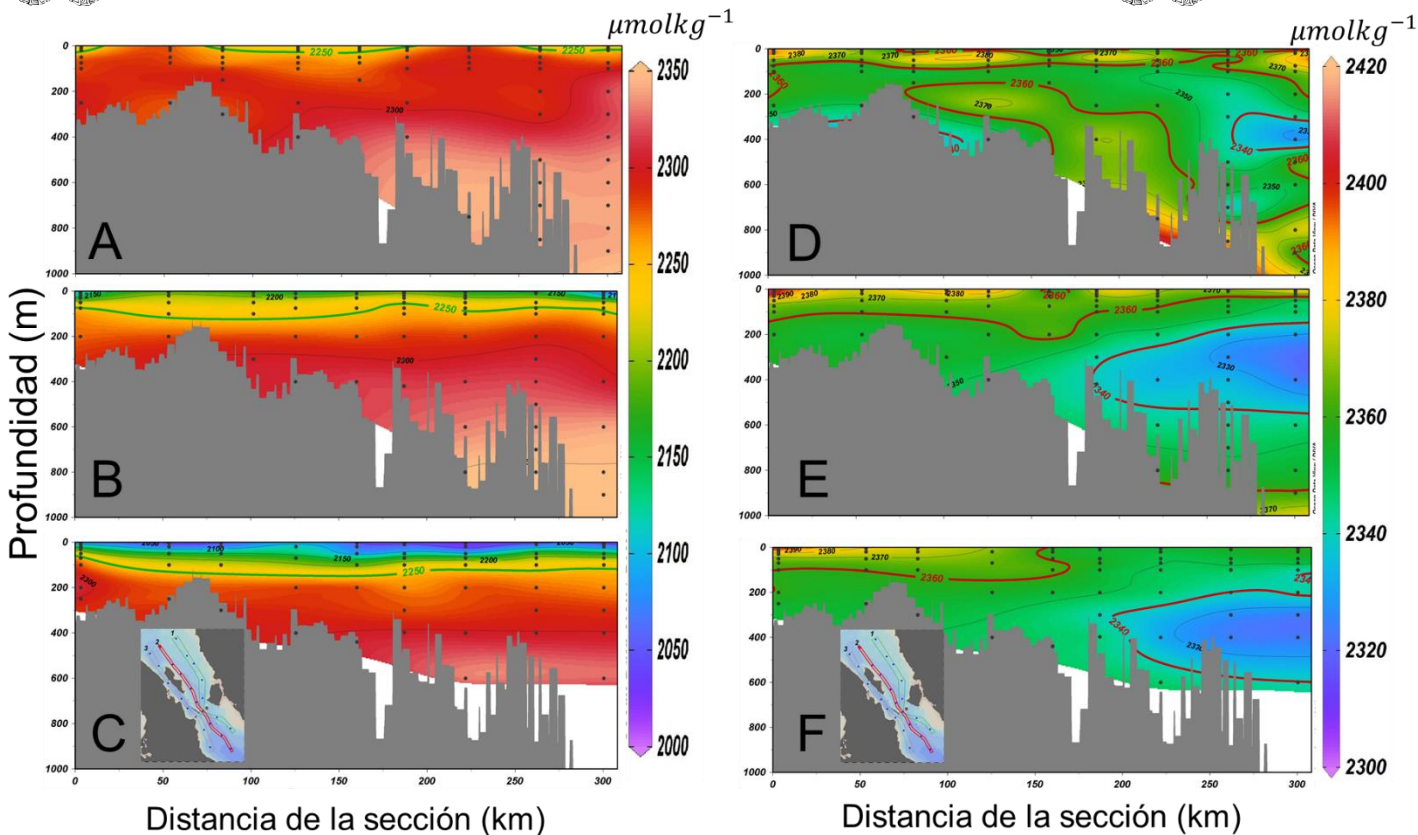


Figura 11: Sección vertical 2. Carbono inorgánico disuelto (CID; A,B,C) y alcalinidad total (AT; D,E,F) en $\mu\text{mol kg}^{-1}$ durante invierno 2002, primavera 2003 y verano 2004 para la región de las grandes islas. Las líneas rojas en los gráficos de AT marcan los límites superior e inferior calculados para el ASsSt (2360-2340 $\mu\text{mol kg}^{-1}$). La línea verde representa una isolínea de CID de 2250 $\mu\text{mol kg}^{-1}$. En la parte inferior se observa un mapa para ubicar las secciones en la región.

En la parte central de la zona de estudio, en la sección 2 (fig. 11-D,E,F) se observó un gradiente norte-sur en los primeros 150 m que se detectó con la isolínea de AT de 2250 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ y de CID de 2360 $\mu\text{mol kg}^{-1}$. mientras que, hacia la parte sur del transecto, y por debajo de los 200 m, se detectó una intrusión de un pulso de agua con propiedades de AT inferiores a 2340 $\mu\text{mol kg}^{-1}$. Dicha incursión de agua con valores relativamente menores de AT se presentó desde invierno a primavera, y durante el verano empezó a retraerse. Esta masa presentó temperaturas inferiores a 10°C y salinidad inferior a 35.4. Dichas condiciones termohalinas caracterizan el ASsSt. Pudiendo ser evidencia del núcleo de dicha masa de agua incursionando en la región de estudio. Si bien es más notorio en el transecto central (sección 2), también se puede observar en los demás transectos.



5.2.3. Sección 3

Durante todas las estaciones de muestreo (invierno, primavera y verano), la sección 3 corresponde a la zona del canal de ballenas. En esta región se encontraron los valores superficiales de temperatura y salinidad mínimos. Un rasgo relevante en este transecto fue la isoterma de 14° C, la cual, a los 75 km surgió en la superficie durante invierno. La salinidad en esa misma época fue menor a 35 unidades. En general, se observó el mismo cambio termohalino que en las líneas anteriores, pero en este transecto fue más marcado: 1) lo somero de agua fría en invierno más cercana a la superficie, 2) la isohalina de 35 más cerca de la superficie y 3) el calentamiento hacia el verano, así como presencia mayor de AGC en la columna de agua.

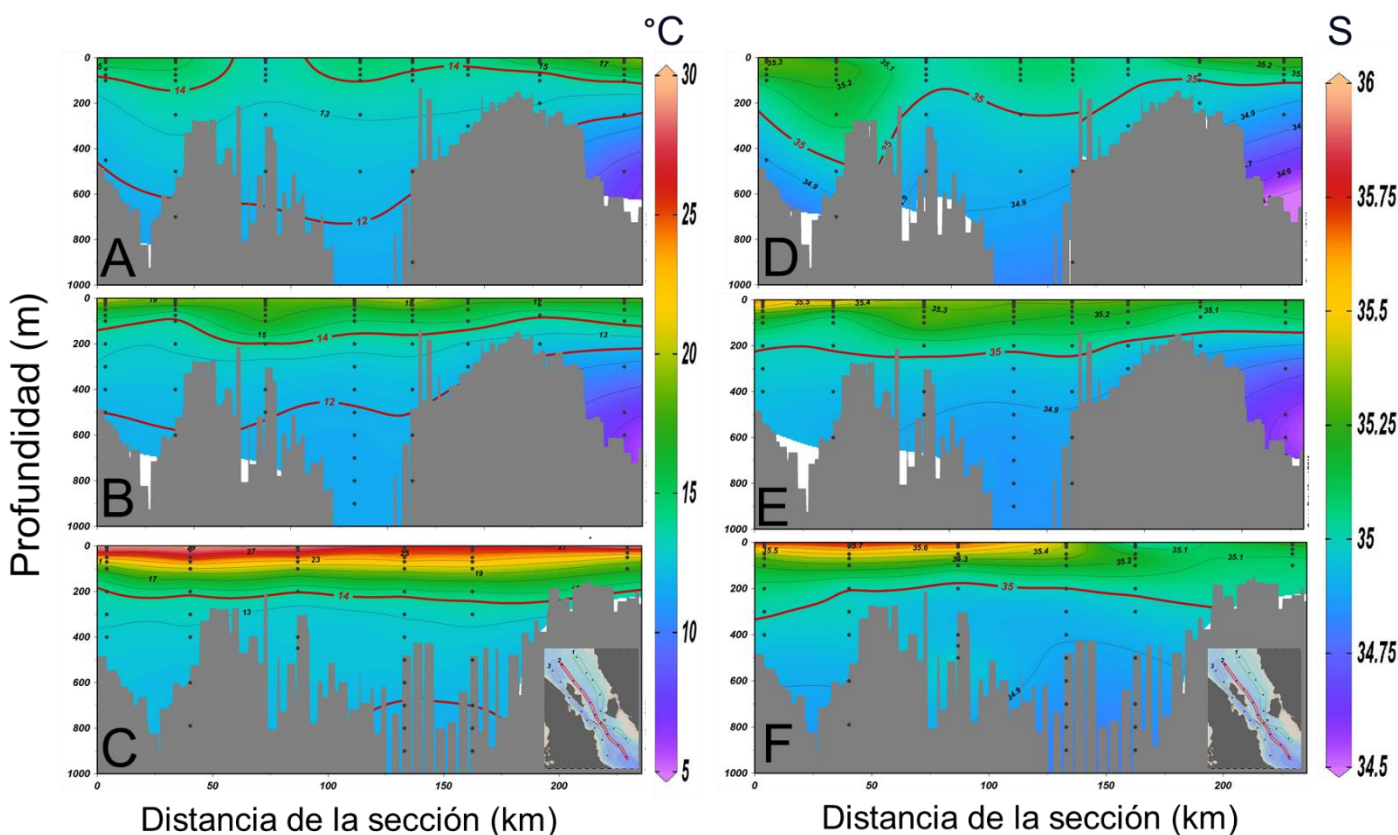


Figura 12: Sección vertical 3. Temperatura (°C; A, B, C) y salinidad (adimensional, D, E, F) durante invierno 2002, primavera 2003 y verano 2004 para la región de las grandes islas. Las líneas rojas en los gráficos de temperatura representan las isoterma de 12° y 14° C. En salinidad representa la isohalina 35, las cuales delimitan la presencia del AGC. Durante el verano no fue posible muestrear la última estación. En la parte inferior se observa un mapa para ubicar las secciones en la región.



Se observó también como la zona continuó presentando mezcla durante todas las épocas. Si bien, durante el verano los valores de AT superficial encontrados en las secciones 1-2 (fig. 9-F, fig. 11-F) se encontraron por encima de los $2360 \mu\text{mol kg}^{-1}$, esto fue diferente en la sección 3 (canal de ballenas), cuando se encontraron concentraciones superficiales de AT (fig. 13-F) por debajo de los $2340 \mu\text{mol kg}^{-1}$ en la parte sur de la sección, a partir del kilómetro 150. Con lo que se infiere que existió un proceso de advección estacional también para la zona del Canal de Ballenas.

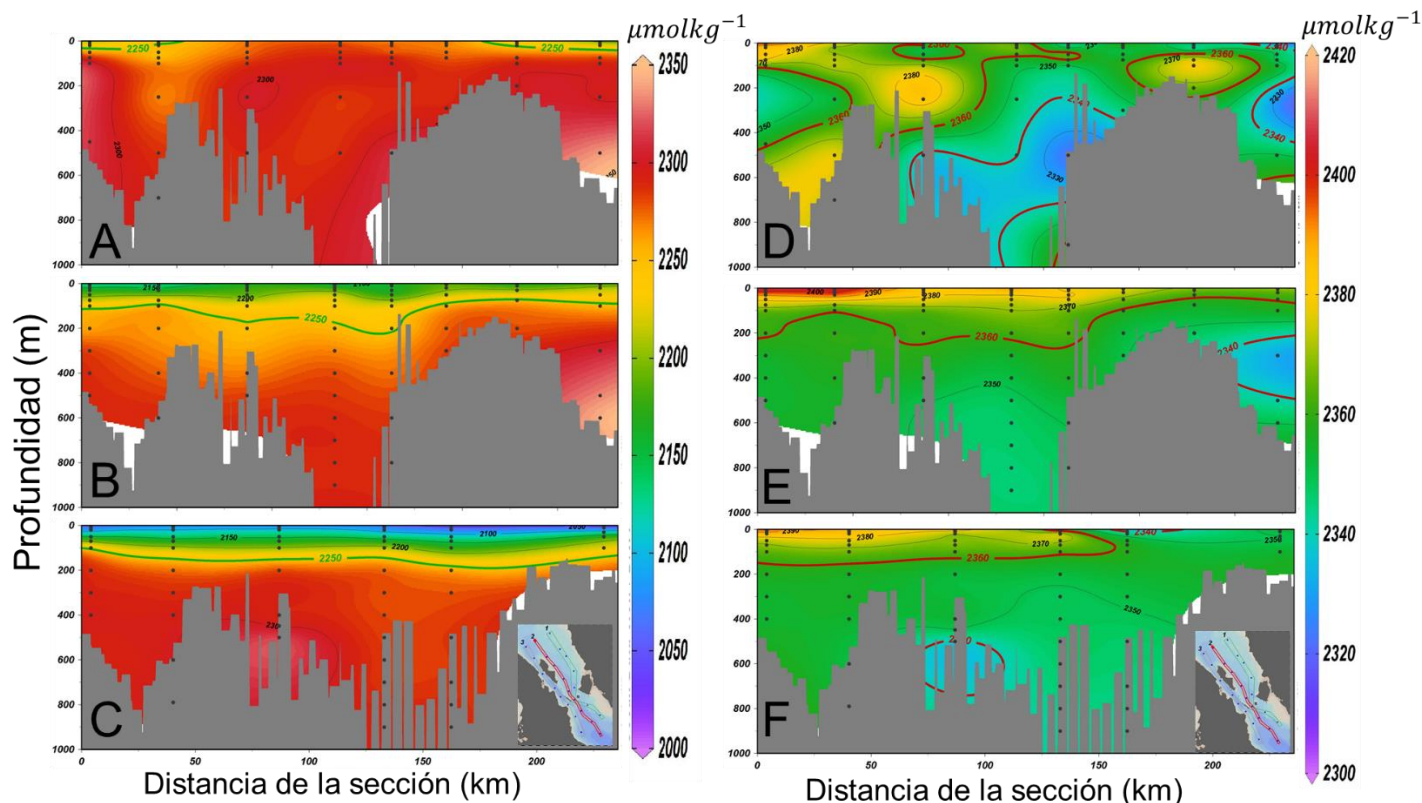


Figura 13: Sección vertical 3. Carbono inorgánico disuelto (CID; A,B,C) y Alcalinidad Total (AT; D,E,F) en $\mu\text{mol kg}^{-1}$ durante invierno 2002, primavera 2003 y verano 2004 para la región de las grandes islas. Las líneas rojas en los gráficos de AT marcan los límites superior e inferior calculados para el ASsSt. La línea verde representa una isolínea de CID de $2250 \mu\text{mol kg}^{-1}$. En la parte inferior se observa un mapa para ubicar las secciones en la región.



5.3. Análisis de isosuperficies

El rasgo más relevante que presenta el área es el calentamiento estacional marcado que presentan las aguas superficiales en la región (fig. 14-A-B-C). Durante el invierno, los valores de temperatura fluctuaron entre los 15 - 16° C en la parte central del archipiélago y durante el verano se encontraron valores cercanos a los 30° C. Constantemente, la sección del Canal de Ballenas mostro las temperaturas más bajas durante todas las temporadas, con valores de 14° C en invierno y 27°C en verano. Al comparar la salinidad superficial y la temperatura superficial del mar (TSM) presentes en la zona del canal de ballenas durante el invierno 2002, se encontró la presencia de propiedades termohalinas asociadas al ASsSt (tabla I). Durante el verano cuando los valores de TSM fueron de 29° C se observó cómo la zona se “dividió” en 3 subregiones de salinidad. Al sur de isla Ángel de la Guarda se encontró valores de salinidad superficial menores a 35.3.

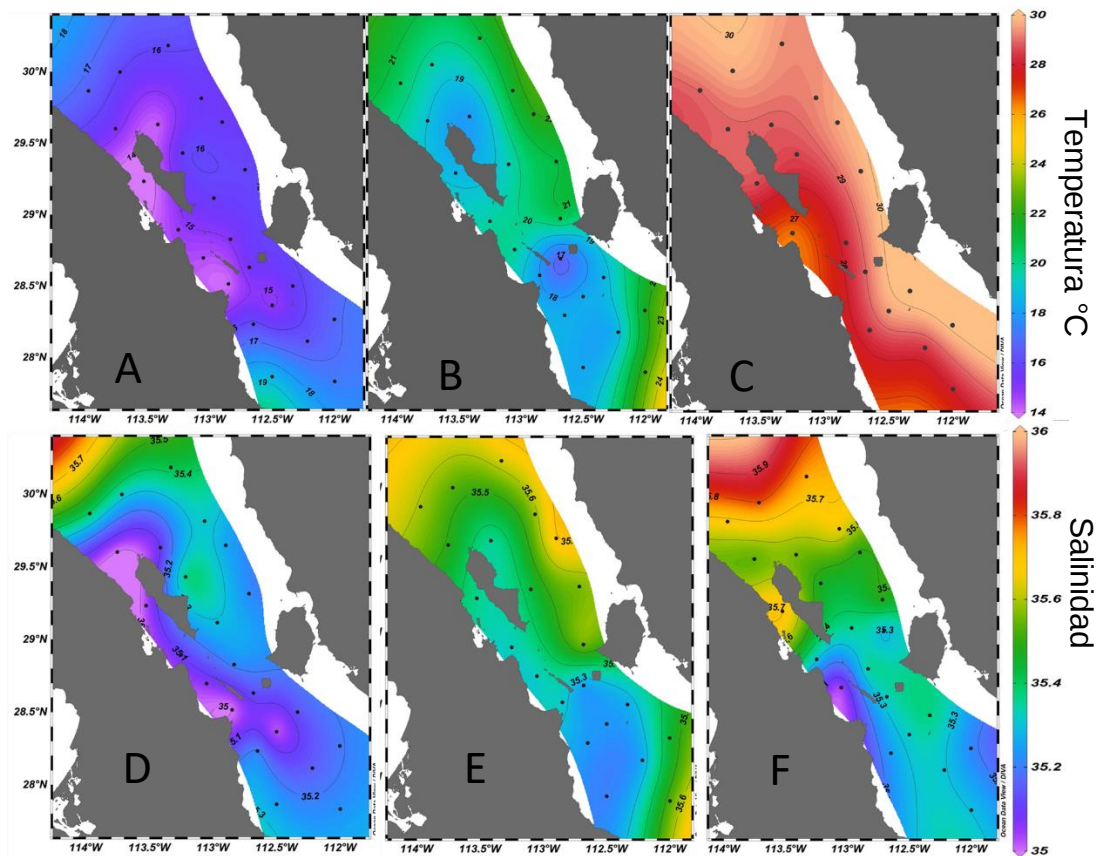


Figura 14: Temperatura (TSM, °C; A, B, C) y salinidad (adimensional; D, E, F) superficiales para la región de las grandes islas del Golfo de California durante invierno del 2002, primavera 2003 y verano 2004 (orden de izquierda-derecha).



La dinámica identificada en las secciones verticales (sección anterior) permitió explicar la estructura de las subregiones superficiales descritas en el T-S. En el canal de Ballenas se presentaron las temperaturas y salinidades más bajas, las cuales fueron asociadas a una presencia de una proporción mayor del ASsSt. La dinámica en la parte central, los aportes del Canal de Ballenas y la batimetría hacia la costa de Sonora se considera contribuyeron en formación de las subregiones del AGC (Fig.14).

La distribución superficial de AT en las tres temporadas (fig. 15A, B, C), mostró las concentraciones máximas $>2380 \mu\text{mol kg}^{-1}$ hacia el norte y noreste del GC, donde las salinidades fueron las más altas. En la región del Canal de Ballenas y hacia el sur, las concentraciones menores, con una fluctuación entre 2380 y $2320 \mu\text{mol kg}^{-1}$. En mayo las concentraciones hacia el sur de las islas fueron aproximadamente 20 μmoles más altas.

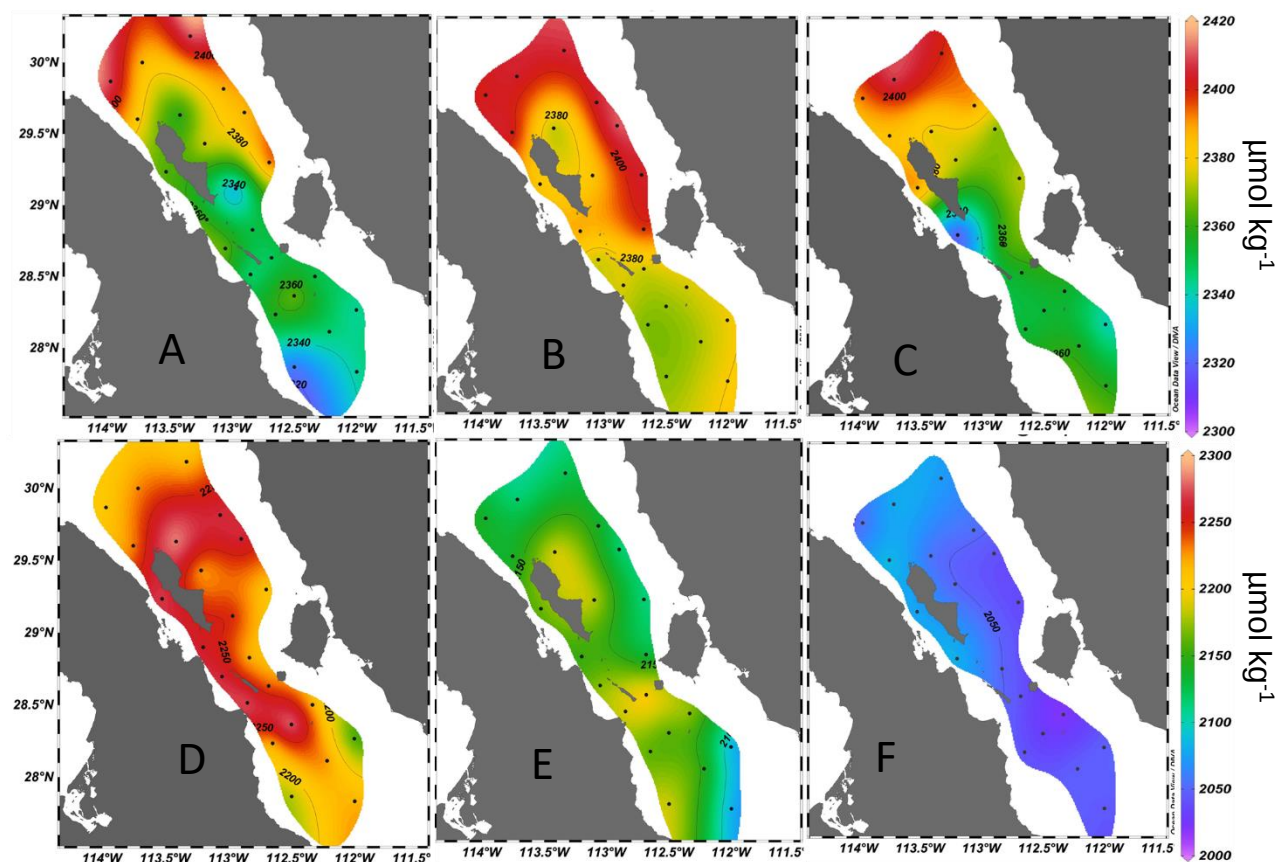


Figura 15. Alcalinidad total (AT; A-B-C) y carbono inorgánico disuelto (CID; D-E-F) en $\mu\text{mol kg}^{-1}$ superficiales, en la región de las grandes islas del Golfo de California durante invierno 2002 (marzo), primavera 2003 (mayo) y verano 2004 (septiembre).

Similar a lo encontrado en el análisis de los transectos latitudinales, la distribución superficial del CID (fig. 15D, E y F) presentó un enriquecimiento de aguas superficiales durante invierno, con valores superiores a $2250 \mu\text{mol kg}^{-1}$ en la zona del Canal de Ballenas, al sur de Isla San Lorenzo y al norte de Isla Ángel de la Guarda. Sin embargo,



hacia el verano las concentraciones disminuyeron paulatinamente hasta llegar a $<2100 \mu\text{mol kg}^{-1}$. Dichas concentraciones indicaron influencia mayor del AGC en superficie.

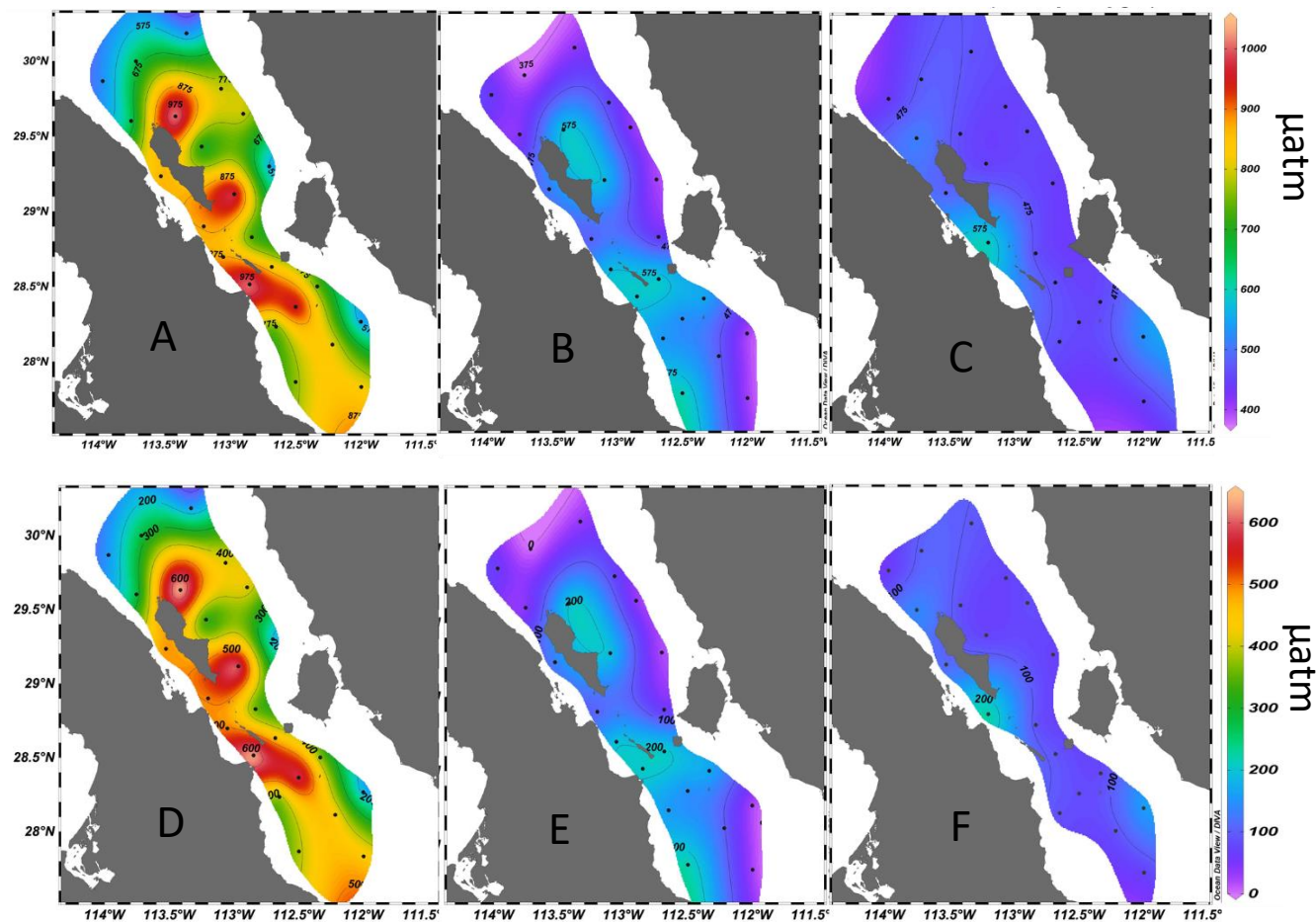


Figura 16: Presión parcial de bióxido de carbono en el océano ($p\text{CO}_{2(\text{mar})}$, μatm ; A, B y C) y diferencia de presiones parciales del agua y el aire ($\Delta p\text{CO}_2$, μatm ; D, E y F) en la RGI del Golfo de California durante invierno 2002, primavera 2003 y verano 2004.

Durante el invierno 2002 (fig. 16A, D), en la parte norte y sur de Isla Ángel de la Guarda, así como el Canal de Ballenas y la zona sur de Isla San Lorenzo se detectaron los valores de $p\text{CO}_{2(\text{mar})}$ más altos de y, por tanto, de $\Delta p\text{CO}_2$. Los valores de $p\text{CO}_2$ estimados estuvieron entre 957 y 600 μatm respectivamente. Asimismo, con respecto al viento, se detectaron las velocidades promedio mayores de 4.3 m s^{-1} en toda el área de estudio (fig. 17A). Los valores máximos en primavera de $p\text{CO}_2$ fueron menores a 575 μatm en el Canal de Ballenas y los mínimos de 375 μatm hacia el norte y sur de las islas. Los valores de $\Delta p\text{CO}_2$ en mayo fueron menores a 200 μatm . El verano fue similar a lo encontrado en primavera, pero presentó valores menores de $p\text{CO}_2$ y $\Delta p\text{CO}_2$. En el verano 2004, se detectaron las velocidades mayores de viento hasta 5.5 m s^{-1} , hacia la parte sur de la Isla Tiburón (fig. 17C). Sin embargo, en ese mes los valores de $\Delta p\text{CO}_2$ fueron menores a 200 μatm (fig. 16C y 17C).



Los flujos más intensos FCO_2 calculados en la región corresponden al invierno (tabla II), alcanzando los $10 \text{ mmol C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ en la parte sur de Isla Ángel de la Guarda y al sur de Isla Tiburón (fig. 18A). Los vientos asociados con estos flujos fueron mayores a 4 m s^{-1} . Estos puntos estuvieron asociados a centros de $\Delta p\text{CO}_2$ de $500 \mu\text{atm}$. Durante la primavera y verano (fig. 18B y C), toda la región presentó valores cercanos al equilibrio. Mientras que, en el verano, hacia la región sur, los valores alcanzaron flujos de aprox. $2 \text{ mmol C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$.

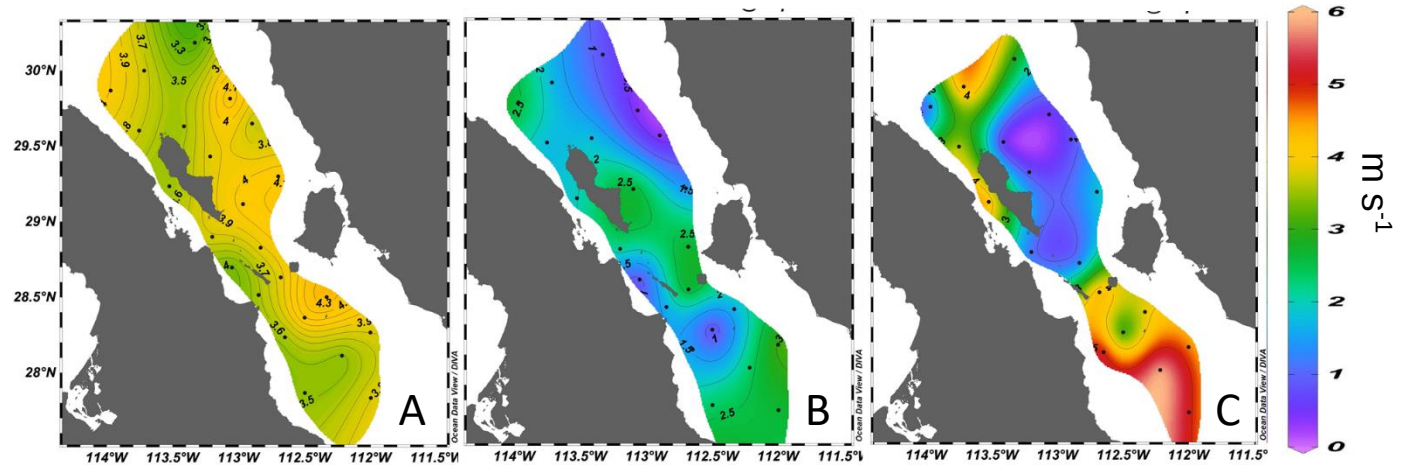


Figura 17: Velocidad del viento (U_{10} ; m s^{-1}) en la RGI del Golfo de California durante invierno 2002 (A), primavera 2003 (B) y verano 2004 (C).

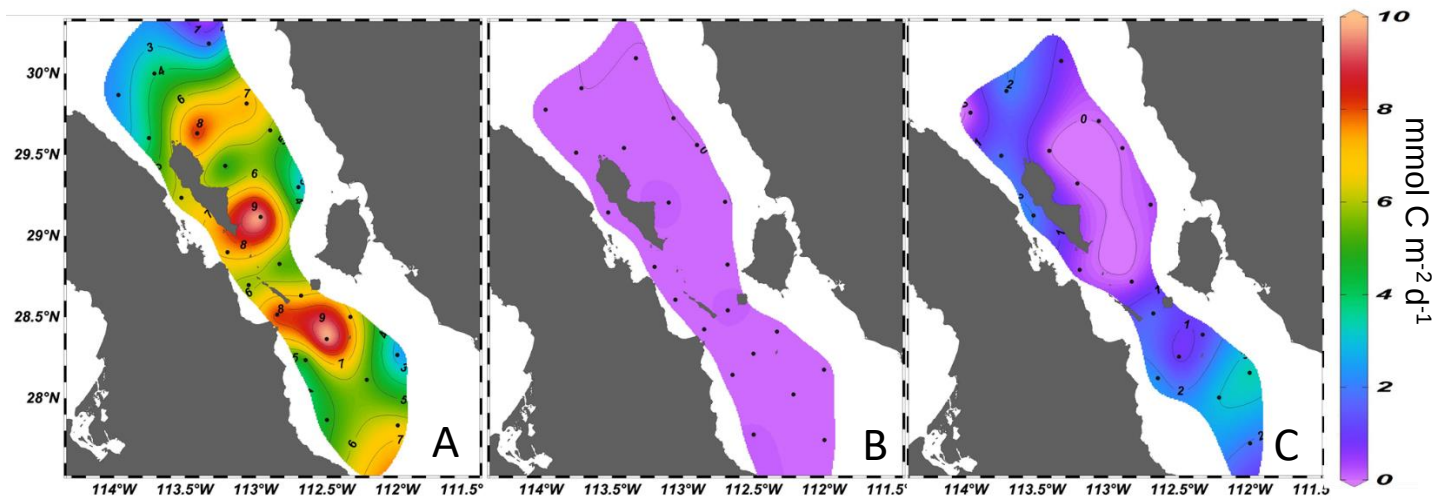


Figura 18: Flujos de bióxido de carbono en la interfase océano atmósfera (FCO_2 ; $\text{mmol C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$). Durante invierno 2002(A), primavera 2003(B) y verano 2004(C) en la región.



Se observó una estacionalidad marcada en los FCO_2 (18A, B y C). Se encontró en invierno un flujo intenso positivo en la mayor parte de la zona de estudio. Se estimaron, en promedio, flujos superiores a $7 \text{ mmol C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ en la mayor parte de la región. En la primavera un estado de equilibrio océano-atmósfera predominó en la zona. Mientras que, durante el verano debido a los vientos intensos registrados, se calculó al norte de Isla Ángel de la Guarda y al sur de Isla Turón, zonas con flujos positivos de $2 \text{ mmol C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Es relevante hacer mención de que no se encontraron valores negativos en ninguna de las temporadas muestreadas. Por lo cual la región se comportó como una fuente de CO_2 durante el periodo de estudio.

Tabla II: Flujos de carbono en la interfase océano-atmósfera (FCO_2 ; $\text{mmol C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) reportados para otras regiones del mundo [modificado de Franco et al. (2014) y Cupul-Cortez (2020)].

Región	Época	FCO_2	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	Cupul-Cortez, (2020)
RGI Golfo de California	Marzo 2002	9.5 a 6	Este estudio
RGI Golfo de California	Mayo 2003	0 a 0.5	Este estudio
RGI Golfo de California	Septiembre 2004	0 a 2	Este estudio



5.4. Subregiones con base a alcalinidad total

En la región de estudio, las únicas masas de agua que interactuaron fueron AGC y ASsSt. Esta última, una vez en la superficie y por un proceso de evaporación, termina generando el Agua del Golfo de California (Lavin y Marinone, 2003). Con la AT como indicador, se trazaron las interacciones que tienen las masas de agua en la región, lo que, a su vez, dividió en una serie de subregiones a la RGI a lo largo del año. La segmentación que se generó separó la región en distintas salinidades, temperaturas y concentraciones de AT. Para generar estas subregiones se tomó en consideración los valores de AT correspondientes a los límites termohalinos del AGC. Con base a los diagramas T-S con Z como TA, se entiende que el ASsSt se mezcló en diferentes proporciones con el AGC, produciendo subregiones como reportaron Hernandez-Ayon *et al.*, (2013) en la variable CID. Con este eje de pensamiento, se intenta replicar lo obtenido mediante análisis de CID vía AT como trazador.

Invierno 2002

Durante invierno, se observó la formación de 2 estructuras que divide el AGC en dos posibles subregiones en función de la AT: 1) La de mayor temperatura a 15°C con concentraciones entre 2340 y $2370\ \mu\text{mol kg}^{-1}$ (Sección en amarillo). Y 2) una sección con salinidades entre 35 y 35.4 , con temperaturas entre 14° y 16°C (sección en rojo). La estructura en el perfil TS-AT presentó valores promedio de $2392\ \mu\text{mol kg}^{-1}$ (fig. 19; fig. 15a).

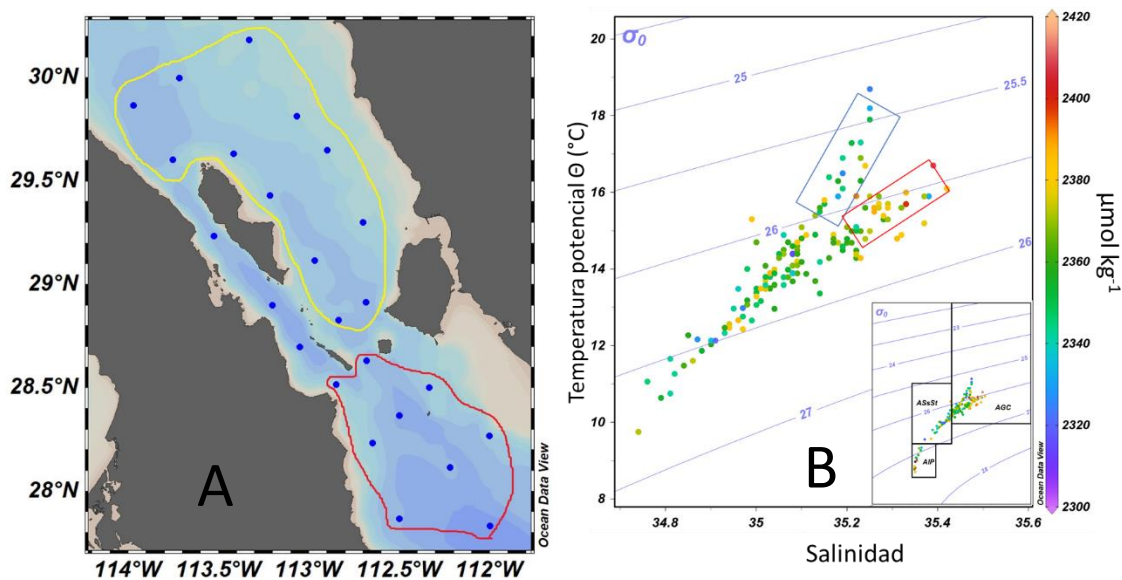


Figura 19: División de las estaciones del área de estudio (con base a los valores termohalinos del AGC), con base a la alcalinidad total (A) y diagrama T-S de Alcalinidad total (B; $\mu\text{mol kg}^{-1}$) centrado en el AGC para la región de las grandes islas durante invierno 2002.



Primavera 2003

Durante la primavera (mayo) 2003, la formación de 2 estructuras que mantuvieron las dos subregiones más pronunciadas en salinidad y temperatura. La temperatura mayor presentó alcalinidades de aproximadamente $2380 \mu\text{mol kg}^{-1}$, en el mapa (A) corresponde a la sección marcada en rojo localizada al norte de la región de estudio. La estructura en el perfil TS-AT presentó valores promedio de $2392 \mu\text{mol kg}^{-1}$ en el área marcada (fig. 20-A) en azul corresponde a la parte inferior del diagrama TS-AT, la cual se marca como una región de mezcla, con valores de $2361 \mu\text{mol kg}^{-1}$. Las áreas marcadas (fig. 20-A) en verde corresponden a los valores encontrados en la parte más al sur de la región, con una $AT > 2369 \mu\text{mol kg}^{-1}$ (fig. 15b).

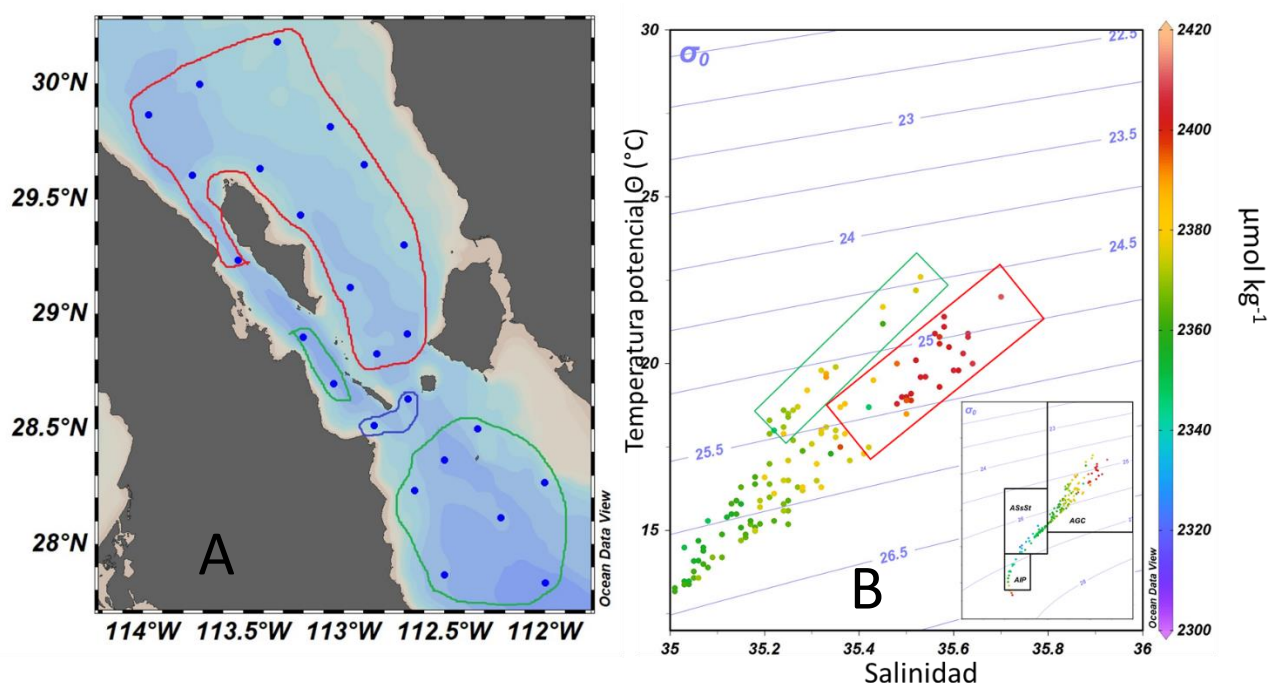


Figura 20: Esquema regional (A) y Diagrama T-S de Alcalinidad total (B; $\mu\text{mol kg}^{-1}$) para la región de las grandes islas durante primavera 2003.



Verano 2004

En el verano, las dos estructuras se elongaron de manera máxima con salinidades de hasta 35.8 y con temperaturas $>29^{\circ}\text{C}$. Sin embargo, espacialmente se observaron tres subestructuras durante el verano 2004 en la región. La región marcada en rojo presenta valores promedio de AT de $2385\ \mu\text{mol kg}^{-1}$. En la parte central de la zona de estudio, al Este de Isla Ángel de la Guarda, se generó una subregión con valores de AT de $2368\ \mu\text{mol kg}^{-1}$. Al sur de Isla Ángel de la Guarda se presentó la tercera subregión, con los valores mínimos de AT en la región para el AGC con $2352\ \mu\text{mol kg}^{-1}$ (fig. 15c).

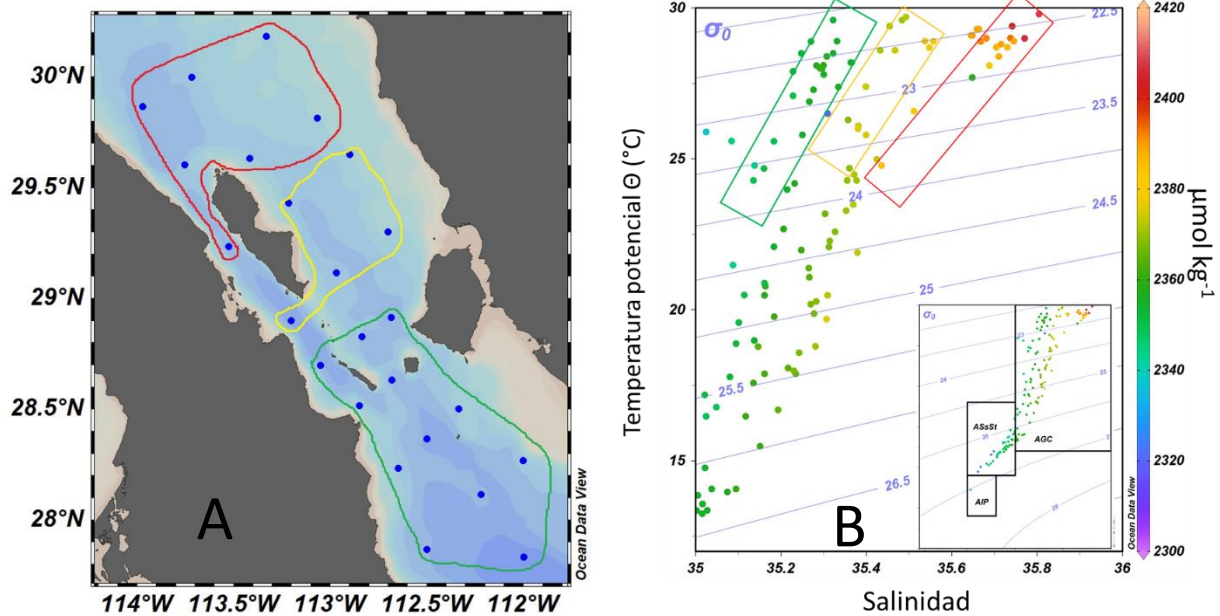


Figura 21: Esquema regional (A) y Diagrama T-S de Alcalinidad total (B; $\mu\text{mol kg}^{-1}$) para la región de las grandes islas durante verano 2004.



6. Discusión

En este trabajo como se explicó, se estudió la variación estacional de los flujos de CO_2 océano-atmósfera que se presentan en la RGI del Golfo de California. Como se describió en los resultados, la dinámica de la pCO_2 y los flujos océano-atmósfera están asociados a la estacionalidad de las masas de agua. Se discutirá, además, la formación de subregiones con base a la alcalinidad total.

6.1. Análisis estacional de las masas de agua

Las principales características que presenta la RGI del Golfo de California es la presencia marcada del AGC en toda la capa superficial (Lavin y Marinone, 2003), así como una mezcla vertical fuerte propiciada por un intervalo amplio de mareas y un patrón de vientos alternante para condiciones de invierno y verano. Estos forzantes físicos (muy posiblemente una combinación de ellos) llevan ASsSt a la superficie y a su vez modifican la composición química de las aguas superficiales. Siguiendo esta línea de pensamiento, los cambios de temperatura-salinidad que se observan en la superficie y el hecho de que la columna de agua se estratifique o se mezcle, indican que la composición en la estructura vertical cambia estacionalmente. Estos cambios estructurales propiciados por la estacionalidad se rigen por la proporción en la que se mezclan el AGC y el ASsSt, por ende, afecta las concentraciones de AT y CID en la región de estudio (Hernández-Ayón *et al.*, 2013).

Las dos masas de agua detectadas en la región de estudio, AGC y ASsSt, corresponden con lo mencionado por Hernández Ayón *et al.*, (2013). La presencia escasa del AIP fue debido a las limitaciones físicas generadas por la batimetría y en conjunto con estas limitantes físicas es que, en la región del archipiélago, la dinámica que controló los procesos de mezcla se rige por las interacciones que tiene el AGC y el ASsSt. Hernández-Ayón *et al.*, (2013) mencionaron que, dentro de la zona, la proporción de las masas de agua es de 39%, 44% y 16% para AGC, ASS y AIP, respectivamente. Asimismo, sugirió que el 83% de la dinámica en la región es producto de la interacción del AGC y el ASsSt, situación que se ve corroborada por los resultados de este trabajo, detectado en los diagramas T-S. El T-S en la forma de “V” descrita para las aguas superficiales de AGC (Fig.5), y la que contiene concentraciones de AT correspondientes con el ASsSt (Fig.6), se observó que, hacia el verano, cuando esta estructura crece, y que, en combinación con las concentraciones de AT que se incrementaron, se atribuyó al porcentaje de mezcla de las proporciones de las masas de agua presentes para cada época, tal como lo proponen Hernández-Ayón *et al.* (2013).



Debido a las limitantes batimétricas, y tal y como lo mencionan Lavin y Marinone (2003) y Hernández-Ayón et al. (2013), el efecto del AIP en la RGI es mínimo, al encontrarse restringida su incorporación por procesos de mezcla a capas superficiales. Esto coincide con lo observado en la fig. 5, en la cual la detección de dicha masa de agua solo se percibió en el lance al sur de las islas. Por lo cual se puede concluir que su efecto en la región de estudio fue prácticamente nulo.

En concordancia con lo descrito por Lavin y Marinone (2003), Delgadillo-Hinojosa *et al.* (2001) y Beron-Vera y Ripa (2000), se apreció cómo el AGC se formó en la parte más norteña de la zona de estudio y paulatinamente (con el paso de invierno-verano) se observó cómo se desplazó hacia el sur, cubrió la parte superficial de la región de estudio. El AGC dominó la superficie durante el verano, similar a lo reportaron Delgadillo-Hinojosa et al. (2001), quienes mencionaron que el AGC ocupó los primeros 160 m de la columna de agua durante el verano en la RGI. Este patrón fue similar a lo encontrado durante el verano 2004 en este estudio (fig. 10-C), cuando se detectó esta masa de agua abarcando una profundidad semejante en la columna de agua. Asimismo, ocurrió lo mismo con el ASsSt, tal y como lo reportaron en 2001, se presentó esta masa de agua localizada en las mismas profundidades durante el 2004. La presencia del AIP correspondió con lo reportado por Delgadillo-Hinojosa *et al.* (2001) quienes la localizaron a los 700 m de profundidad en el verano, lo cual fue concordante con lo encontrado en este estudio. Se observó la presencia de dicha masa de agua en las secciones 2-3 y su respectiva progresión a lo largo de las épocas de estudio.

Siguiendo la progresión temporal, se observó que la entrada del ASsSt y la salida del AGC parecen corresponder con lo descrito por Bray (1988) y Delgadillo-Hinojosa *et al.* (2001). Quienes sugieren que el flujo de agua fuera del golfo ocurrió entre los 50 – 250 m y que el flujo hacia el interior se suscitó entre los 250 – 500 m. Esto se asemeja a lo visto en las figuras 11-D-E-F donde haciendo uso de la AT podemos apreciar como un pulso de agua con AT menor a $2340 \mu\text{mol kg}^{-1}$ y con características termohalinas semejantes al ASsSt, entró a la RGI en las profundidades marcadas por los autores citados previamente y como el AGC (figura 14) inició su formación en la parte norte y ésta avanzó progresivamente hacia el sur conforme transcurrieron los cambios estacionales y los vientos imperantes, de esta manera el balance de masa se mantiene dentro del golfo. (Beron-Vera y Ripa 2000).



6.2. Análisis de las subregiones CID-AT

En el estudio llevado a cabo por Hernández-Ayón *et al.* (2013), los investigadores hicieron uso de los parámetros de CID, salinidad y temperatura para trazar las interacciones de las masas aguas de la región, donde detectaron la formación de tres subregiones dentro del AGC. Durante este trabajo, se emplearon por primera vez las concentraciones de AT. Tomando como consideración los valores de AT asociados al AGC (los primeros 150 m en la columna de agua) y siguiendo la metodología empleada por Hernández-Ayón *et al.* (2013), se hallaron valores de AT concernientes a las subestructuras presentadas en las figuras 19-20. Al segmentar la región de estudio, usando la AT como trazador, se observó en los diagramas T-S referentes a AT, que los valores altos de ésta presentados en las subestructuras (figura de las subregiones) en 2003, refuerzan lo expuesto por Hernández-Ayón *et al.* (2013). Puesto que la mezcla del ASsSt con la AGC, es la que, en conjunto con la evaporación, caracterizó los valores de AT para las aguas superficiales. Se encontró que, en las zonas con mayor mezcla vertical, los valores de AT del AGC no distaron mucho de los que presentó el ASsSt. Mientras que en las zonas más al norte del área de estudio, el incremento del tiempo de residencia en superficie incrementó la AT, producto de la evaporación, la cual es mencionada por diversos autores como el mecanismo generador del AGC.

Así como lo mencionaron Hernández-Ayón *et al.*, (2013), en relación a las concentraciones de CID, y siguiendo lo indicado por Delgadillo-Hinojosa (2001) para las variables termohalinas, en dicha área, se encuentran los valores de AT promedio-superficiales más bajos, cuyos valores termohalinos nos refieren al AGC. Dicha subestructura (fig.19), presentó valores inferiores. Las estructuras que se observaron fueron un reflejo de cómo se produce el AGC en la región y la constante interacción con el ASsSt que se mantienen en mezcla relativamente constante durante todas las épocas. Los valores de AT bajos que se presentaron en la zona entre las islas San Lorenzo y Tiburón durante todas las temporadas del estudio y la presencia de una estructura muy marcada de mezcla durante la primavera 2003 (fig. 20). La cual prevalece durante el invierno y el verano, parece concordar con lo descrito por Simpson *et al.* (1994), el cual nombra a la zona norte del umbral entre dichas islas como un área con “circulación estuarina”, la cual al entrar en contacto con los forzamientos de marea generan un efecto de surgencia cuasi continuo.

Adicionalmente, como lo describieron Hernández-Ayón (2013), se observó cómo la mayor presencia del ASsSt por debajo del umbral conformado por la Isla San Lorenzo e Isla Tiburón se reflejó (fig. 19) en la presencia de valores menores de AT. En comparación con la mayor proporcionalidad de AGC encontrada al norte de dicha área, donde fueron característicos valores de CID ($2200 \mu\text{mol kg}^{-1}$) y concentraciones de AT altas ($2380 \mu\text{mol kg}^{-1}$) Se observó cómo durante el verano 2004, en la región se forman las subestructuras marcadas en la figura 21. Se correlacionaron los valores de AT para



cada subestructura y se identificó que las condiciones planteadas por Hernández-Ayón *et al.* (2013) permanecen. Por lo que se establecieron tres subregiones diferenciables por salinidad-temperatura y por sus valores característicos de AT (2400, 2370, 2350 $\mu\text{mol kg}^{-1}$). Tal y como lo definieron en CID. Esto pudiese responder a los forzamientos que mencionaron Hernández-Ayón *et al.* (2013).

Es importante citar que fue complejo hacer uso de este análisis de las subregiones para los datos recabados durante 2002. Puesto que las limitantes metodológicas y tecnológicas generaron datos con un umbral de incertidumbre amplio ($\pm 20 \mu\text{moles}$), el cual podemos se presenta en las figuras 22, 23 y 24. Donde contrastando los valores de salinidad-profundidad y AT-profundidad referentes al 2002, 2003 y 2004, se observó dispersión mayor en los valores obtenidos durante el 2002. Sin embargo, a pesar de las limitaciones de precisión, las concentraciones altas de CID, bajas de AT favorecieron este análisis.

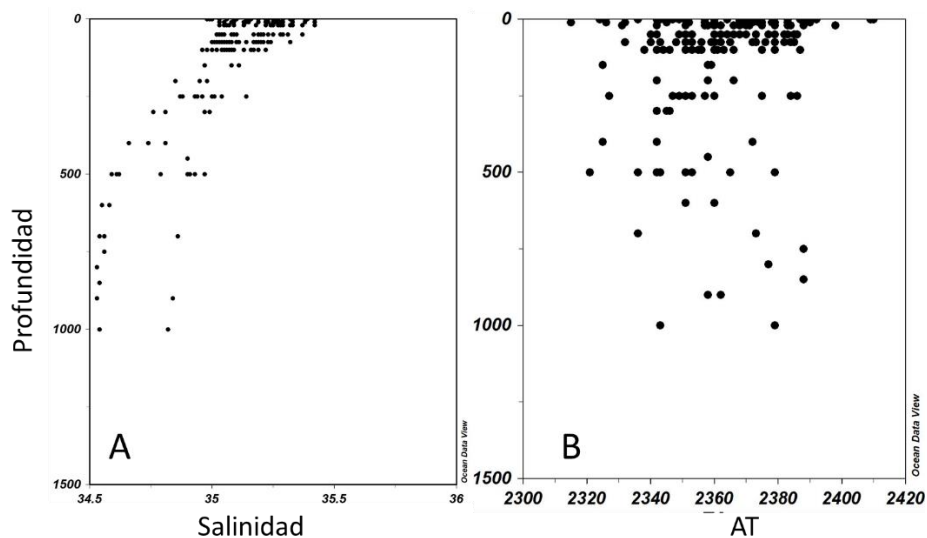


Figura 22: Variabilidad de la alcalinidad total (B; AT; $\mu\text{mol kg}^{-1}$) con respecto a la salinidad(A) en la profundidad para invierno 2002.

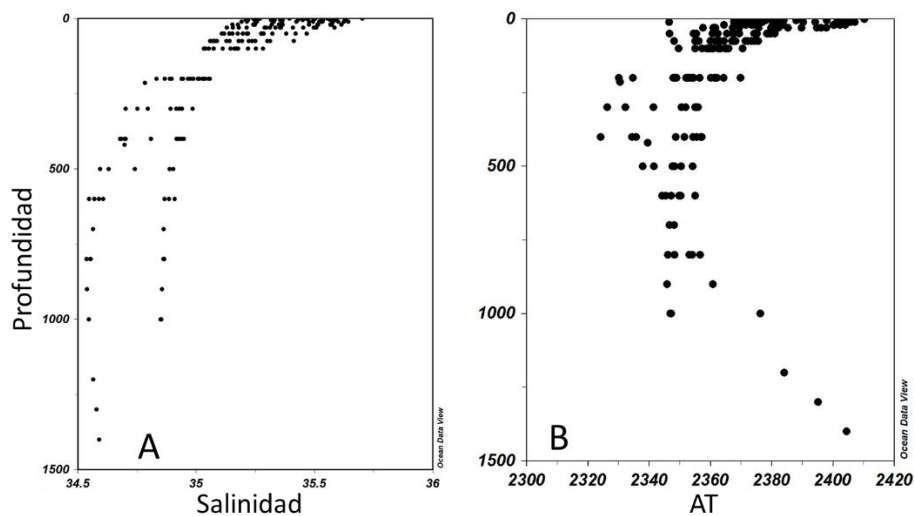


Figura 23: Variabilidad de la AT (B; AT; $\mu\text{mol kg}^{-1}$) con respecto a la salinidad(A) en la profundidad para la primavera 2003.

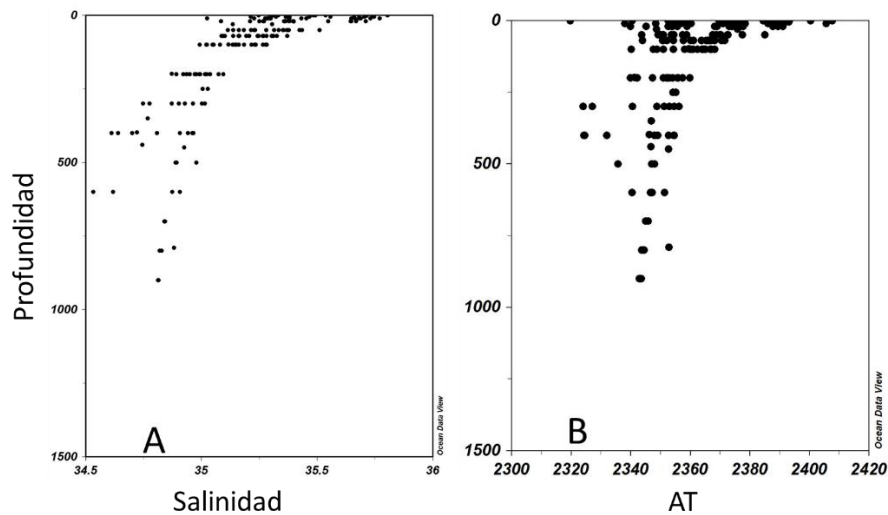


Figura 24: Variabilidad de la AT (B; AT; $\mu\text{mol kg}^{-1}$) con respecto a la salinidad (A) en la profundidad para el verano 2004.



6.3. Dinámica de los flujos de CO₂

Un valor positivo en los FCO₂ indica que la zona se está comportando como fuente de este gas hacia la atmósfera, mientras que un valor negativo es indicativo de que la región está fungiendo como sumidero, y valores cercanos a cero (o iguales a cero) denotan que la zona se encuentra en equilibrio con la atmósfera (Takahashi *et al.*, 2002; Coronado-Álvarez *et al.*, 2017).

La mezcla vertical intensa ocasionada por los forzamientos de mareas y la presencia de temperaturas superficiales bajas, mantienen una capa de agua mezclada, lo que afecta la presencia de agua subsuperficial con concentraciones altas de CID y valores de pCO_{2(mar)} altos. Esto, al combinarse con vientos “intensos”, favorece que el sistema marino sea fuente de CO₂ a la atmósfera. Al reconocer como los forzamientos físicos modifican la cantidad de pCO_{2(mar)} y CID disponible en superficie, observamos la modificación paulatina de las propiedades superficiales en la región (figuras 14-16). Es por eso que la proporción de mezcla que presenta el ASsSt y AGC moduló de manera directa los FCO₂ en la región.

Los niveles de pCO₂ altos registrados en la zona a lo largo de los años fueron descritos por Hidalgo-González *et al.* (1997), Zirino *et al.* (1997) y Hernández-Ayón (2007b), los cuales refieren a la zona como una fuente de CO₂, reportando valores de pCO₂ superiores a los 500 μatm en las aguas superficiales circundantes a las zonas de Isla Ángel de la Guarda e Isla Tiburón. Los FCO₂ obtenidos en este estudio corroboran que la zona es una fuente de CO₂ hacia la atmósfera (fig. 18). Pero la condición de fuente no prevaleció durante todo el año, si bien durante la época de invierno la región denotó ser fuente (ver tabla II), en la época de primavera la región presentó valores de flujos cercanos al equilibrio ¹, considerándose un periodo de equilibrio para este estudio, lo cual es opuesto a lo que se ha reportado (Álvarez-Borrego, 2008) lo cual nos indica que en la temporada de primavera la región parece encontrarse en equilibrio con la atmósfera, lo cual es contrario a lo que se suele mencionar respecto a la región. En verano fue una época “peculiar”, puesto que, a pesar de presentar, en la parte central de la región de estudio, valores muy cercanos al equilibrio en la parte norte y sur se calcularon flujos de CO₂ de hasta 2 mmol C m⁻² d⁻¹. Lo anterior debido a magnitudes de viento mayores en las zonas cercanas a las islas Ángel de la Guarda y Tiburón, las cuales han sido reportadas anteriormente (Álvarez-Borrego y Lara-Lara, 1991).

Durante el verano, los valores superficiales de ΔpCO_2 fueron los más bajos, pero sumados a los vientos ($> \text{m s}^{-1}$) que se tienen en la región provenientes del sureste, favoreció que los flujos fueran de 2 mmol C m⁻² d⁻¹. Esto contrasta con los valores reportados por Hidalgo *et al.* (1997), quienes calcularon flujos de 23 mmol C m⁻² d⁻¹ en las áreas circundantes a la isla San Lorenzo durante julio (principios de verano) de 1990. Dichos valores hacen referencia a estaciones de colecta ubicadas en el Canal de Ballenas (lado oeste de la isla). Estos flujos altos se debieron a la presencia de vientos con una magnitud de 25 m s⁻¹. Es importante tomar en cuenta el método utilizado por



Hidalgo et al. (1997) para calcular la $p\text{CO}_{2(\text{mar})}$. Ellos estimaron la $p\text{CO}_{2(\text{mar})}$ mediante mediciones in situ de pH y la alcalinidad específica estimada con mediciones de salinidad “clorinidad” (“alcalinidad* $10^3/\text{clorinidad}$ ” Skirrow, 1965). Ellos utilizaron una alcalinidad específica de $0.120 \text{ meq kg}^{-1} \text{ ‰}$. Mientras que, en este estudio, los cálculos se llevaron a cabo mediante mediciones directas de CID y AT.

Tal y como lo citó Wanninkhof (2014), la presencia de vientos “débiles o fuertes” determina en gran medida los valores de FCO_2 que se presentan. Esto es fácil de constatar al comparar los resultados obtenidos en los estudios realizados en la zona de Tehuantepec en Oaxaca por Chapa-Balcorta et al. (2015). En esa área se calcularon los flujos de CO_2 de $42 \text{ mmol C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$; mientras que en nuestro estudio los máximos valores fueron de $9.5 \text{ mmol C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (fig. 12-D). Esto se debe a los vientos y la $p\text{CO}_{2(\text{mar})}$, pues las velocidades que se registraron en la zona de Oaxaca, la cual se encuentra influenciada por los vientos “tehuanos” fueron de 19.3 m s^{-1} . Estos valores fueron 5 veces mayores a los utilizados para calcular los flujos en la RGI. Es, por tanto, que el efecto que presentan los vientos en los cálculos de FCO_2 se corrobora al observar la fig. 25, donde podemos apreciar la relación que tienen los valores $p\text{CO}_2$ y la velocidad del viento. Por lo cual medir con precisión las variables del carbono y los vientos presentes durante los cálculos de $p\text{CO}_2$ es de suma importancia, puesto que la magnitud del viento es una variable cuadrática en la ecuación (Liss y Mervilat, 1986), de la misma forma, es relevante comprender que par de variables son mejores para calcular los flujos. Siendo el CID y la AT el mejor conjunto de variables para derivar los demás, debido a que no son afectadas por cambios de temperatura y presión (Lewis y Wallace, 1998), para estimar los FCO_2 (Coronado-Álvarez et al., 2017).

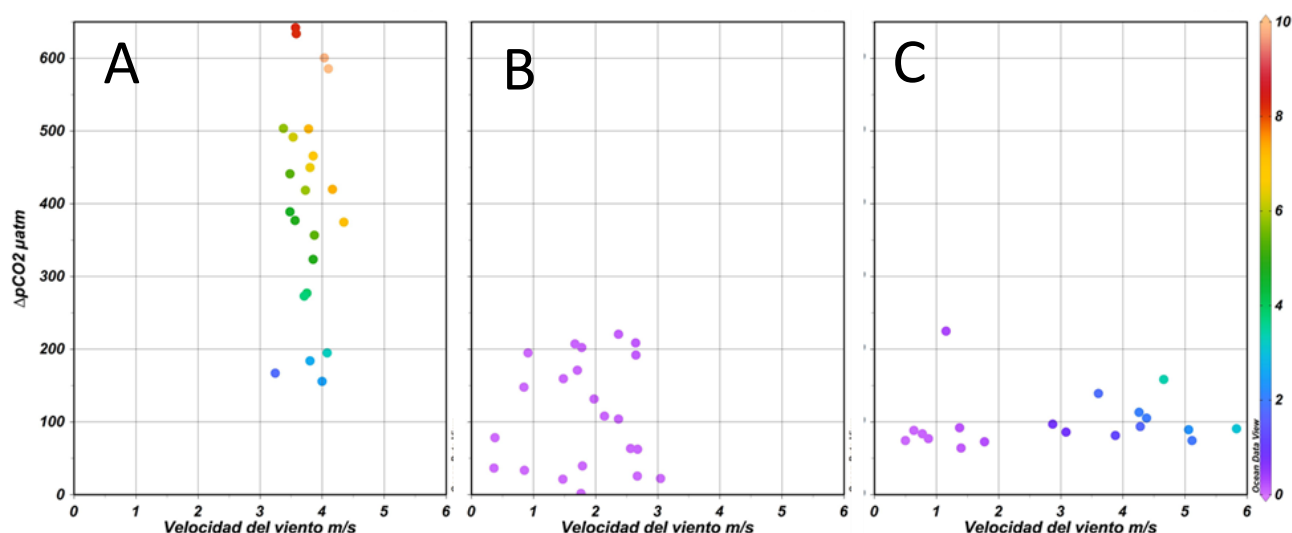


Figura 25: Relación entre la velocidad del viento (U_{10} ; m s^{-1}), la diferencia entre presiones parciales de CO_2 en el océano y la atmósfera ($\Delta p\text{CO}_2$; μatm) y el flujo de CO_2 (escala de color) en la interfase océano-atmósfera ($\text{FCO}_2\text{-}p\text{CO}_2$), en invierno(A), primavera(B) y verano(C), (Liss y Merlivat, 1986; Wanninkhof, 2014).



7. Conclusiones

Históricamente se ha estipulado que la RGI del Golfo de California es una fuente continua de CO_2 . Los resultados obtenidos en este trabajo señalan que, si bien la región es una fuente de CO_2 , dicho estado no es permanente durante todas las épocas del año. En este trabajo se observó un marcado efecto estacional en las variables del sistema del CO_2 y en los FCO_2 .

1. Los flujos de CO_2 presentaron un comportamiento estacional. Encontrando los flujos más altos durante el invierno, época en la cual la presencia de ASsSt es mayor en superficie y la $\text{pCO}_{2(\text{mar})}$ mayor. Hacia el verano, las magnitudes del flujo disminuyeron. La región fue fuente durante el invierno, presentando flujos máximos de $9.6 \text{ mmol C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ y mínimos de $6 \text{ mmol C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ a lo largo de toda la región de estudio, y el resto del periodo de estudio (verano y primavera) la región se encontró en equilibrio con la atmósfera. Debido a que no existen trabajos previos sobre estimaciones de los FCO_2 en la región, resulta complicado contrastar los resultados obtenidos.
2. Uno de los aspectos relevantes encontrados durante el desarrollo de este trabajo, fue el evaluar y estudiar la formación de subregiones en espacio y tiempo dentro de la misma masa de Agua del Golfo mediante la alcalinidad total. Las subregiones oceanográficas del AGC utilizando como trazador el CID corresponden con las marcadas en este estudio empleando los valores de AT. Lo que refuerza la idea de que la mezcla proporcional entre el AGC y el ASsSt, se ve reflejada en la distribución del CID y AT.
3. Se observó que la región presentó estacionalidad marcada de las concentraciones de CID y $\text{pCO}_{2(\text{mar})}$. Las variables presentaron sus valores máximos superficiales durante el invierno y mínimos hacia el verano. La alcalinidad total presentó una relación inversa con respecto a las variables anteriormente mencionadas. Los valores máximos en verano y mínimos en invierno. Asimismo, la AT presentó una tendencia a incrementar latitudinalmente, encontrando valores mayores en las partes más norteñas.
4. Haciendo uso de los diagramas T-S y sus valores relacionados de AT y CID, se trazaron las distribuciones de las masas de agua presentes en la región y su comportamiento estacional. Se determinó que, en la región de las grandes islas, el AGC y el ASsSt son las masas de agua cuya relación y mezcla, rigen en conjunto la distribución de las variables del sistema del CO_2 .



8. Referencias

- Álvarez-Borrego** S. (2008). Oceanografía de la región de las grandes islas. In: Danemann G.D., Ezcurra E. (eds.), Bahía de los Ángeles: recursos naturales and comunidad. Línea base 2007. San Diego(CA): SEMARNAT, INE, Pronatura Noroeste A.C., San Diego Natural History Museum. p. 45–65.
- Beron-Vera**, F.J. y P. Ripa. (2000). Seasonal salinity balance in the Gulf of California. J. Geophys. Res. 107(C8): 10.1029/2000JC000769.
- Blunden**, J. y Arndt, D. S. (2019): State of the Climate in 2018. Bulletin of the American Meteorological Society, 100 (9), Si–S305.
- Chapa-Balcorta** C., J.M. Hernández-Ayón, R. Durazo, E. Beier, S.R. Alin y A. López1041 Pérez. (2015). Influence of post-tehuano oceanographic processes in the dynamics of the CO₂ system in the Gulf of Tehuantepec, Mexico. Journal of Geophysical Research: Oceans. 1-19 p.
- Chávez** F.P, T. Takahashi, W.-J. Cai, G. Friederich, B. Hales, R. Wanninkhof y R.A. Feely. (2007). Coastal Oceans. En: The First State of the Carbon Cycle Report (SOCCR): The North American Carbon Budget and Implications for the Global Carbon Cycle. A report by the U.S. Climate Change Science Program and the Subcommittee on Global Change Research. [King, A.W., L. Dilling, G.P. Zimmerman, D.M. Fairman, R.A. Houghton, G. Marland, A.Z. Rose y T.J. Willbanks (eds). National Oceanic and Atmospheric Administration, National Climatic Data Center. Asheville, North Carolina. Estados Unidos de América. 157-166 p.
- Coronado-Álvarez**, L. de L. A., Álvarez-Borrego, S., Lara-Lara, J. R., Solana-Arellano, E., Hernández-Ayón, J. M., & Zirino, A. (2017). Temporal variations of water pCO₂ and the air–water CO₂ flux at a coastal location in the southern California Current System: diurnal to interannual scales. Ciencias Marinas, 43(3), 137–156. <https://doi.org/10.7773/cm.v43i3.2707>
- Delgadillo-Hinojosa** F, Macías-Zamora JV, Segovia-Zavala JA, Torres-Valdés S. (2001). Cadmiun enrichment in the Gulf of California. Mar. Chem. 75: 109–122 pp.
- Espinoza-Carreón**, T. L., and D. Escobedo-Urías. 2017. South region of the Gulf of California large marine ecosystem upwell-ing, fluxes of CO₂ and nutrients. <https://doi.org/10.1016/j.envdev.2017.03.005>
- Fabry**, V. J., B. A. Seibel, R. A. Feely and J. C. Orr. (2008). Impacts of ocean acidification on marine fauna and ecosystem processes. ICES Journal of Marine Science 65:414–432.



- Feely, R.A., Doney, S.C., Cooley, S.R.** (2009). Ocean acidification: Present conditions and future changes in a high-CO₂ world. *Oceanography*. 22 (4): 36-47.
- Franco, A.C., J.M. Hernández-Ayon, E. Beier, V. Garçon, H. Maske, A. Paulmier, J. Färber-Lorda, R. Castro and R. Sosa-Ávalos.** (2014). Air-sea CO₂ fluxes above the stratified oxygen minimum zone in the coastal region off Mexico. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 119(1): 1-15pp.
- Gaxiola-Castro, G., S. Alvarez Borrego y R.A. Shwartzlose** (1978). Sistema del bióxido de carbono en el Golfo de California. *Cienc. Mar.* 5: 25–40.
- Gaxiola-Castro, G., Hernández-Ayón, J.M., Lara-Lara, J., Sosa-Ávalos, R., & Cepeda Morales, J.** (2017). Importancia del intercambio y reservorios de carbono en los mares y costas mexicanas. *Elementos Para Políticas Públicas*, 1(1).
- Hernández-Ayón, J.M., Zirino-Weiss A., Delgadillo-Hinojosa, F. y Galindo-Bect, S.** (2007a). Carbono inorgánico disuelto en el Golfo de California en condiciones de verano. pp45-57. Hernández-de-la-Torre, B. y Gaxiola-Castro, G. (Eds.) Carbono en ecosistemas acuáticos de México. Secretaria de medio ambiente y recursos naturales, Instituto nacional de ecología y CICESE. México DF.
- Hernández-Ayón, J.M., Delgadillo-Hinojosa, F., Camiro-Vargas, T., López-Mariscal, M.** (2007b). Estudio de las variables del CO₂ en la región de las grandes islas del golfo de California en condiciones de invierno. pp.59-73 Hernández-de-la-Torre, B. y Gaxiola-Castro, G. (Eds.) Carbono en ecosistemas acuáticos de México. Secretaria de medio ambiente y recursos naturales, Instituto nacional de ecología y CICESE. México DF.
- Hernández-Ayón, J. M., Chapa-Balcorta, C., Delgadillo-Hinojosa, F., Camacho-Ibar, V. F., Huerta-Díaz, M. A., Santamaría-del-Angel, E., Galindo-Bect, S., & Segovia-Zavala, J. A.** (2013). Dynamics of dissolved inorganic carbon in the Midriff Islands of the Gulf of California: Influence of water masses. *Ciencias Marinas*, 39(2), 183–201. <https://doi.org/10.7773/cm.v39i2.2243>
- Hidalgo-González, R. M., Zirino, A., & ÁlvarezBorrego, S.** (1997). Mezcla en la región de las grandes islas del Golfo de California: efecto en la pCO₂ superficial. *Ciencias Marinas*, 23(3), 317-327.
- Hidalgo-González, R.M., Álvarez-Borrego S.** (2004). Total and new production in the Gulf of California estimated from ocean color data from the satellite sensor SeaWiFS. *Deep-Sea Res. II* 51: 739–752



- Lavín**, M.F., Marinone, S.G. (2003). An Overview of the Physical Oceanography of the Gulf of California. In: Velasco Fuentes, O.U., Sheinbaum, J., Ochoa, J. (eds) *Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics*. Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-94-010-0074-1_11
- Lewis** E. y D. Wallace (1998). Program developed for CO₂ system calculations. ORNL/CDIAC-105. Carbon Dioxide Inf. Anal. Cent. Oak Ridge Natl. Lab. US Dep.Of Energy. Oak Ridge. Tenn.
- Lindsey**, R., (2019). Climate Change: Atmospheric Carbon Dioxide, Climate.gov. NOAA
- Liss** P, Merlivat L. (1986). Air-Sea exchange rates: Introduction and synthesis. In: Buart Menard P (ed.), *The role of Air-Sea Exchange in Geochemical Cycling*. Reidel Publishing Company, Boston, pp. 113–127.
- Montes-Hugo**, M.A., S. Alvarez Borrego y A. Zirino (1998). The winter air-water CO₂ net flux is not significant in the Gulf of California to the north of 30°N. *Cienc.Mar.* 29(4): 483–490.
- Ocampo-Torres**, F.J., García, H. (2007). La interacción entre el océano y la atmosfera: Aspectos físicos relevantes en la transferencia de gases. pp. 29-40 Hernández-de-la-Torre, B. y Gaxiola-Castro, G. (Eds.) *Carbono en ecosistemas acuáticos de México*. Secretaria de medio ambiente y recursos naturales, Instituto nacional de ecología y CICESE. México DF.
- Skirrow**, G. and Riley, J.P. (1965): *Chemical oceanography*. Vol. I. Academic Press. London and New York.
- Soto-Mardones**, L., Marinone, S., & Parés-Sierra, A. (1999). Time and spatial variability of sea surface temperature in the Gulf of California. *Ciencias Marinas*, 25(1), 1–30. <https://doi.org/10.7773/cm.v25i1.658>
- Sverdrup**, H. U. (1941). The Gulf of California: Preliminary discussion of the cruise of the EW Scripps in February and March 1939. In *Proc. 6th Pac. Sci. Congr* (Vol. 3, pp. 161-166).
- Takahashi** T., Sutherland S.C., Sweeney C., Poisson A., Metzl N., Tilbrook B., Bates N.R., Wanninkhof R., Feely R.A., Sabine C.L., et al. (2002). Global sea-air CO₂ flux based on climatological surface ocean pCO₂, and seasonal biological and temperature effects. *Deep-Sea Res.* 9: 1601– 1622.
- Takahashi**, T., Sutherland, S.C., Wanninkhof, R., Sweeney, C., Feely, R.A., Chipman, D.W., Hales, B., Friederich, G., Chavez, F., Sabine, C., Watson, A., Bakker, D.C.E., Schuster, U., Metzl, N., Yoshikawa-Inoue, H., Ishii, M., Midorikawa, T., Nojiri, Y., Körtzinger, A., Steinhoff, T., Hoppema, M., Olafsson, J., Arnarson, T.S., Tilbrook, B., Johannessen, T., Olsen,



- A., Bellerby, R., Wong, C.S., Delille, B., Bates, N.R. and Baar, H. J. W. (2009): Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO₂, and net sea-air CO₂ flux over the global oceans, *Deep-Sea Research II* 56(8-10), pp.554-577. doi: 10.1016/j.dsr2.2008.12.009
- Wanninkhof, R., & Thoning, K. (1993).** Measurement of fugacity of CO₂ in surface water using continuous and discrete sampling methods. *Marine Chemistry*, 44(2-4), 189–204. doi:10.1016/0304-4203(93)90202
- Wanninkhof, R., (2014),** Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean revisited, *Limnol. Oceanogr. Methods*, 12, doi:10.4319/lom.2014.12.351.
- Zirino A., Hernández-Ayón J.M., Fuhrman R.A., Alvarez-Borrego S., Gaxiola-Castro G., Lara-Lara R., Bernstein R.L. (1997).** Estimaciones superficiales de pCO₂ en el Golfo de California a partir de mediciones continuas de pH e imágenes de satélite. *Cienc. Mar.* 23: 1–22.