

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN  
SUPERIOR DE ENSENADA, BAJA CALIFORNIA**



---

**PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS  
EN OCEANOGRAFÍA FÍSICA**

---

**Circulación y balance estacional de calor y sal en el Alto Golfo  
de California**

Tesis

para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de  
Doctor en Ciencias

Presenta:

**Jorge Manuel Montes Aréchiga**

Ensenada, Baja California, México

2015

Tesis defendida por

**Jorge Manuel Montes Aréchiga**

y aprobada por el siguiente comité

---

Dr. Alejandro Francisco Parés Sierra  
*Director del Comité*

---

Dr. Luis Gustavo Álvarez Sánchez  
*Miembro del Comité*

---

Dr. Anatoliy E. Filonov  
*Miembro del Comité*

---

Dr. Silvio Guido Lorenzo Marinone Moschetto  
*Miembro del Comité*

---

Dr. Francisco Javier Ocampo Torres  
*Coordinador del Programa de  
Posgrado en Oceanografía física*

---

Dr. Jesús Favela Vara  
*Director de Estudios de Posgrado*

Junio, 2015

Resumen de la tesis que presenta Jorge Manuel Montes Aréchiga como requisito parcial para la obtención del grado de Doctor en Ciencias en Oceanografía física.

## **Circulación y balance estacional de calor y sal en el Alto Golfo de California**

Resumen elaborado por:

---

Jorge Manuel Montes Aréchiga

Se utilizaron datos de 24 cruceros para describir la variación estacional de la salinidad absoluta promedio ( $\langle S_A \rangle$ ) y la temperatura conservativa promedio ( $\langle \Theta \rangle$ ) dentro de cuatro dominios dentro del Alto Golfo de California (UGC). Se utilizaron valores mensuales de  $\langle S_A \rangle$ ,  $\langle \Theta \rangle$  y flujos de calor en la superficie obtenidos de la base de datos de ERA-Interim, ajustados a una señal estacional para calcular los flujos horizontales de salinidad y contenido de calor. Se encontró que el AGC exporta sal y calor a la parte norte del Golfo de California (NGC) la mayor parte del año, con una media anual de  $1.6 \text{ g/kg año}^{-1}$  para el flujo de sal y  $0.16 \text{ TW}$  para el flujo de calor. Los resultados sugieren que el exceso neto de evaporación ( $\sim 0.8 \text{ m/año}$ ) y el calor ganado por la superficie ( $\sim 70 \text{ W/m}^2$ ) son los principales factores que controlan el intercambio de sal y de calor entre el AGC y el NGC. Para identificar los principales factores dinámicos involucrados en el balance de salinidad y calor, se implementó un modelo numérico de alta resolución (ROMS) en la región. La principal característica de la circulación en el AGC, consiste en un flujo ciclónico en la superficie que se extiende en la vertical como un patrón de flujo lateral con corte horizontal, con entrada por el lado de Sonora y salida por el lado de Baja California. Aunque el patrón de circulación ciclónica es permanente la mayor parte del año, las velocidades máximas se alcanzan durante verano ( $\sim 0.20 \text{ m/s}$ ) y presentan una significativa disminución durante otoño e invierno. Los resultados indican que el máximo intercambio entre el AGC y el NGC ocurre durante verano, cuando el transporte neto de volumen ( $\sim 0.9 \text{ SV}$ ) es dominado por el transporte horizontal.

Palabras Clave: **Alto Golfo de California, circulación, balance de sal, balance de calor, estuario.**

Abstract of the thesis presented by Jorge Manuel Montes Aréchiga as a partial requirement to obtain the Doctor in Sciences degree in Physical oceanography.

## **Circulation and seasonal heat and salt balance in the Upper Gulf of California**

Abstract by:

---

Jorge Manuel Montes Aréchiga

The salinity and heat balance, as well as the seasonal variation of the average absolute salinity ( $\langle S_A \rangle$ ) and conservative temperature ( $\langle \Theta \rangle$ ) was described using data from 24 cruises within four domains in the Upper Gulf of California (UGC). Monthly values of  $\langle S_A \rangle$  and  $\langle \Theta \rangle$  and surface fluxes obtained from ERA-Interim reanalysis datasets, were fitted to a seasonal signal and then the horizontal fluxes of salinity and heat content were calculated using balance equations. The UGC exports salt and heat to the Northern Gulf of California (NGC) almost all the year, with an annual mean of  $1.6 \text{ g/kg year}^{-1}$  for the salinity flux and  $0.16 \text{ TW}$  for the heat flux. Our results suggest that the net excess of evaporation ( $\sim 0.8 \text{ m/year}$ ) and heat gain by the surface ( $\sim 70 \text{ W/m}^2$ ) are the main factors controlling the exchange of salinity and heat between the AGC and the NGC. To aid in the identification of the relevant dynamical factors involved in the heat and salinity balances, a high resolution numerical model (ROMS) was implemented for the region. The main feature of the AGC circulation consists of a cyclonic surface flow that extends vertically downwards as a laterally sheared flow pattern, with an inflow at the Sonora coast side and outflow at the Baja California coast side. Although the cyclonic circulation pattern remains most of the year, the maximum velocities ( $\sim 0.20 \text{ m/s}$ ) are reached in June. Our results indicate that the major exchange between the UGC and the NGC occurs in June and July when the net volume transport ( $\sim 0.9 \text{ SV}$ ) is dominated by the horizontal overturning transport.

**Keywords:** Upper Gulf of California, circulation, salt balance, heat balance, estuary.

## **Dedicatoria**

***A la memoria del Dr. Miguel Lavín***

***y***

***a mis Padres***

## Agradecimientos

A mis directores de tesis. Al Dr. Alejandro Parés por su acertada asesoría, su paciencia y apoyo durante el desarrollo de este trabajo. Al Dr. Miguel Lavín (q. d. e. p.), de quien fue la idea inicial de este trabajo y gracias a su colaboración fue tomando forma.

A los miembros del comité, al Dr. Guido Marinone, al Dr. Lius Gustavo Álvarez y al Dr. Anatoliy Filonov, por sus revisiones y comentarios que ayudaron a mejorar este trabajo.

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) y a los investigadores, técnicos y personal administrativo del Departamento de Oceanografía Física.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) y al Departamento de Oceanografía Física por brindarme el apoyo económico para realizar mis estudios de doctorado.

Al personal académico del posgrado en Hidrometeorología de la UDG.

A quienes realizaron las mediciones hidrográficas y de corrientes que se utilizaron en este trabajo.

A mis padres, Jorge Montes y María del Carmen Aréchiga y a mis hermanos Ma. de San Juan y Luis A., que siempre han estado apoyándome incondicionalmente en todo. Y a mi querida Paula, por estar conmigo a pesar de la distancia.

Y a todos mis amigos y compañeros.

Y a todo aquel que directa (consciente) o indirectamente (inconscientemente) ayudó en la realización de este trabajo.

Gracias.

# Tabla de contenido

	Página
<b>Resumen en español</b>	<b>ii</b>
<b>Resumen en inglés</b>	<b>iii</b>
<b>Dedicatoria</b>	<b>iv</b>
<b>Agradecimientos</b>	<b>v</b>
<b>Lista de figuras</b>	<b>viii</b>
<b>Lista de tablas</b>	<b>xi</b>
<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. La parte norte del Golfo de California . . . . .	1
1.2. Área de estudio . . . . .	2
1.3. Dinámica de un estuario inverso . . . . .	3
1.3.1. Estructura vertical de la circulación gravitacional . . . . .	4
1.3.2. Circulación en el Alto Golfo de California . . . . .	6
<b>2. Metodología</b>	<b>7</b>
2.1. Datos . . . . .	7
2.1.1. Mediciones de corrientes . . . . .	8
2.2. Ecuaciones de balance . . . . .	9
2.2.1. Condiciones de frontera . . . . .	11
2.3. Modelo numérico . . . . .	13
<b>3. Resultados</b>	<b>19</b>
3.1. Variación estacional de la temperatura y salinidad . . . . .	19
3.1.1. Dominio 1 . . . . .	19
3.1.2. Dominio 2 . . . . .	20
3.1.3. Dominio 3 . . . . .	21
3.2. Flujos de calor en la superficie . . . . .	23
3.3. Balance estacional de calor y sal . . . . .	24
3.3.1. Balance estacional de calor . . . . .	24
3.3.2. Balance estacional de sal . . . . .	26
3.4. Circulación . . . . .	28
3.4.1. Circulación en el NGC . . . . .	28
3.4.2. Circulación en el AGC . . . . .	29
3.5. Distribución vertical de la velocidad . . . . .	30
3.5.1. Frontera $\Gamma_{1+1/2}$ . . . . .	31
3.5.2. Frontera $\Gamma_{2+1/2}$ . . . . .	32
3.5.3. Frontera $\Gamma_{3+1/2}$ . . . . .	33
3.6. Series de tiempo de velocidad . . . . .	35
3.7. Transporte . . . . .	37
3.8. Distribución de las variables hidrográficas . . . . .	39
<b>4. Discusiones</b>	<b>41</b>
4.1. Flujos de calor y agua dulce en la superficie . . . . .	41

## Tabla de contenido (continuación)

4.2.	Balances estacionales de calor y salinidad . . . . .	42
4.3.	Circulación . . . . .	43
4.4.	Estructura lateral del flujo de intercambio . . . . .	46
<b>5.</b>	<b>Conclusiones</b>	<b>48</b>
	<b>Lista de referencias</b>	<b>50</b>

## Lista de figuras

Figura	Página
1. Mapa del Alto Golfo de California, mostrando la posición de las estaciones hidrográficas utilizadas (puntos) y configuración de los dominios espaciales utilizados (líneas continuas). La estrellas indican la posición de los anclajes A1 y A3, donde se tomaron las mediciones de corrientes del 30 de junio al 22 de agosto de 1999. . . . .	3
2. Estructura vertical del flujo de intercambio en un estuario con una batimetría idealizada dada por $H_y = H_0 \exp(-(y - y_p)^2/b_1^2)$ , donde $y_p$ es donde se localiza la parte más profunda del canal, $H_0$ y $b_1$ determina la pendiente lateral del canal. Las áreas grises denotan flujos hacia adentro. Tomada de Valle-Levinson (2008). . . . .	5
3. (a) Número de cruceros por año. (b) Número de cruceros por mes. En gris más claro se marcan los cruceros con condiciones anómalas, es decir, fueron realizados en año Niño. . . . .	7
4. Esquema ilustrativo de las fronteras $\Gamma_{i+1/2}$ y términos de la ecuación de balance de sal en los dominios $D_i$ dentro del AGC. El término $F_i^E$ representa a los flujos de calor y sal asociados con el flujo de calor en la superficie ( $Q_i$ ) y evaporación ( $E_i$ ). En el caso del balance de sal: $F_i^E = \langle S_A \rangle_i A_i (E - P)_i$ y en el balance da calor: $F_i^E = [Q_i - \rho_i C_{pi} \langle \Theta \rangle_i (E - P)_i] A_i$ . . . . .	13
5. (a) Celda de malla Arakawa-C donde se muestra la ubicación de las variables de densidad ( $\rho$ ), y velocidad horizontal ( $u$ , $v$ ), $\xi(x, y)$ y $\eta(x, y)$ , son las coordenadas horizontales curvilíneas. (b) Posición en la vertical en $N$ niveles de las variables de densidad ( $\rho$ ) y la velocidad vertical ( $w$ ). Tomada del manual del ROMS 2012. . . . .	14
6. Puntos de malla y batimetría de la configuración para el GC (negro) y la configuración anidada del NGC (rojo), por razones de visualización solo se presentan cada 5 puntos de malla. En el acercamiento se pueden observar los rasgos batimétricos del AGC. . . . .	17
7. Resultado del ajuste estacional en el dominio D1: (a) temperatura conservativa ( $\Theta$ ), (b) componentes anual y semianual de $\Theta$ , (c) salinidad absoluta ( $S_A$ ), (d) componentes anual y semianual de $S_A$ . Las líneas negras corresponden al ajuste, los puntos grises son los valores de los promedios mensuales y la banda gris es el límite de confianza del ajuste al 95%. . . . .	20
8. Igual que en la Figura 7 pero en el dominio 2. . . . .	21
9. Igual que en la Figura 7 pero en el dominio 3. . . . .	22
10. Resultado del ajuste estacional: (a) flujo neto de calor ( $Q$ ), (b) componentes anual y semianual de $Q$ , (c) evaporación menos precipitación ( $E - P$ ), (d) componentes anual y semianual de $E - P$ . Las líneas negras corresponden al ajuste, los puntos grises son los valores de los promedios mensuales y la banda gris es el limite de confianza del ajuste al 95%. . . . .	23

## Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
11. (a) Amplitud del promedio anual, componente anual y semianual del flujo de calor a través de las fronteras $\Gamma_{i+1/2}$ . (b) Fase en meses de la componente anual y semianual. (c) Porcentaje de varianza explicada por la componente anual y semianual. . . . .	25
12. (a) Flujo horizontal de la anomalía de contenido de calor $F_{i+1/2}^H$ (en TW) a través de las fronteras $\Gamma_{i+1/2}$ . Los valores positivos de $F_{i+1/2}^H$ indican flujo hacia afuera del dominio y valores negativos indican flujo hacia el interior de del dominio. (b) Términos de la ecuación de balance de calor en el AGC. . . . .	26
13. (a) Amplitud del promedio anual, componente anual y semianual del flujo de salinidad a través de las fronteras $\Gamma_{i+1/2}$ . (b) Fase en meses de la componente anual y semianual. (c) Porcentaje de varianza explicada por la componente anual y semianual. . . . .	27
14. (a) Flujo horizontal de la anomalía de salinidad $F_{i+1/2}^S$ (en g/kg año <sup>-1</sup> ) a través de las fronteras $\Gamma_{i+1/2}$ . Los valores positivos de $F_{i+1/2}^S$ indican flujo hacia afuera del dominio y valores negativos indican flujo hacia el interior de del dominio (b). Términos de la ecuación de balance de sal en el AGC. . . . .	28
15. Promedios mensuales de las velocidades superficiales en el NGC obtenidas del ROMS. Los contornos corresponden a la magnitud de la velocidad y las flechas indican la dirección de la corriente. Solo se grafica 1 de 10 puntos. . . . .	29
16. Promedios mensuales de las velocidades superficiales en el Alto Golfo de California obtenidas del ROMS. Los contornos corresponden a la magnitud de la velocidad y las flechas indican la dirección de la corriente. Solo se grafica 1 de 10 puntos. . . . .	30
17. Promedio anual de la velocidad superficial en el Alto Golfo de California obtenidas del ROMS. Los contornos corresponden a la magnitud de la velocidad y las flechas (normalizadas) indican la dirección de la corriente. Solo se grafica 1 de 10 puntos. . . . .	31
18. Promedios mensuales de la distribución vertical de la velocidad horizontal perpendicular a la frontera $\Gamma_{1+1/2}$ . Los valores positivos indican dirección noroeste y los valores negativos indican dirección sureste. . . . .	32
19. Promedios mensuales de la distribución vertical de la velocidad horizontal perpendicular a la frontera $\Gamma_{2+1/2}$ . Los valores positivos indican dirección noroeste y los valores negativos indican dirección sureste. . . . .	33

## Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
20. Promedios mensuales de la distribución vertical de la velocidad horizontal perpendicular a la frontera $\Gamma_{3+1/2}$ . Los valores positivos indican dirección noroeste y los valores negativos indican dirección sureste. . . . .	34
21. Series de tiempo filtradas de las corrientes en el anclaje A3. Los valores positivos indican dirección noroeste y los valores negativos indican dirección sureste. . . . .	35
22. Series de tiempo filtradas de las corrientes en el anclaje A1. Los valores positivos indican dirección noroeste y los valores negativos indican dirección sureste. . . . .	36
23. Perfiles promedio de las velocidades a lo largo del eje principal de la corriente observadas de los anclajes A1 (azul) y A3 (rojo) en el periodo julio-agosto de 1999. Las líneas discontinuas corresponden al perfil promedio de julio y agosto obtenido de las salidas de ROMS. Las bandas corresponden al límite de confianza del 95% de las observaciones. . . . .	37
24. Transporte de volumen horizontal integrado verticalmente (a) y lateralmente (b) y (c) raíz cuadrada media del transporte horizontal integrado verticalmente (línea negra) y lateralmente (línea gris) en la frontera $\Gamma_{3+1/2}$ . . . . .	38
25. Distribución superficial de la salinidad (a) y densidad en el AGC durante junio de 2010. Los puntos negros indican las posición de las estaciones hidrográficas donde se realizó el muestreo. . . . .	39
26. Distribución vertical de la salinidad (a) y densidad cerca de la frontera $\Gamma_{3+1/2}$ durante junio de 2010. Los triángulos rojos indican la posición de las estaciones hidrográficas donde se realizó el muestreo. . . . .	40
27. Comparación del promedio mensual del flujo neto de calor (a) y evaporación (b) de ERA-interim con los reportados por Lavín y Organista (1988). Los puntos grises son el promedio mensual de cada año de la serie de tiempo de ERA-interim. . . . .	42
28. Parámetro de estratificación $\Phi$ calculado con mediciones hechas en dos cruceros en el AGC durante marzo de 2011 (a) y junio de 2010 (b). Los contornos son cada $10 \text{ J/m}^3$ y no se muestran los valores por encima de $100 \text{ J/m}^3$ por cuestiones de visualización. La línea roja representa la isolínea de $10 \text{ J/m}^3$ , donde se presenta el frente de mezcla. . . . .	45

## Lista de tablas

Tabla		Página
1.	Resultado del ajuste estacional de la temperatura conservativa ( $\Theta$ [°C]) y salinidad absoluta ( $S_A$ [g/kg]) en cada dominio dentro del AGC.	22
2.	Resultado del ajuste estacional de evaporación menos precipitación ( $E - P$ ) y flujo neto de calor ( $Q$ ) en el AGC. . . . .	24

# Capítulo 1. Introducción

---

## 1.1. La parte norte del Golfo de California

La circulación en el norte del Golfo de California (NGC) está dominada por un giro que presenta inversiones estacionales, ciclónico de junio a septiembre (4 meses) y anticiclónico de noviembre a abril (6 meses), con velocidades de  $\sim 0.35$  m/s y periodos de transición entre regímenes en el orden de tres semanas. Se ha encontrado evidencia directa de éste patrón de circulación utilizando boyas de deriva (Lavín *et al.*, 1997) y con mediciones de corriente (Palacios-Hernández *et al.*, 2002). En el trabajo de Palacios-Hernández *et al.* (2002), se atribuye la asimetría en la duración de ambos regímenes a la variación estacional de la estratificación. Este esquema de circulación es una característica permanente del NGC y se ha observado mediante el cálculo de velocidades geostroficas con datos hidrográficos históricos (Carrillo *et al.*, 2002; Bray, 1988) y modelación numérica (Marinone, 2003; Marinone *et al.*, 2011).

El NGC está bajo la influencia del clima de la región, con ciclos estacionales extremos de calentamiento (febrero a septiembre) y enfriamiento (octubre a enero). La media anual del flujo neto de calor en la superficie, indica que el NGC gana calor por la superficie la mayor parte del año, lo cual conllevaría a un transporte de sal y calor fuera del NGC para alcanzar un balance (Lavín y Organista, 1988; Castro *et al.*, 1994). Se ha establecido que la dinámica y termodinámica del Golfo de California (GC), están controladas principalmente por el Océano Pacífico (OP), no por los forzamientos asociados a los flujos de calor. Mediante un modelo numérico de dos capas, Ripa (1997), encuentra que el principal forzamiento remoto es una onda de Kelvin baroclínica con periodicidad anual en la boca del GC.

Los efectos de la evaporación en la variación estacional de la salinidad en el NGC fueron descritos por Zamudio *et al.* (2011), en su trabajo concluyen que las fluctuaciones de la salinidad dentro del NGC, son el resultado de las altas tasas de evaporación, las

cuales generan agua con elevada salinidad en la cabeza del golfo.

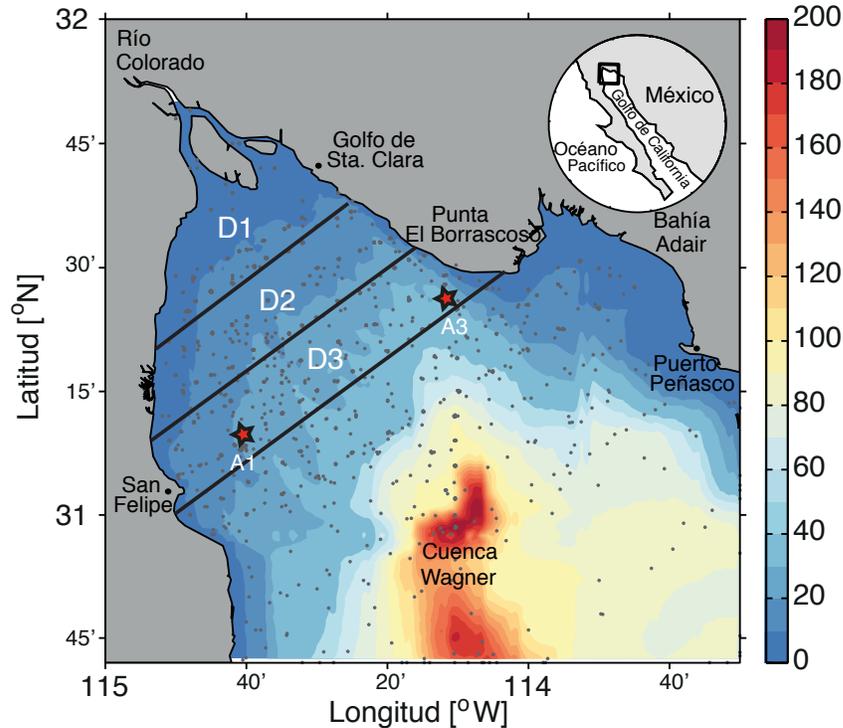
En el estudio de los balances de calor y sal en el GC realizado por Beron-Vera y Ripa (2000, 2002), se concluye que la advección debida al forzamiento del OP en la boca del golfo es el principal mecanismo de transporte de sal y calor, es decir, el flujo horizontal de calor y sal es más importante que los flujos de calor en la superficie. La influencia dominante del OP se observa también en regiones con una fuerte señal estacional, como el NGC, donde se esperaría que los flujos de calor en la superficie tuvieran una mayor influencia en la variación estacional de la salinidad y el contenido de calor.

## 1.2. Área de estudio

El Alto Golfo de California (AGC) es la parte más somera (< 30 m de profundidad) en la cabeza del Golfo de California (Figura 1). Es un estuario inverso altamente estacional y macromareal, está caracterizado por temperaturas que van de los ~14 °C en invierno hasta 32 °C en verano (Alvarez-Borrego y Galindo-Bect, 1974; Alvarez-Borrego *et al.*, 1975; Lavín *et al.*, 1998).

El origen de las condiciones de estuario inverso que se presentan hasta la actualidad en el AGC, se deben al represamiento del Río Colorado, las altas tasas de evaporación (~0.9 m year<sup>-1</sup>) y a que la precipitación es casi nula en la región. Estas condiciones se caracterizan por salinidades que van de los 35.4 g/kg en la parte más profunda, hasta 39 g/kg en la parte más somera (Alvarez-Borrego *et al.*, 1975; Lavín y Organista, 1988; Lavín *et al.*, 1998; Lavín y Sánchez, 1999). El rango de marea dentro del AGC puede alcanzar los ~ 6 m durante mareas vivas, lo cual origina corrientes de marea con velocidades de hasta ~ 1 m/s, las cuales provocan la resuspensión de sedimentos y elevada turbidez (Alvarez y Jones, 2002).

A pesar de las condiciones extremas, el AGC fue declarado reserva de la biósfera en 1993 debido a su importancia como hábitat de desove y espacio vital para muchas especies de peces, entre ellas están la Totoaba (*Totoaba macdonaldii*), la *Micropogonias megalops* y la curvina golfinia (*Cynoscion othonopterus*). Además, es hogar de uno de los



**Figura 1.** Mapa del Alto Golfo de California, mostrando la posición de las estaciones hidrográficas utilizadas (puntos) y configuración de los dominios espaciales utilizados (líneas continuas). La estrellas indican la posición de los anclajes A1 y A3, donde se tomaron las mediciones de corrientes del 30 de junio al 22 de agosto de 1999.

cetáceos en peligro de extinción, la vaquita marina (*Phocoena sinus*) (Sánchez-Velasco *et al.*, 2012).

### 1.3. Dinámica de un estuario inverso

Un estuario es un cuerpo de agua costero y semicerrado con libre comunicación con el océano y cuyas aguas son diluidas con agua proveniente de ríos, escurrimientos y precipitación. En un estuario clásico, la entrada de agua dulce es el factor principal en la circulación de largo plazo. Dicha circulación es producto de un gradiente longitudinal de densidad, con agua menos densa en la cabeza del estuario y agua más densa en la boca (entrada), éste gradiente da como resultado un flujo hacia el exterior por la superficie y un flujo hacia el interior por el fondo (Cameron y Pritchard, 1963).

La definición anterior es irrelevante en cuencas localizadas en regiones áridas donde la evaporación es el principal forzamiento de la circulación. Éste tipo de cuerpos de

agua reciben el nombre de estuarios inversos, debido a que el gradiente de densidad ocasionado por la pérdida de agua dulce es opuesto al de un estuario clásico, es decir, la densidad aumenta hacia la cabeza del estuario. La circulación en un estuario inverso esta caracterizada por fuertes flujos hacia el interior por la superficie y flujos hacia el exterior relativamente más débiles cerca del fondo (Valle-Levinson, 2010). Este tipo de circulación inducida por el transporte de volumen de agua dulce en la superficie, es también conocido como circulación inversa o en términos generales, circulación gravitacional.

En estuarios inversos de gran escala como el Golfo de Spencer (Nunes-Vaz *et al.*, 1990) la aceleración producida por las corrientes de gravedad entra en balance con la fuerza de Coriolis en el eje transversal, es decir, la circulación alcanza el balance geostrofico y genera un remolino ciclónico que cubre toda la cuenca, este proceso junto con la disipación turbulenta contribuyen al transporte de sal (Nunes-Vaz, 2012).

### 1.3.1. Estructura vertical de la circulación gravitacional

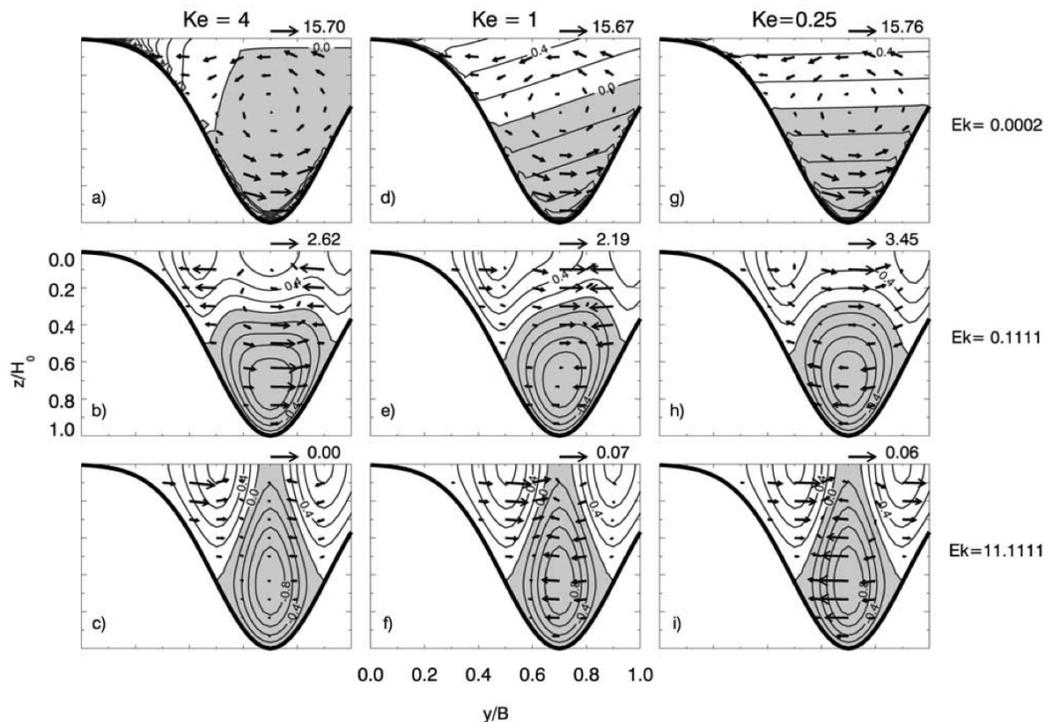
En la circulación estuarina, la estructura vertical del flujo neto debido a la circulación gravitacional puede estar influenciada por la variación de la batimetría y mostrar un patrón de intercambio con corte vertical con flujos de entrada (salida) en la superficie y flujos de salida (entrada) cerca del fondo. También se pueden presentar patrones de intercambio con corte horizontal, con flujos de salida (entrada) en la parte más somera y flujos de entrada (salida) en la parte más profunda (e.g. Valle-Levinson *et al.*, 2003).

El flujo de intercambio inducido por los gradientes de densidad, estará afectado por la rotación de la Tierra si la longitud del ancho de la cuenca ( $B$ ) es más grande que el radio interno de deformación de Rossby ( $R_i$ ); la importancia del  $R_i$  puede ser caracterizada por el número de Kelvin  $K_e$ , el cual compara el ancho de la cuenca con el  $R_i$ , es decir,  $K_e = B/R_i$ , donde,  $R_i = (g'h)^{1/2}/f$ ,  $g'$  es la gravedad reducida,  $h$  es la profundidad y  $f$  es el parámetro de Coriolis.

La profundidad también es un factor clave para determinar si el flujo de intercambio es afectado por la rotación de la Tierra; en profundidades mayores a varias capas de Ekman

$D_E$  (por ejemplo  $> 4D_E$ ;  $D_E = (2A_z/f)^{1/2}$ ), los efectos de la rotación son importantes sin importar el ancho de la cuenca. Los efectos de la rotación sobre el flujo de intercambio se pueden cuantificar en términos del número de Ekman  $E_k$ , el cual comparando los efectos friccionales con los efectos de la rotación de la Tierra, es decir,  $E_k = A_z/(fH^2)$ , donde  $H$  es la profundidad máxima en la sección vertical y  $A_z$  es viscosidad turbulenta vertical (Valle-Levinson, 2008).

En el trabajo de Valle-Levinson (2008) se estudia a detalle la influencia de la rotación de la Tierra, la fricción y el ancho de cuenca. Mediante soluciones analíticas en cuencas idealizadas, determina las condiciones bajo las cuales el flujo de intercambio presenta corte horizontal o vertical.



**Figura 2.** Estructura vertical del flujo de intercambio en un estuario con una batimetría idealizada dada por  $H_y = H_0 \exp(-(y - y_p)^2/b_1^2)$ , donde  $y_p$  es donde se localiza la parte más profunda del canal,  $H_0$  y  $b_1$  determina la pendiente lateral del canal. Las áreas grises denotan flujos hacia adentro. Tomada de Valle-Levinson (2008).

En la Figura 2 se muestran algunos resultados de sus soluciones bajo diferentes valores de  $E_k$  y  $Ke$ . El número de Ekman se puede considerar como la profundidad dinámica del sistema. Para valores bajos de  $E_k$  se tiene que los efectos friccionales están confinados a una delgada capa límite en el fondo, y a su vez, valores altos de  $E_k$  indican que la

fricción domina toda la columna de agua. Para  $E_k < 0.001$ , la estructura lateral del flujo de intercambio depende de la anchura dinámica del sistema, dada por el número de Kelvin. En sistemas anchos, es decir,  $K_e > 2$ , el flujo de intercambio presenta un corte horizontal y se tienen condiciones casi geostróficas. Bajo éstas condiciones los efectos de la batimetría son despreciables, debido a que el flujo de intercambio no sería afectado por los efectos de la fricción en el fondo.

### 1.3.2. Circulación en el Alto Golfo de California

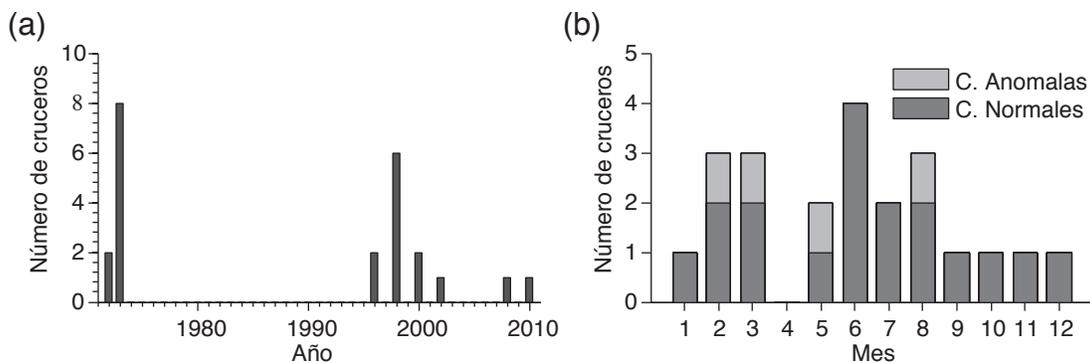
Hasta ahora no se han realizado estudios detallados de la circulación en el AGC, debido a que no existen mediciones de corrientes en un periodo de tiempo razonable para describir el patrón de circulación; sólo se ha inferido con base a la distribución de las variables hidrográficas. De acuerdo a la distribución de la temperatura y salinidad obtenida, Alvarez-Borrego y Galindo-Bect (1974) y Alvarez-Borrego *et al.* (1975), concluyen que la circulación neta (sin considerar flujo y reflujos de mareas) dentro del AGC es ciclónica. Posteriormente Lavín *et al.* (1997) en un estudio de las condiciones de estuario inverso del AGC, donde utilizan datos hidrográficos (invierno y primavera de 1993 y verano de 1996) y mediciones de corrientes (primavera y verano de 1996), encuentran evidencia de la existencia de corrientes de gravedad, las cuales se encuentran concentradas en la parte oeste de la entrada del AGC con velocidades que van de 0.053 m/s a 0.10 m/s. Además proponen que el patrón de circulación resultado de la circulación gravitacional es afectada por la batimetría. Aún se desconoce la evolución estacional de la circulación, debido a la escasez de datos de corrientes.

El objetivo de este trabajo es: obtener una descripción de la variación estacional de la temperatura, salinidad y flujos de calor en la superficie del AGC y con los resultados obtenidos, investigar los términos del balance de calor y sal. Además hacer una descripción de la evolución estacional de la circulación y los flujos de intercambio en la horizontal, utilizando una configuración de alta resolución del *The Regional Ocean Modeling System* (ROMS) y datos de corrientes obtenidos de dos anclajes dentro del AGC.

## Capítulo 2. Metodología

### 2.1. Datos

Se utilizaron datos de temperatura y salinidad obtenidos en 24 cruceros realizados dentro del AGC entre los años 1973 y 2010 (Figura 3a). Los datos *in situ* se utilizaron para calcular la temperatura conservativa ( $\Theta$ , °C) y salinidad absoluta ( $S_A$ , g kg<sup>-1</sup>) con las rutinas de TEOS-10 Gibbs–SeaWater Oceanographic Toolbox (McDougall y Barker, 2011). Posteriormente, los datos fueron interpolados a una malla regularmente espaciada mediante mapeo objetivo.



**Figura 3.** (a) Número de cruceros por año. (b) Número de cruceros por mes. En gris más claro se marcan los cruceros con condiciones anómalas, es decir, fueron realizados en año Niño.

Para calcular los flujos netos de sal y calor entre el NGC y el AGC, se dividió la región en tres dominios (marcados como D1, D2 y D3 en la Figura 1). Para la elección de estos dominios se tomó en cuenta la cobertura espacial de los cruceros. Los datos de cada elemento de la malla obtenida con el mapeo objetivo fueron promediados horizontal y verticalmente dentro de cada dominio; posteriormente se construyó un ciclo anual de la salinidad absoluta y temperatura conservativa promediando los meses disponibles (Figura 3b).

Para calcular el flujo neto de calor  $Q$  en la superficie, se utilizaron promedios mensuales de flujo de calor latente, flujo de calor sensible, radiación de onda corta y radiación de onda larga. Éstos provienen del reanálisis ERA-Interim y fueron obtenidos de la base de datos del *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF <sup>1</sup>). La tasa de evaporación  $E$  fue calculada de con el flujo de calor latente como  $E = Q_e / \rho_w L_v$ , donde  $\rho_w$  es la densidad de agua dulce y  $L_v$  es el flujo de calor latente de evaporación y  $Q_e$  es el flujo de calor latente.

Para suavizar la variabilidad producida por utilizar datos de diferentes años y aislar la componente estacional de los datos de  $S_A$ ,  $\Theta$ ,  $Q$  y  $E$  en cada dominio, se realizó un ajuste por mínimos cuadrados no lineales a una función de la forma:

$$F(t) = A_0 + A_1 \cos(\omega t - \phi_1) + A_2 \cos(2\omega t - \phi_2), \quad (1)$$

donde  $t$  corresponde a los meses del año y  $\omega$  equivale a un ciclo por año. El resultado de los ajustes se presentan con bandas de predicción del 95%.

### 2.1.1. Mediciones de corrientes

Para hacer una mejor descripción de la distribución vertical de la velocidad, se utilizaron perfiles verticales de corrientes provenientes de dos perfiladores acústicos Doppler (ADP) anclados en la entrada del AGC, la posición de dichos anclajes se muestra en la Figura 1. El anclaje A3 se localiza en el lado de Sonora, cerca de Punta el Borrascoso, donde se tiene una profundidad de 40 m. El anclaje A1 se localiza del lado de Baja California, cerca de San Felipe, donde la profundidad es de 20 m. El paso de tiempo de las mediciones en los dos ADP es de 5 min y la resolución espacial de los perfiles es de 1 m. Ambos perfiles verticales abarcan el periodo que va del 30 de junio al 22 de agosto de 1999. La información detallada del tratamiento preliminar de los datos y el arreglo experimental de los mismos se encuentra en Godínez *et al.* (2000). La variabilidad producida por la marea y otras altas frecuencias fueron removidas de las series de tiempo utilizando el filtro PL64 descrito por Beardsley *et al.* (1985).

<sup>1</sup><http://www.ecmwf.int/products/data/archive/>

## 2.2. Ecuaciones de balance

Siguiendo a Beron-Vera y Ripa (2002), en un sistema con un volumen que varía en el tiempo  $V(t)$  rodeado por una frontera  $\Gamma(t)$ , la salinidad absoluta promedio, dada por

$$\langle S_A \rangle = \frac{1}{V} \int_V S_A dV, \quad (2)$$

cambia de acuerdo a:

$$V \frac{d\langle S_A \rangle}{dt} = \frac{d}{dt} \int_V S_A dV - \langle S_A \rangle \frac{dV}{dt}. \quad (3)$$

Ahora consideremos la ley de conservación de salinidad

$$\frac{\partial}{\partial t} S_A + \mathbf{u} \cdot \nabla S_A - \nabla \cdot (\kappa_S \nabla S_A) = 0, \quad (4)$$

donde  $\kappa_S$  es el coeficiente de difusividad de sal.

Además si consideramos la aproximación de incompresibilidad

$$\nabla \cdot \mathbf{u} = 0, \quad (5)$$

se puede reescribir la ecuación (4) como:

$$\frac{\partial}{\partial t} S_A + \nabla \cdot (\mathbf{u} S_A - \kappa_S \nabla S_A) = 0. \quad (6)$$

Integrando la ec (6) en el volumen  $V(t)$ , se tiene:

$$\int_V \frac{\partial}{\partial t} S_A dV + \int_V \nabla \cdot (\mathbf{u} S_A - \kappa_S \nabla S_A) dV = 0, \quad (7)$$

y si hacemos uso del teorema de la divergencia, se puede escribir la ecuación anterior como

$$\int_V \frac{\partial}{\partial t} S_A dV + \oint_{\Gamma} (\mathbf{u} S_A - \kappa_S \nabla S_A) \cdot \hat{\mathbf{n}} da = 0. \quad (8)$$

Para un volumen  $V(t)$  dependiente del tiempo, se cumple la siguiente igualdad:

$$\frac{d}{dt} \int_V F(\mathbf{x}, t) dV = \int_V \frac{\partial F}{\partial t} dV + \int_{\Gamma} \mathbf{u}_{\Gamma} F \cdot \hat{\mathbf{n}} da. \quad (9)$$

donde  $\mathbf{u}_{\Gamma}$  es la velocidad en la frontera (Kundu *et al.*, 2011, Cap. 3). Usando la ecuación 9 en la ecuación 8, ésta se puede escribir:

$$\frac{d}{dt} \int_V S_A dV - \oint_{\Gamma} \mathbf{u}_{\Gamma} S_A \cdot \hat{\mathbf{n}} da - \oint_{\Gamma} (\mathbf{u} S_A + \kappa_S \nabla S_A) \cdot \hat{\mathbf{n}} da = 0, \quad (10)$$

y se puede agrupar como:

$$\frac{d}{dt} \int_V S_A dV = - \oint_{\Gamma} [S_A (\mathbf{u} - \mathbf{u}_{\Gamma}) - \kappa_S \nabla S_A] \cdot \hat{\mathbf{n}} da; \quad (11)$$

sustituyendo a (11) en (3), tenemos:

$$V \frac{d\langle S_A \rangle}{dt} = - \oint_{\Gamma} [S_A (\mathbf{u} - \mathbf{u}_{\Gamma}) - \kappa_S \nabla S_A] \cdot \hat{\mathbf{n}} da - \langle S_A \rangle \frac{dV}{dt}. \quad (12)$$

De la ec (9) y considerando (5), es decir,

$$\oint_{\Gamma} \mathbf{u} \cdot \hat{\mathbf{n}} da = \int_V \nabla \cdot \mathbf{u} dV = 0,$$

el segundo termino de la derecha de la ec (12) resulta en:

$$\langle S_A \rangle \frac{dV}{dt} = - \langle S_A \rangle \oint_{\Gamma} (\mathbf{u} - \mathbf{u}_{\Gamma}) \cdot \hat{\mathbf{n}} da \quad (13)$$

sustituyendo (13) en (12), se tiene que

$$V \frac{d\langle S_A \rangle}{dt} = - \oint_{\Gamma} [S (\mathbf{u} - \mathbf{u}_{\Gamma}) - \kappa_S \nabla S_A] \cdot \hat{\mathbf{n}} da + \langle S_A \rangle \oint_{\Gamma} (\mathbf{u} - \mathbf{u}_{\Gamma}) \cdot \hat{\mathbf{n}} da \quad (14)$$

y finalmente

$$V \frac{d\langle S_A \rangle}{dt} = - \oint_{\Gamma} [S'_A (\mathbf{u} - \mathbf{u}_{\Gamma}) - \kappa_S \nabla S_A] \cdot \hat{\mathbf{n}} da. \quad (15)$$

donde  $S'_A = (S_A - \langle S_A \rangle)$ .

Realizando un procedimiento similar, se puede obtener la ecuación que describe el cambio de la temperatura conservativa dentro del volumen:

$$V \frac{d\langle\Theta\rangle}{dt} = \oint_{\Gamma} [\Theta'(\mathbf{u} - \mathbf{u}_{\Gamma}) - \kappa_{\Theta} \nabla\Theta] \cdot \hat{\mathbf{n}} d\alpha, \quad (16)$$

donde  $\kappa_{\Theta}$  es el coeficiente de difusividad de calor y  $\Theta' = (\Theta - \langle\Theta\rangle)$ .

### 2.2.1. Condiciones de frontera

La frontera  $\Gamma$  del volumen, puede ser dividida en dos partes, una,  $\Gamma^B$ , que incluye la costa, el fondo y la frontera vertical entre volúmenes consecutivos; y otra  $\Gamma^S$  que corresponde a la superficie del mar. En la frontera  $\Gamma^S$ , se utiliza la condición de frontera cinemática para el transporte de masa a través de la superficie del océano, ésta condición de frontera fue introducida por Krauss (1973), donde propone que las velocidades en dicha frontera son proporcionales al transporte de masa ocasionado por la evaporación y precipitación, es decir,  $(\mathbf{u} - \mathbf{u}_{\Gamma}) \cdot \hat{\mathbf{n}} = E - P$ , donde  $E$  y  $P$  es el transporte de agua dulce por unidad horizontal de área producido por la evaporación y la precipitación, respectivamente. Para el balance de calor también se tiene que  $\rho C_p \kappa_{\Theta} \nabla\Theta \cdot \hat{\mathbf{n}} = Q$ , donde  $Q$  es la entrada de calor por unidad horizontal de área producido por la radiación, conducción y cambio de fase,  $\rho$  es la densidad y  $C_p$  es el coeficiente de capacidad calorífica. Posteriormente, Beron-Vera *et al.* (1999) hacen una adecuación de esta condición de frontera considerando una cuenca cerrada y que existe conservación de la masa total de sal. Esta condición de frontera fue utilizada por Beron-Vera y Ripa (2000, 2002) para su estudio de los balances de calor y sal en el Golfo de California.

En la frontera  $\Gamma^B$ , solo los flujos entre las fronteras verticales entre los volúmenes consecutivos son diferentes de cero, ya que en el resto de la frontera  $\mathbf{u} \cdot \hat{\mathbf{n}} = 0$ . Adicionalmente, considerando que la parte que corresponde al fondo está fija, se tiene que en esa parte  $\mathbf{u}_{\Gamma^B} = 0$ .

Con éstas consideraciones, las ecuaciones de balance de sal y de calor quedan de la

forma:

$$V \frac{d\langle S_A \rangle}{dt} = \oint_{\Gamma^S} [\langle S_A \rangle (E - P)] d\alpha^S - \oint_{\Gamma^B} [S'_A \mathbf{u} - \kappa_S \nabla S_A] \cdot \hat{\mathbf{n}}^F d\alpha^F, \quad (17)$$

y

$$\rho C_p V \frac{d\langle \Theta \rangle}{dt} = \oint_{\Gamma^S} [Q - \rho C_p \langle \Theta \rangle (E - P)] d\alpha^S - \rho C_p \oint_{\Gamma^B} [\Theta' \mathbf{u} - \kappa_\Theta \nabla \Theta] \cdot \hat{\mathbf{n}}^F d\alpha^F, \quad (18)$$

respectivamente, y se pueden simplificar como:

$$F^S = \langle S_A \rangle (E - P) A - V \frac{d\langle S_A \rangle}{dt}, \quad (19)$$

y

$$F^H = [Q - \rho C_p \langle \Theta \rangle (E - P)] A - \rho C_p V \frac{d\langle \Theta \rangle}{dt}, \quad (20)$$

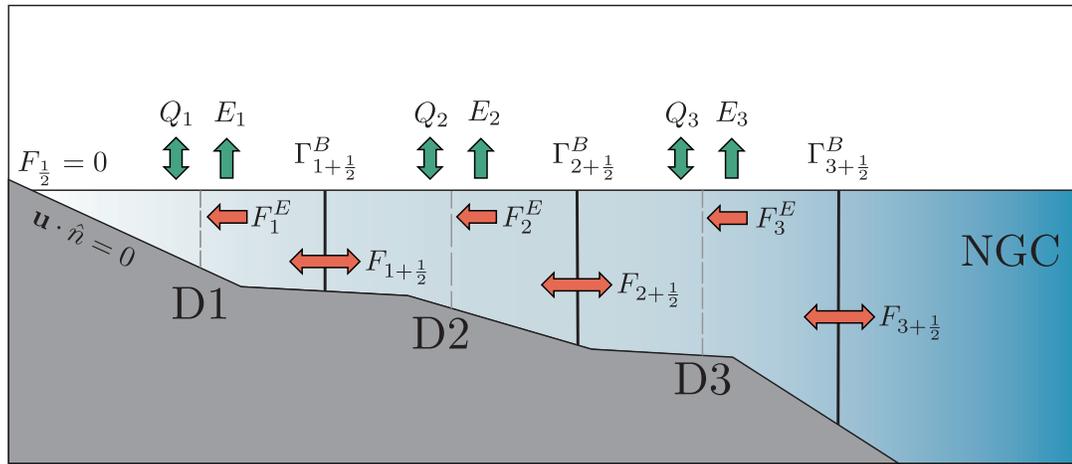
donde  $F^S$  y  $F^H$  son los flujos advectivos–difusivos de  $S'_A$  y  $\rho C_p \Theta'$  en la frontera  $\Gamma^B$ ,  $V$ ,  $A$ ,  $\langle S_A \rangle$ ,  $\langle \Theta \rangle$ ,  $(E - P)$ ,  $Q$ , son el volumen, área horizontal, la salinidad absoluta promedio, temperatura conservativa promedio, evaporación menos precipitación y flujo neto de calor, respectivamente.

Los flujos horizontales a través de las fronteras verticales de los dominios se calculan utilizando las ecuaciones de balance (19) y (20). De las condiciones de frontera previamente explicadas, el flujo total  $F_i$  en la frontera  $\Gamma^B$  en cada dominio  $D_i$  ( $i = 1, \dots, 3$ ), es igual a la suma de los flujos a través de las fronteras verticales entre dominios, es decir, la suma del flujo en la frontera norte  $F_{i-1/2}$  y el flujo en la frontera sur  $F_{i+1/2}$ . Con ésta notación, los flujos de  $S'_A$  y  $\rho C_p \Theta'$  entre los dominios se puede obtener como:

$$F_{i+1/2}^S - F_{i-1/2}^S = \langle S_A \rangle_i A_i (E - P)_i - V_i \frac{d\langle S_{Ai} \rangle}{dt}, \quad (21)$$

y

$$F_{i+1/2}^H - F_{i-1/2}^H = [Q_i - \rho_i C_{pi} \langle \Theta \rangle_i (E - P)_i] A_i - \rho_i C_{pi} V_i \frac{d\langle \Theta_i \rangle}{dt}. \quad (22)$$



**Figura 4.** Esquema ilustrativo de las fronteras  $\Gamma_{i+1/2}$  y términos de la ecuación de balance de sal en los dominios  $D_i$  dentro del AGC. El término  $F_i^E$  representa a los flujos de calor y sal asociados con el flujo de calor en la superficie ( $Q_i$ ) y evaporación ( $E_i$ ). En el caso del balance de sal:  $F_i^E = \langle S_A \rangle_i A_i (E - P)_i$  y en el balance de calor:  $F_i^E = [Q_i - \rho_i C_{pi} \langle \Theta \rangle_i (E - P)_i] A_i$ .

Si suponemos que no existe un flujo en la cabeza del AGC, es decir,  $F_{1/2} = 0$  (ver esquema en la Figura 4), las ecuaciones (21) y (22) se resuelven como un sistema algebraico donde las incógnitas son los flujos  $F_{i+1/2}$ .

### 2.3. Modelo numérico

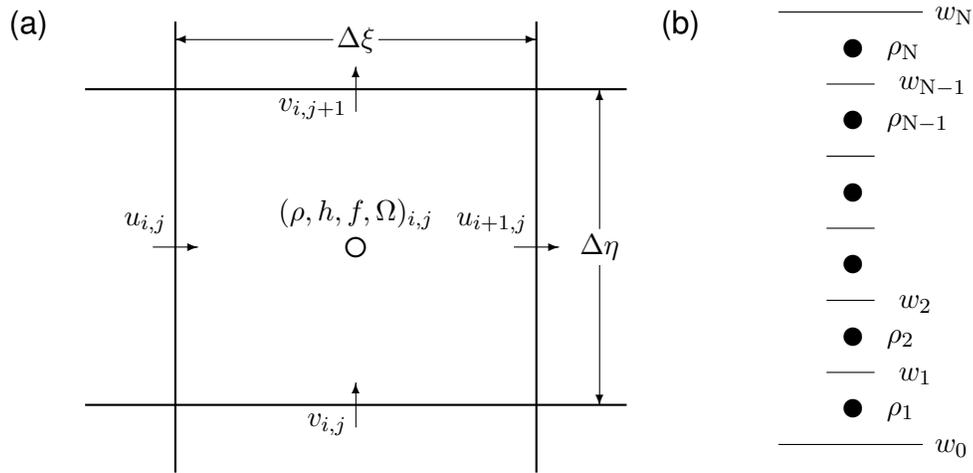
El *Regional Oceanic Modeling System* (ROMS) es un modelo de superficie libre, tri-dimensional, que usa coordenadas  $S$  en la vertical y coordenadas curvilíneas en la horizontal sobre una malla Arakawa–C (Figura 5); resuelve las ecuaciones primitivas de momento con la aproximación hidrostática, las ecuaciones de temperatura, salinidad y la ecuación de estado (Shchepetkin y McWilliams, 2005). Las ecuaciones de momento en la horizontal escritas en coordenadas Cartesianas son:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla u - fv = -\frac{\partial \phi}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial z} \left( \overline{u'w'} - \nu \frac{\partial u}{\partial z} \right) + \mathcal{F}_u + \mathcal{D}_u \quad (23)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla v + fu = -\frac{\partial \phi}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial z} \left( \overline{v'w'} - \nu \frac{\partial v}{\partial z} \right) + \mathcal{F}_v + \mathcal{D}_v. \quad (24)$$

Los efectos de los forzamientos y la disipación horizontal están representados por los términos  $\mathcal{F}$  y  $\mathcal{D}$ , respectivamente, dichos términos están relacionados con esquemas de

cerradura, difusión y fricción <sup>2</sup>.



**Figura 5.** (a) Celda de malla Arakawa-C donde se muestra la ubicación de las variables de densidad ( $\rho$ ), y velocidad horizontal ( $u, v$ ),  $\xi(x, y)$  y  $\eta(x, y)$ , son las coordenadas horizontales curvilíneas. (b) Posición en la vertical en  $N$  niveles de las variables de densidad ( $\rho$ ) y la velocidad vertical ( $w$ ). Tomada del manual del ROMS 2012.

Además en la vertical se usa la aproximación de balance hidrostático:

$$\frac{\partial\phi}{\partial z} = -\frac{\rho g}{\rho_0}. \quad (25)$$

y la ecuación de continuidad para un fluido incompresible:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad (26)$$

y la ecuación de estado dada por

$$\rho = \rho(T, S, P). \quad (27)$$

La evolución en el tiempo de un campo escalar de una concentración  $C(x, y, z, t)$ , por ejemplo la salinidad y la temperatura, está gobernada por la ecuación que incluye advección y difusión de dicho campo:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla C = -\frac{\partial}{\partial z} \left( \overline{C'w'} - \nu_\theta \frac{\partial C}{\partial z} \right) + \mathcal{F}_C + \mathcal{D}_C. \quad (28)$$

<sup>2</sup>Ver <https://www.myroms.org/wiki/> para más detalles.

En las ecuaciones anteriores, los esfuerzos de Reynolds y los flujos turbulentos se parametrizan de la forma:

$$\overline{u'w'} = -K_M \frac{\partial u}{\partial z}; \quad \overline{v'w'} = -K_M \frac{\partial v}{\partial z}; \quad \overline{C'w'} = -K_C \frac{\partial C}{\partial z}. \quad (29)$$

La barra representa promedio en el tiempo y las primas representas las fluctuaciones con respecto a la media. Las variables usadas en las ecuaciones anteriores son:

$\mathcal{D}_u, \mathcal{D}_v, \mathcal{D}_C$	Términos Difusivos
$\mathcal{F}_u, \mathcal{F}_v, \mathcal{F}_C$	Términos de forzamiento
$f(x, y)$	Parámetro de Coriolis
$g$	Aceleración de la gravedad
$h(x, y)$	Profundidad
$\nu, \nu_\theta$	Viscosidad y difusividad molecular
$K_M, K_C$	Viscosidad y difusividad vertical turbulenta
$P$	Presión total $P \approx -\rho_o g z$
$\phi(x, y, z, t)$	Presión dinámica $\phi = (P/\rho_o)$
$\rho_o + \rho(x, y, z, t)$	Densidad totan <i>in situ</i>
$S(x, y, z, t)$	Salinidad
$t$	Tiempo
$T(x, y, z, t)$	Temperatura potencial
$u, v, w$	Componentes $(x, y, z)$ del vector velocidad $\mathbf{u}$
$x, y$	Coordenadas horizontales
$z$	Coordenada vertical.

El modelo utiliza coordenadas generalizadas que siguen la topografía, las cuales soportan varias funciones de estiramiento. Este sistema de coordenadas hace esencialmente un aplanamiento del fondo variable en  $z = -h(x, y)$  y es comúnmente utilizado en modelos numéricos tanto ocnográficos como meteorológicos

Las condiciones de frontera en la vertical en  $z = \zeta(x, y, t)$  (superficie) están dadas por:

$$\begin{aligned} K_m \frac{\partial u}{\partial z} &= \tau_s^x(x, y, t), \\ K_m \frac{\partial v}{\partial z} &= \tau_s^y(x, y, t), \\ K_C \frac{\partial C}{\partial z} &= \frac{Q_C}{\rho_o c_P}, \\ w &= \frac{\partial \zeta}{\partial t}, \end{aligned} \quad (30)$$

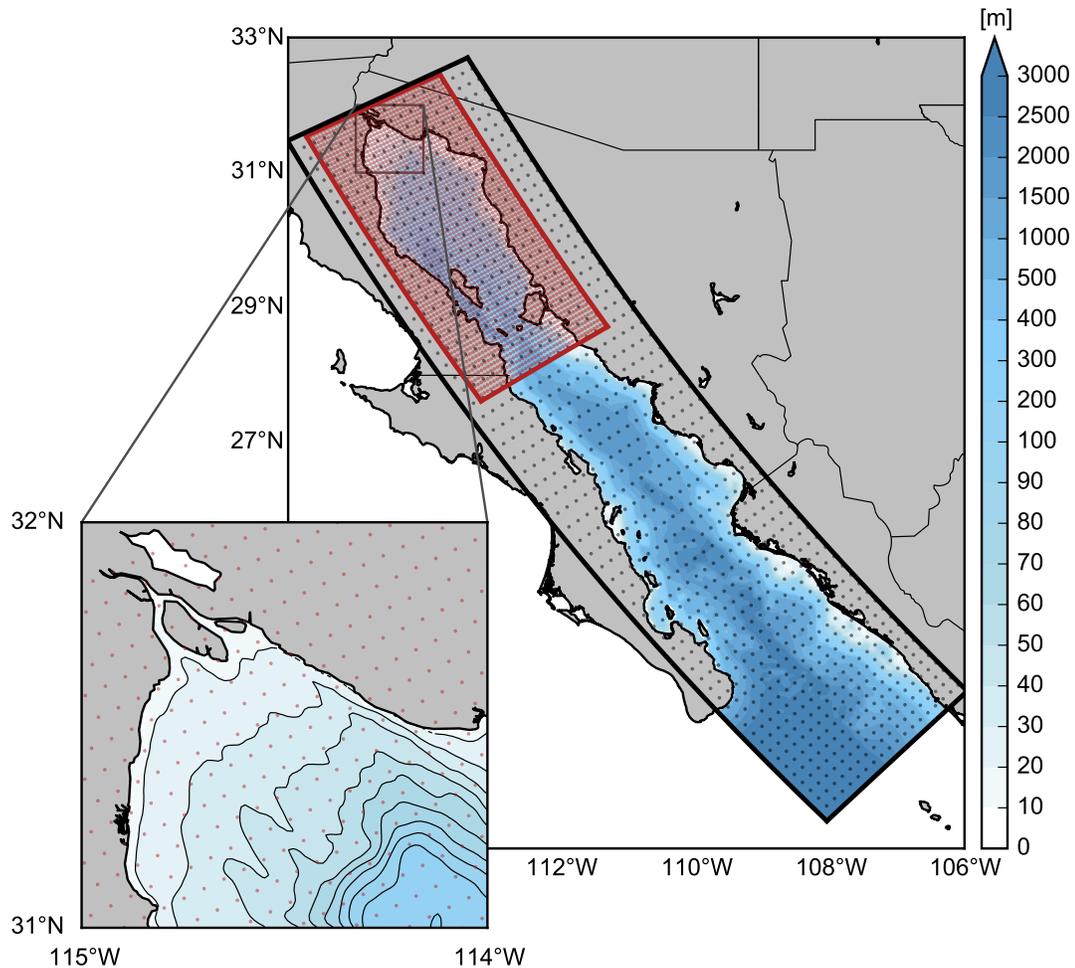
y en  $z = -h(x, y)$  (fondo):

$$\begin{aligned} K_m \frac{\partial u}{\partial z} &= \tau_b^x(x, y, t), \\ K_m \frac{\partial v}{\partial z} &= \tau_b^y(x, y, t), \\ K_C \frac{\partial C}{\partial z} &= 0, \\ -w + \mathbf{u} \cdot \nabla h &= 0. \end{aligned} \quad (31)$$

Donde  $Q_C$  es el flujo de calor en la superficie,  $\tau_s^x$ ,  $\tau_s^y$  es el esfuerzo del viento en la superficie en dirección  $x$ ,  $y$  respectivamente y  $\tau_b^x$ ,  $\tau_b^y$  es el esfuerzo en el fondo.

En este trabajo se utilizó una configuración del ROMS en la parte norte del Golfo de California, anidada utilizando la herramienta de ROMSTOOLS (Penven *et al.*, 2008), en una configuración a una escala más grande que cubre el Golfo de California (Figura 6). El dominio anidado tiene una resolución espacial de  $\sim 1$  km y 20 niveles en la vertical, distribuidos de acuerdo a los siguientes parámetros de estiramiento en la vertical:  $\theta_s = 6$ ,  $\theta_b = 0.2$  y  $h_c = 5$ .

Los procesos de pequeña escala son parametrizados con un esquema K-profile no local (Large *et al.*, 1994). En la horizontal se utilizó un coeficiente de mezcla laplaciano de  $30 \text{ m}^2/\text{s}$ . Como forzamientos atmosféricos se utilizaron flujos de calor climatológicos de la base de datos *Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set* (Woodruff *et al.*, 1987), además de promedios climatológicos de campos de viento a 10 m del *North America Regional Reanalysis* (Mesinger *et al.*, 2006) y temperatura superficial del mar del AVHRR-



**Figura 6.** Puntos de malla y batimetría de la configuración para el GC (negro) y la configuración anidada del NGC (rojo), por razones de visualización solo se presentan cada 5 puntos de malla. En el acercamiento se pueden observar los rasgos batimétricos del AGC.

Pathfinder (Casey *et al.*, 2010). En el modelo de escala mayor (GC) se utilizaron, altura de nivel del mar, temperatura, salinidad y campos de velocidad horizontal del Simple Ocean Data Assimilation database (Carton y Giese, 2008) como condiciones de frontera en las fronteras abiertas. Además se utilizó batimetría de ETOPO1 (Amante y Eakins, 2009) corregida con mediciones *in situ* en la región del AGC.

El modelo anidado del NGC fue forzado en las fronteras laterales por el modelo de gran escala del GC. Las mareas que se incluyeron en el modelo del GC mediante el modelo TPSX06 (Egbert y Erofeeva, 2002) y éstas fueron transmitidas al dominio anidado como parte de las condiciones de frontera. Se utilizaron las rutinas ROMSTOOLS (Penven *et al.*, 2008) para generar los campos de forzamientos, batimetría, condiciones iniciales y

condiciones de frontera adecuadas a la configuración anidada del ROMS.

Se realizó una simulación de 4 años para que el modelo alcanzara un equilibrio estadístico de las soluciones y posteriormente se utilizó la simulación del último año para hacer los promedios mensuales. El intervalo de muestreo de la simulación es de 2 horas.

## Capítulo 3. Resultados

---

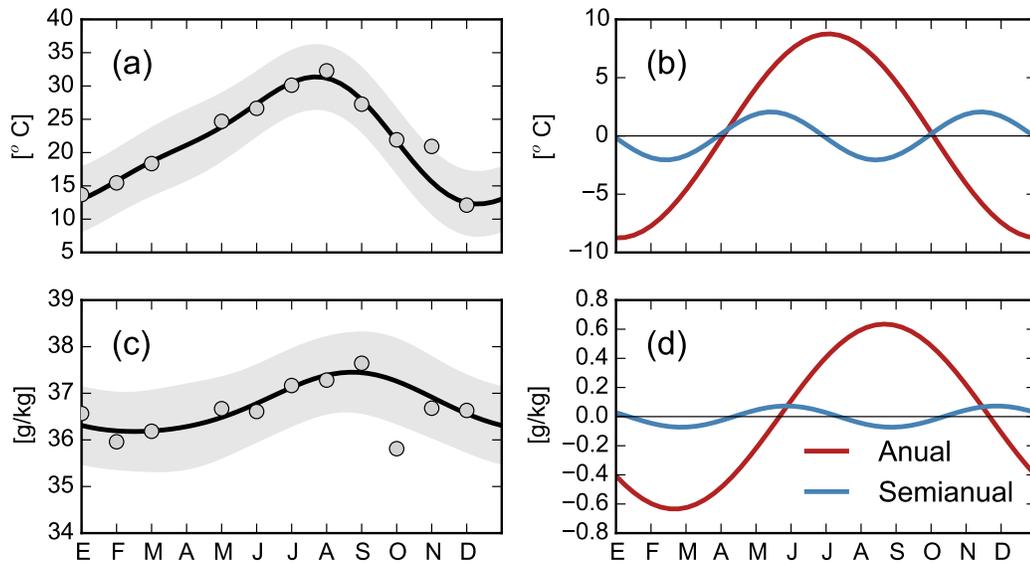
### 3.1. Variación estacional de la temperatura y salinidad

En esta sección se hace una descripción de la variación estacional de la temperatura conservativa y salinidad absoluta en cada uno de los dominios descritos en la sección 2.1. La descripción se realiza con base en los resultados del ajuste estacional resumidos en la tabla 1.

#### 3.1.1. Dominio 1

La temperatura en el dominio D1 (Figura 7a) muestra un fuerte variación estacional con incremento en la temperatura promedio durante los meses de verano con valores de  $\sim 30^{\circ}\text{C}$  y una disminución durante los meses de invierno con valores de  $\sim 12^{\circ}\text{C}$ . La media anual de  $\Theta$  en D1 es de  $21.58^{\circ}\text{C}$ . Además se observa que la componente anual domina la variabilidad estacional de la temperatura (Figura 7b). La amplitud de la componente anual es de  $8.75^{\circ}\text{C}$  y explica el 87% de la varianza total. La componente semianual explica solo el 4.8% de la varianza y tiene una amplitud de  $2.06^{\circ}\text{C}$ . Los valores máximos de los ciclos anual y semianual se alcanzan en julio y junio/diciembre, respectivamente.

La salinidad absoluta en el dominio D1 (Figura 7c), también muestra una marcada variación estacional, con incremento de la salinidad durante el final de verano y principios de otoño con valores de  $\sim 37.5$  g/kg y disminución en los meses de invierno con valores de  $\sim 36$  g/kg. La media anual de  $S_A$  en el dominio D1 es de  $36.74$  g/kg. Los resultados del ajuste muestran que la componente anual domina la variabilidad estacional de la  $S_A$ , ésta componente explica el 66% de la varianza y tiene una amplitud de  $0.63$  g/kg. La componente semianual de la  $S_A$  es muy pequeña, y explica solo el 1% de la varianza con una amplitud de  $0.63$  g/kg. Los máximos de la componente anual y semianual se alcanzan en septiembre y junio/diciembre. El promedio de la  $S_A$  en el mes de octubre está fuera del rango aceptable y no se usó para el ajuste.

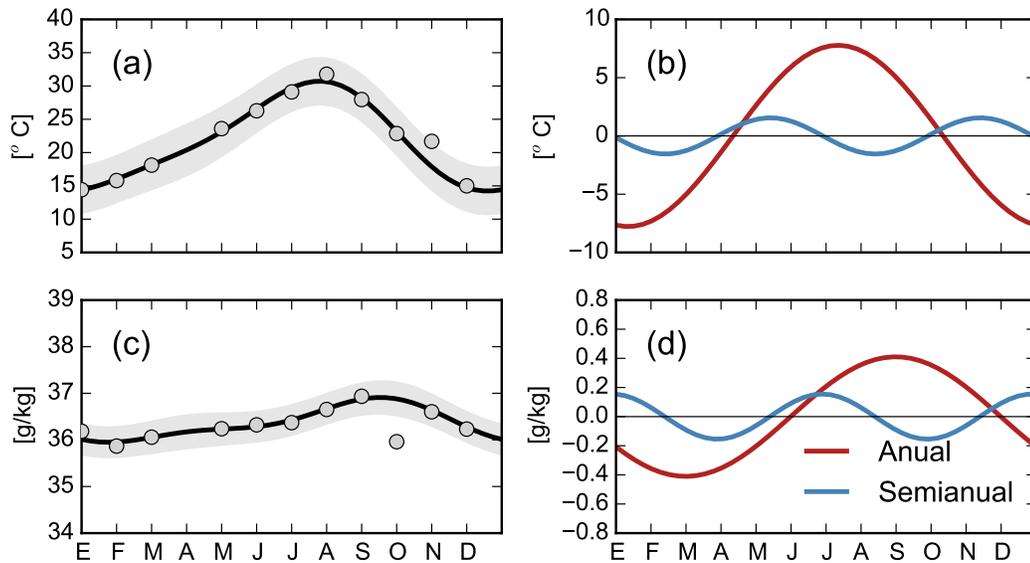


**Figura 7.** Resultado del ajuste estacional en el dominio D1: (a) temperatura conservativa ( $\Theta$ ), (b) componentes anual y semianual de  $\Theta$ , (c) salinidad absoluta ( $S_A$ ), (d) componentes anual y semianual de  $S_A$ . Las líneas negras corresponden al ajuste, los puntos grises son los valores de los promedios mensuales y la banda gris es el límite de confianza del ajuste al 95%.

### 3.1.2. Dominio 2

Al igual que en el dominio D1, la temperatura en el dominio D2 (Figura 8a) muestra una fuerte variación estacional, con un incremento en la temperatura promedio durante los meses de verano con valores de  $\sim 32^\circ\text{C}$  y una disminución durante los meses de invierno con valores de  $\sim 15^\circ\text{C}$ . La media anual de  $\Theta$  en D2 es de  $21.96^\circ\text{C}$ . El resultado del ajuste indica que la componente anual domina la variabilidad estacional de la temperatura (Figura 8b), con una varianza explicada del 85% y una amplitud de  $7.77^\circ\text{C}$ . La componente semianual explica solo el 3.43% de la varianza y tiene una amplitud de  $1.55^\circ\text{C}$ . Los valores máximos de los ciclos anual y semianual se alcanzan en julio y abril/noviembre, respectivamente.

La salinidad absoluta en el dominio D2 (Figura 8c), también muestra una marcada variación estacional, con un incremento de la salinidad durante el otoño con valores de  $\sim 36.5$  g/kg y disminución en los meses de invierno hasta llegar a valores de  $\sim 35.8$  g/kg. La media anual de  $S_A$  en el dominio D1 es de  $36.37$  g/kg. El resultado del ajuste muestra que la componente anual domina la variabilidad estacional de la  $S_A$ , esta componente explica el 83% de la varianza y tiene una amplitud de  $0.41$  g/kg. La varianza explicada por la componente semianual aumenta en comparación con el dominio D1, en el dominio



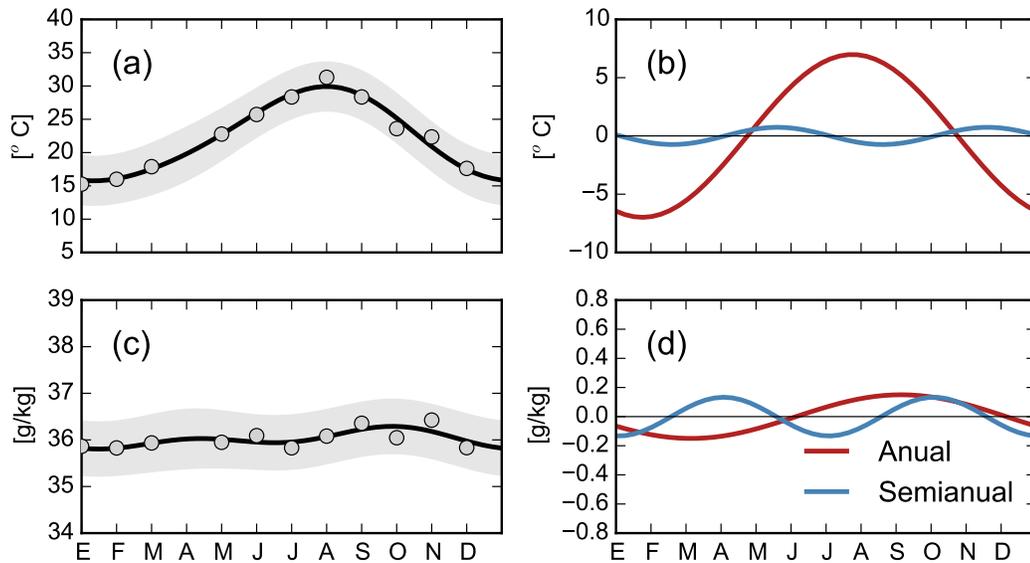
**Figura 8.** Igual que en la Figura 7 pero en el dominio 2.

D2, ésta componente explica el 12% de la varianza y tiene una amplitud de 0.15 g/kg. Los máximos de la componente anual y semianual se alcanzan en septiembre y julio/enero.

### 3.1.3. Dominio 3

La temperatura en el dominio D3 (Figura 9a), muestra un comportamiento similar a los dominios D1 y D2, es decir, muestra un fuerte variación estacional, con incremento en la temperatura promedio durante los meses de verano con valores de  $\sim 32^{\circ}\text{C}$  y una disminución durante los meses de invierno con valores de  $\sim 15^{\circ}\text{C}$ . El promedio anual de  $\Theta$  en D3 es de  $22.40^{\circ}\text{C}$ . El resultado del ajuste estacional indica que la componente anual domina la variabilidad estacional de la temperatura (Figura 8b), con una varianza explicada del 85% y una amplitud de  $6.98^{\circ}\text{C}$ . La componente semianual explica solo el 1% de la varianza y tiene una amplitud de  $0.74^{\circ}\text{C}$ . Los valores máximos de los ciclos anual y semianual se alcanzan en julio y mayo/noviembre, respectivamente.

La estacionalidad de la salinidad absoluta en el dominio D3 (Figura 9c), no es tan marcada como en los otros dominios, los valores de la salinidad oscilan entre  $\sim 36.3$  g/kg y  $\sim 35.8$  g/kg, aunque no se observa una clara tendencia, los valores más altos de salinidad se presentan en otoño. El promedio anual de  $S_A$  en este dominio es de 36.04 g/kg. El ajuste estacional indica que la variación de la salinidad en el dominio D3 está



**Figura 9.** Igual que en la Figura 7 pero en el dominio 3.

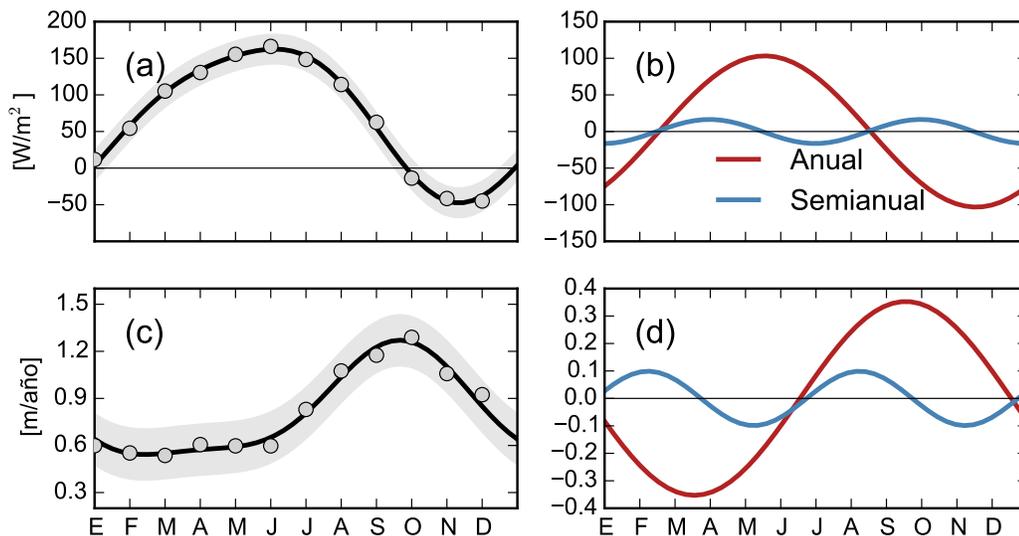
dominado casi en igual proporción por las componentes anual y semianual (Figura 9d). La componente anual explica el 26% de la varianza y tiene una amplitud de 0.15 g/kg, mientras que la componente semianual explica el 21% de la varianza, con una amplitud de 0.13 g/kg. En conjunto, las dos componentes solo llegan a explicar el 47% de la varianza total. Los máximos de la componente anual y semianual se alcanzan en septiembre y octubre/marzo, respectivamente.

**Tabla 1.** Resultado del ajuste estacional de la temperatura conservativa ( $\Theta$  [°C]) y salinidad absoluta ( $S_A$  [g/kg]) en cada dominio dentro del AGC.

		$A_0$	$A_1$	$A_2$	$\phi_1$ (Mes)	$\phi_2$ (Mes)	$\text{Var}_A$ (%)	$\text{Var}_S$ (%)
<b>D1</b>	$\Theta$	$21.58 \pm 0.61$	$8.75 \pm 0.81$	$2.06 \pm 0.81$	7.06	6.15	87.17	4.84
	$S_A$	$36.74 \pm 0.11$	$0.63 \pm 0.15$	$0.07 \pm 0.14$	9.33	5.73	66.02	0.91
<b>D2</b>	$\Theta$	$21.96 \pm 0.44$	$7.77 \pm 0.59$	$1.55 \pm 0.59$	7.39	4.81	85.68	3.43
	$S_A$	$36.37 \pm 0.04$	$0.41 \pm 0.06$	$0.15 \pm 0.07$	9.00	7.78	83.71	12.04
<b>D3</b>	$\Theta$	$22.40 \pm 0.46$	$6.98 \pm 0.61$	$0.74 \pm 0.61$	7.75	5.22	83.33	0.95
	$S_A$	$36.04 \pm 0.07$	$0.15 \pm 0.10$	$0.13 \pm 0.11$	8.85	9.84	25.91	20.77

### 3.2. Flujos de calor en la superficie

El flujo neto de calor ( $Q$ ) en la superficie del AGC (Figura 10a), muestra una ganancia de calor de enero a septiembre y pérdida de calor de octubre a diciembre. El promedio anual de  $Q$  es de  $70.64 \text{ W/m}^2$ , lo cual indica que el AGC está ganando calor por la superficie la mayor parte del año. El resultado del ajuste estacional (tabla 2), muestra que la variabilidad de  $Q$  está dominada por la componente anual, la cual tiene una amplitud de  $103.28 \text{ W/m}^2$  y explica el 92.30% de la varianza total. Por su parte, la componente semianual explica sólo el 2.28% con una amplitud de  $16.44 \text{ W/m}^2$ . Los valores máximos de los ciclos anual y semianual se alcanzan en junio y abril/octubre respectivamente (Figura 10b).



**Figura 10.** Resultado del ajuste estacional: (a) flujo neto de calor ( $Q$ ), (b) componentes anual y semianual de  $Q$ , (c) evaporación menos precipitación ( $E - P$ ), (d) componentes anual y semianual de  $E - P$ . Las líneas negras corresponden al ajuste, los puntos grises son los valores de los promedios mensuales y la banda gris es el límite de confianza del ajuste al 95%.

Los valores positivos de  $E - P$  (Figura 10c) indican que, en el AGC, la evaporación excede a la precipitación durante todo el año, con un promedio anual de  $0.82 \text{ m/año}$ . El resultado de ajuste estacional, muestra que la variabilidad de  $E - P$  también está dominada por la componente anual, la cual tiene una amplitud de  $0.35 \text{ m/año}$  y explica el 83.30% de la varianza total. La componente semianual explica solo el 6.72% de la varianza total y tiene una amplitud de  $0.10 \text{ m/año}$ . Los valores máximos de los ciclos anua y semianual se alcanzan en septiembre y enero/julio respectivamente (Figura 10d).

Los resultados de ambos ajustes, incluyendo sus respectivos errores, se resumen en la tabla 2.

**Tabla 2.** Resultado del ajuste estacional de evaporación menos precipitación ( $E - P$ ) y flujo neto de calor ( $Q$ ) en el AGC.

		$A_0$	$A_1$	$A_2$	$\phi_1$	$\phi_2$	$Var_A$	$Var_S$
$Q$	[W/m <sup>2</sup> ]	70.64±2.37	103.28±3.36	16.44±3.36	5.55	4.05	92.30	2.28
$E - P$	[m/año]	0.82±0.01	0.35±0.27	0.10±0.02	9.55	7.54	83.30	6.72

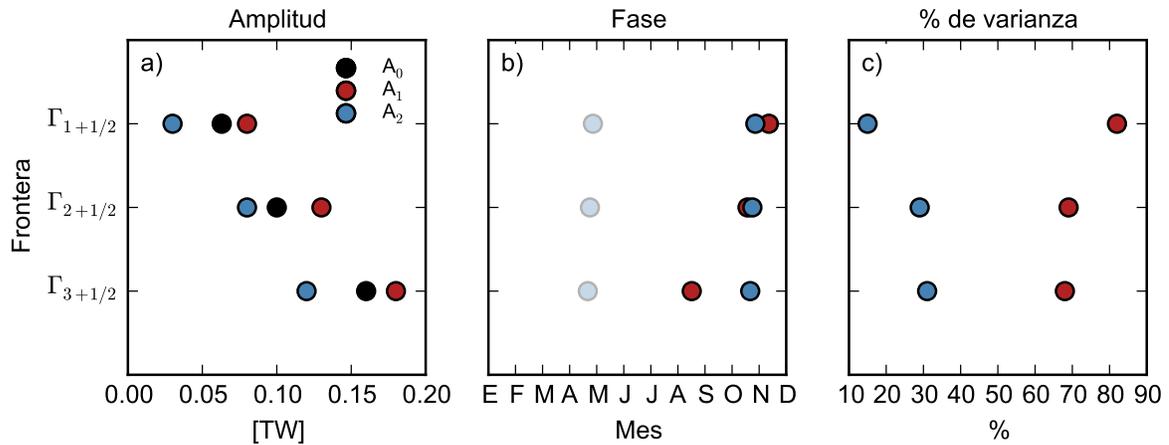
### 3.3. Balance estacional de calor y sal

Con las series de temperatura conservativa, salinidad absoluta y flujos de calor obtenidas con el ajuste estacional, se calcularon los flujos horizontales de calor y salinidad a través de las fronteras de los dominios utilizando las ecuaciones (21) y (22). La densidad  $\rho$  y el coeficiente de capacidad calorífica  $C_p$ , se calcularon utilizando las rutinas de TEOS-10. El área superficial y volumen de cada dominio fueron calculados utilizando la *Mapping toolbox* de Matlab.

#### 3.3.1. Balance estacional de calor

El promedio anual de la anomalía de contenido de calor  $F_{i+1/2}^H$ , aumenta de 0.06 TW en la frontera  $\Gamma_{1+1/2}$ , hasta 0.16 en la frontera  $\Gamma_{3+1/2}$ . La componente anual domina la variabilidad de  $F^H$ . En la frontera  $\Gamma_{1+1/2}$ , la componente anual explica el 82% de la variabilidad, con una amplitud de 0.08 TW; en la frontera  $\Gamma_{2+1/2}$  la componente anual explica el 69% de la variabilidad, con una amplitud de 0.13 TW; en la frontera  $\Gamma_{3+1/2}$  la componente anual explica el 68% de la variabilidad, con una amplitud de 0.18 TW. La fase indica que los valores máximos de la señal anual de  $F^H$  en las tres fronteras, se alcanzan en octubre. La componente semianual explica entre el 15 y 30% de la variabilidad en las tres fronteras, y tiene una importancia relativamente mayor en la frontera  $\Gamma_{3+1/2}$  con una amplitud de 0.12 TW (Figura 11).

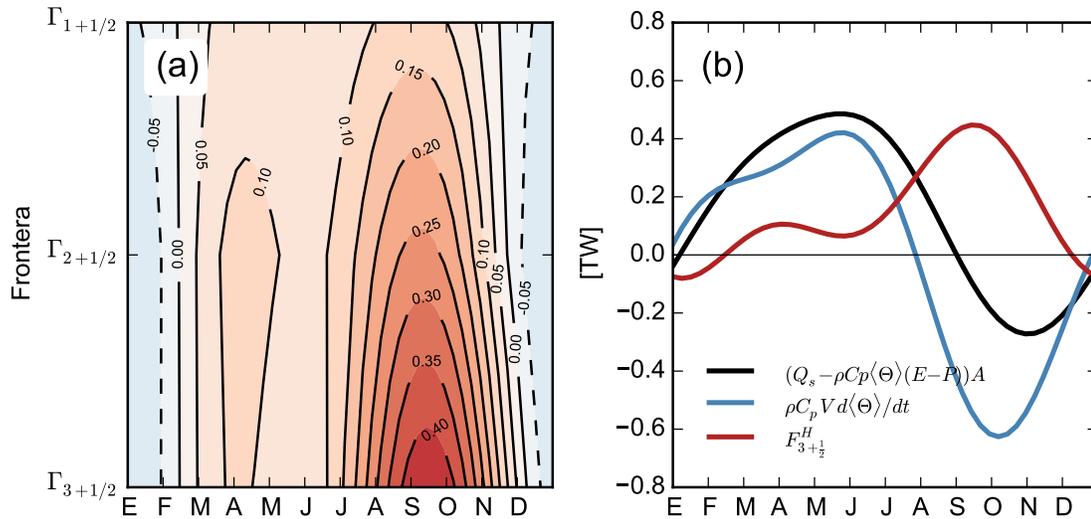
El flujo horizontal de anomalía de contenido de calor,  $F_{i+1/2}^H$ , a través de las fronteras entre los dominios,  $\Gamma_{i+1/2}$  (Figura 12a), muestra que existe un transporte de calor hacia afuera del AGC de febrero a noviembre, los valores máximos de este flujo se presentan



**Figura 11.** (a) Amplitud del promedio anual, componente anual y semianual del flujo de calor a través de las fronteras  $\Gamma_{i+1/2}$ . (b) Fase en meses de la componente anual y semianual. (c) Porcentaje de varianza explicada por la componente anual y semianual.

en octubre, y aumentan casi linealmente desde la frontera  $\Gamma_{1+1/2}$  con valores de 0.10 TW hasta 0.40 TW en la frontera  $\Gamma_{3+1/2}$ . En diciembre y enero se observa un flujo de entrada con máximos de 0.05 TW, el cual permanece constante en las tres fronteras.

En la Figura 12b, se muestran los términos de la ecuación de balance de calor para el AGC. El término correspondiente a los flujos de calor en la superficie ( $[Q - \rho C_p \langle \Theta \rangle (E - P)]A$ ), muestran que hay una ganancia neta de calor por la superficie de febrero a agosto, con un máximo de 0.53 TW en junio; de septiembre a enero se presenta una pérdida de calor con un máximo de 0.29 TW en noviembre. El cambio del contenido de calor dentro del volumen ( $\rho C_p V d\langle \Theta \rangle / dt$ ), indica que el ciclo de calentamiento del AGC inicia en noviembre y finaliza en junio y el ciclo de enfriamiento inicia en julio y termina en octubre. El contenido de calor empieza a incrementarse a partir de enero hasta alcanzar un máximo valor de 0.42 TW en junio. A partir de Julio el contenido de calor decrece hasta alcanzar -0.62 TW en octubre. El flujo total de la anomalía de contenido de calor ( $F_{3+1/2}^H$ ), muestra que el AGC está exportando calor hacia el NGC la mayor parte del año. De marzo a noviembre existe una salida de calor a través de la boca del AGC, este flujo alcanza un valor máximo de 0.43 TW en noviembre. De diciembre a febrero, se observa un débil flujo de entrada, con un máximo de 0.07 TW en enero.



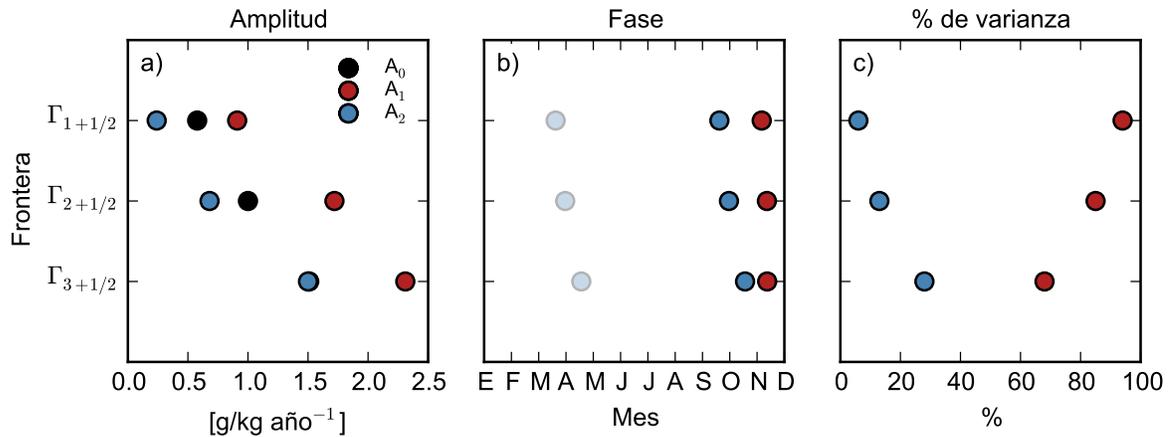
**Figura 12.** (a) Flujo horizontal de la anomalía de contenido de calor  $F_{i+1/2}^H$  (en TW) a través de las fronteras  $\Gamma_{i+1/2}$ . Los valores positivos de  $F_{i+1/2}^H$  indican flujo hacia afuera del dominio y valores negativos indican flujo hacia el interior de del dominio. (b) Términos de la ecuación de balance de calor en el AGC.

### 3.3.2. Balance estacional de sal

El promedio anual de la anomalía de salinidad  $F_{i+1/2}^S$  aumenta de  $0.57 \text{ g/kg año}^{-1}$  en  $\Gamma_{1+1/2}$  hasta  $1.51 \text{ g/kg año}^{-1}$  en  $\Gamma_{3+1/2}$ . La componente anual también domina la variabilidad de  $F^S$ . En la frontera  $\Gamma_{1+1/2}$ , la componente anual explica el 94% de la variabilidad, con una amplitud de  $0.91 \text{ g/kg año}^{-1}$ ; en la frontera  $\Gamma_{2+1/2}$  la componente anual explica el 85% de la variabilidad, con una amplitud de  $1.72 \text{ g/kg año}^{-1}$ ; en la frontera  $\Gamma_{3+1/2}$  la componente anual explica el 68% de la variabilidad, con una amplitud de  $2.31 \text{ g/kg año}^{-1}$ . La fase de la componente anual indica que los máximos del flujo horizontal de salinidad a través de las tres fronteras se alcanzan en noviembre (Figura 13).

La componente semianual en  $\Gamma_{1+1/2}$  y  $\Gamma_{2+1/2}$  explica solo el 6% y 13%, respectivamente, y sus amplitudes son hasta un orden de magnitud menor en comparación con la componente anual. En la frontera  $\Gamma_{3+1/2}$ , la componente semianual explica el 28% de la variabilidad con una amplitud de  $1.5 \text{ g/kg año}^{-1}$ .

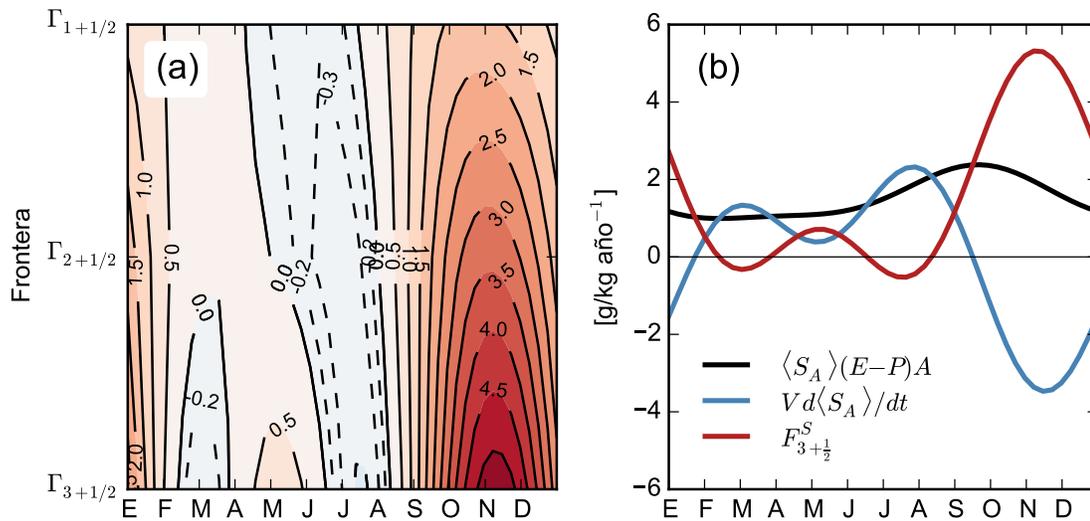
El flujo horizontal de anomalía de salinidad,  $F_{i+1/2}^S$ , a través de las fronteras entre los dominios,  $\Gamma_{i+1/2}$  (Figura 14a), muestra que existe un flujo total de salinidad hacia afuera del AGC en la mayor parte del año, éste flujo de salida alcanza su máximos en noviembre



**Figura 13.** (a) Amplitud del promedio anual, componente anual y semianual del flujo de salinidad a través de las fronteras  $\Gamma_{i+1/2}$ . (b) Fase en meses de la componente anual y semianual. (c) Porcentaje de varianza explicada por la componente anual y semianual.

en las tres fronteras de los dominios y aumenta linealmente de  $1.5 \text{ g/kg año}^{-1}$  en  $\Gamma_{1+1/2}$  hasta  $5 \text{ g/kg año}^{-1}$  en  $\Gamma_{3+1/2}$ . En las fronteras  $\Gamma_{1+1/2}$  y  $\Gamma_{2+1/2}$ , se presenta un flujo de salida durante junio y julio con valores máximos de  $0.3 \text{ g/kg año}^{-1}$ . De enero a agosto se presentan flujos de entrada y salida alternadamente en la frontera  $\Gamma_{3+1/2}$ .

En la Figura 14b, se muestran los términos de la ecuación de balance de sal para el AGC. El término correspondiente al flujo de agua dulce en la superficie,  $(\langle S_A \rangle (E - P) A)$  permanece positivo durante todo el año, con un máximo de  $2.37 \text{ g/kg año}^{-1}$  en octubre. El cambio de la salinidad dentro del volumen  $(V d\langle S_A \rangle / dt)$ , muestra un marcado incremento de la salinidad de noviembre a febrero, hasta llegar a un máximo de  $1.3 \text{ g/kg año}^{-1}$ . De marzo a agosto, se presentan alternadamente incrementos y decrementos de la salinidad hasta llegar a  $2.32 \text{ g/kg año}^{-1}$  en agosto. El flujo total de la anomalía de salinidad ( $F_{3+1/2}^S$ ), presenta un fuerte flujo de salinidad hacia afuera de AGC, con un máximo de  $5.32 \text{ g/kg año}^{-1}$  en noviembre. En mayo se presenta otro flujo hacia afuera con un máximo de  $0.71 \text{ g/kg año}^{-1}$ . Se observan también dos eventos de flujos de entrada, en marzo con  $0.32 \text{ g/kg año}^{-1}$  y en agosto con  $0.52 \text{ g/kg año}^{-1}$ .



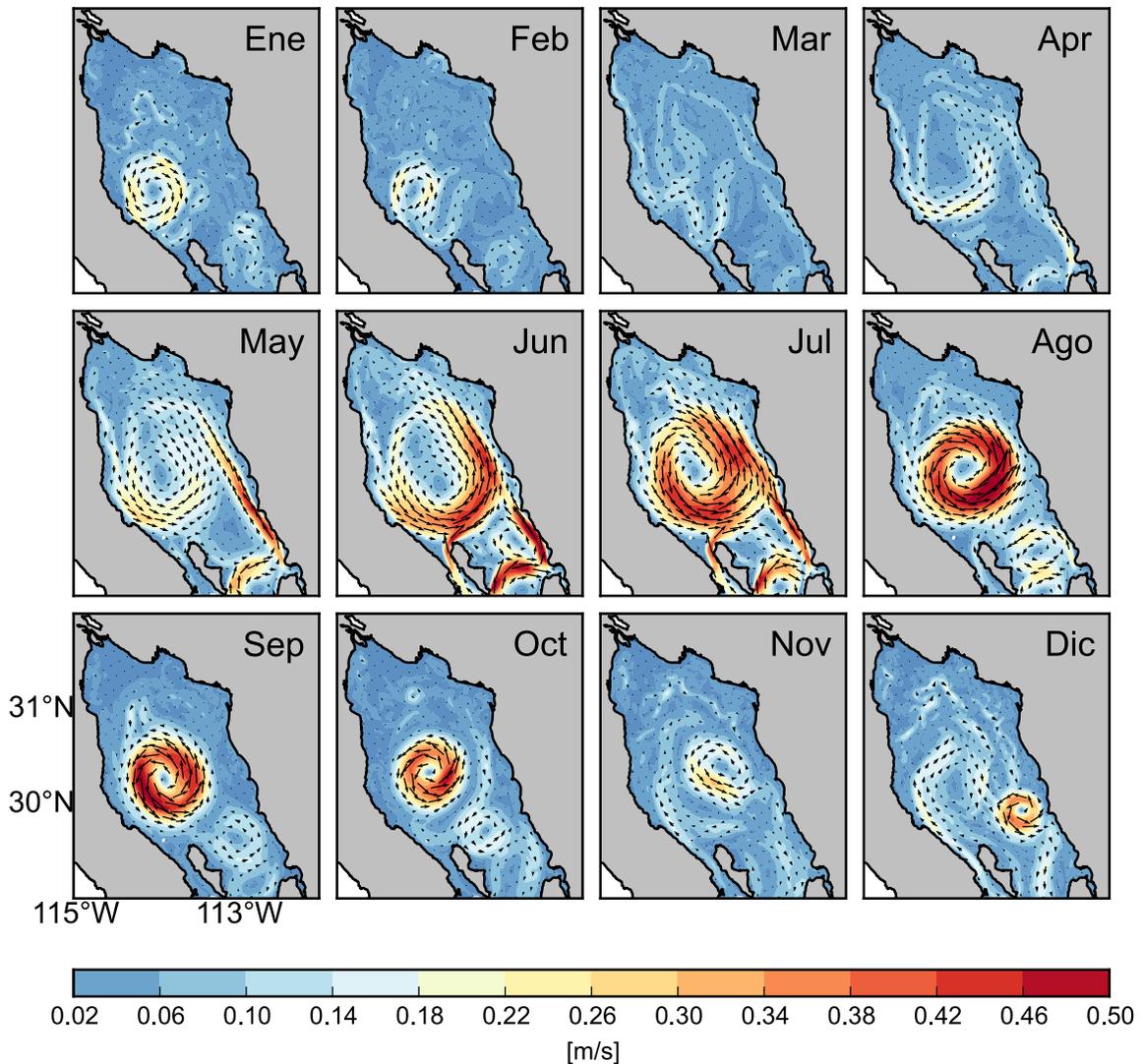
**Figura 14.** (a) Flujo horizontal de la anomalía de salinidad  $F_{i+1/2}^S$  (en  $\text{g/kg año}^{-1}$ ) a través de las fronteras  $\Gamma_{i+1/2}$ . Los valores positivos de  $F_{i+1/2}^S$  indican flujo hacia afuera del dominio y valores negativos indican flujo hacia el interior de del dominio (b). Términos de la ecuación de balance de sal en el AGC.

### 3.4. Circulación

#### 3.4.1. Circulación en el NGC

Los promedios mensuales de la velocidad superficial en el NGC obtenidos de las salidas del ROMS (Figura 15), muestran que de abril a junio, las corrientes ciclónicas dominan la circulación en el NGC, hasta alcanzar un máximo de velocidad de  $\sim 0.4$  m/s en junio. Durante los meses de verano, se observa como esta circulación da lugar a un remolino ciclónico centrado a la mitad del NGC, con velocidades máximas de  $\sim 0.60$  m/s. En agosto y septiembre el giro ciclónico se encuentra bien definido y presenta menor cobertura horizontal. En octubre, este remolino comienza a debilitarse, hasta casi desaparecer en noviembre. De diciembre a febrero se observa la formación de un remolino anticiclónico, este remolino se presenta bien definido durante enero, con velocidades máximas de  $\sim 0.24$  m/s.

Lo anterior indica que la principal característica dinámica en la circulación del NGC es un giro que se invierte estacionalmente: ciclónico de abril a octubre y anticiclónico de noviembre a febrero. Los periodos de transición entre regímenes se presentan en noviembre y marzo.

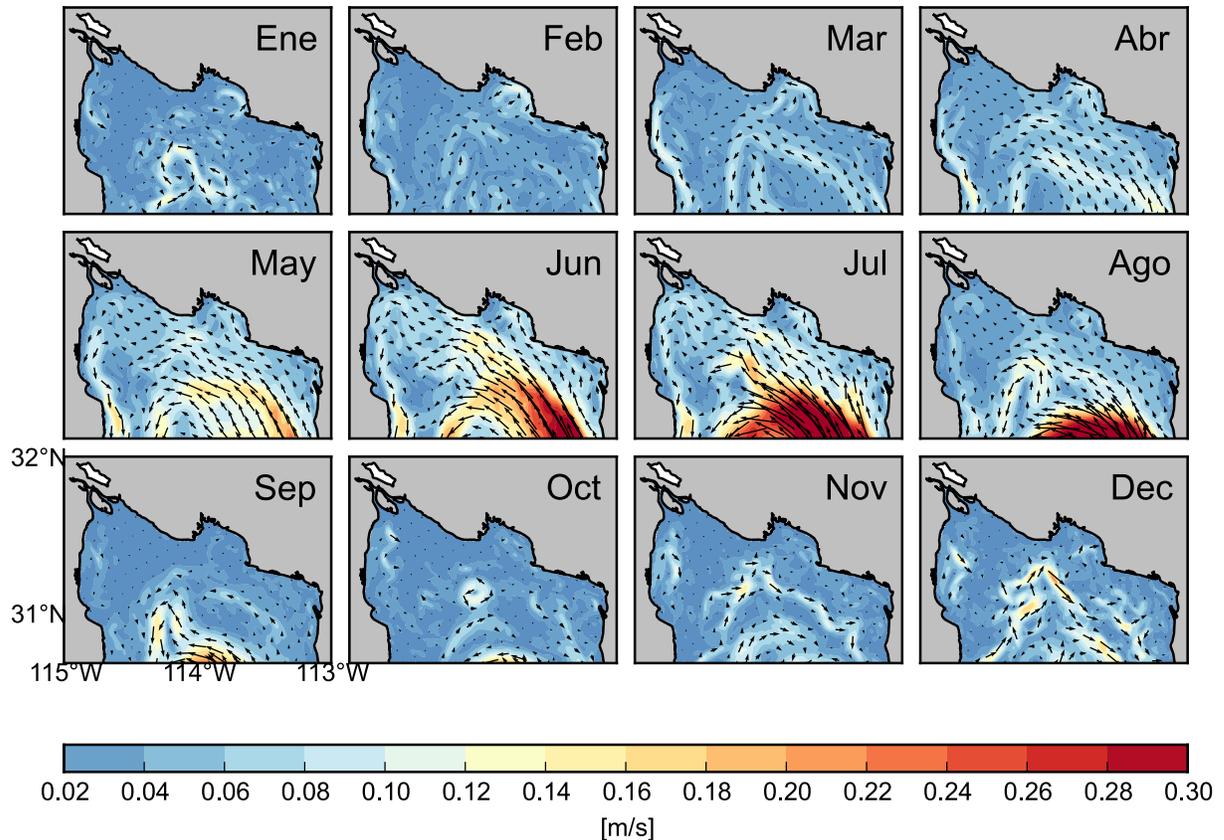


**Figura 15.** Promedios mensuales de las velocidades superficiales en el NGC obtenidas del ROMS. Los contornos corresponden a la magnitud de la velocidad y las flechas indican la dirección de la corriente. Solo se grafica 1 de 10 puntos.

### 3.4.2. Circulación en el AGC

Los promedios mensuales de la velocidad superficial en el AGC (Figura 16), muestra una marcada variabilidad estacional; de marzo a agosto, corrientes ciclónicas con velocidades de hasta  $\sim 0.14$  m/s, dominan la circulación dentro del AGC. El flujo de entrada de ésta circulación se ubica del lado continental y el flujo de salida se ubica del lado peninsular. Aunque las velocidades de los flujos de entrada y salida son del mismo orden de magnitud, el flujo de entrada se extiende transversalmente hasta cubrir dos terceras partes del AGC, mientras que el flujo de salida se encuentra confinado a una menor su-

perficie. A partir de septiembre se observa una disminución de las corrientes de entrada y salida, y por ende, el patrón de circulación no esté bien definido desde octubre hasta febrero. Las velocidades que se alcanzan durante este periodo llegan solo a 0.06 m/s.

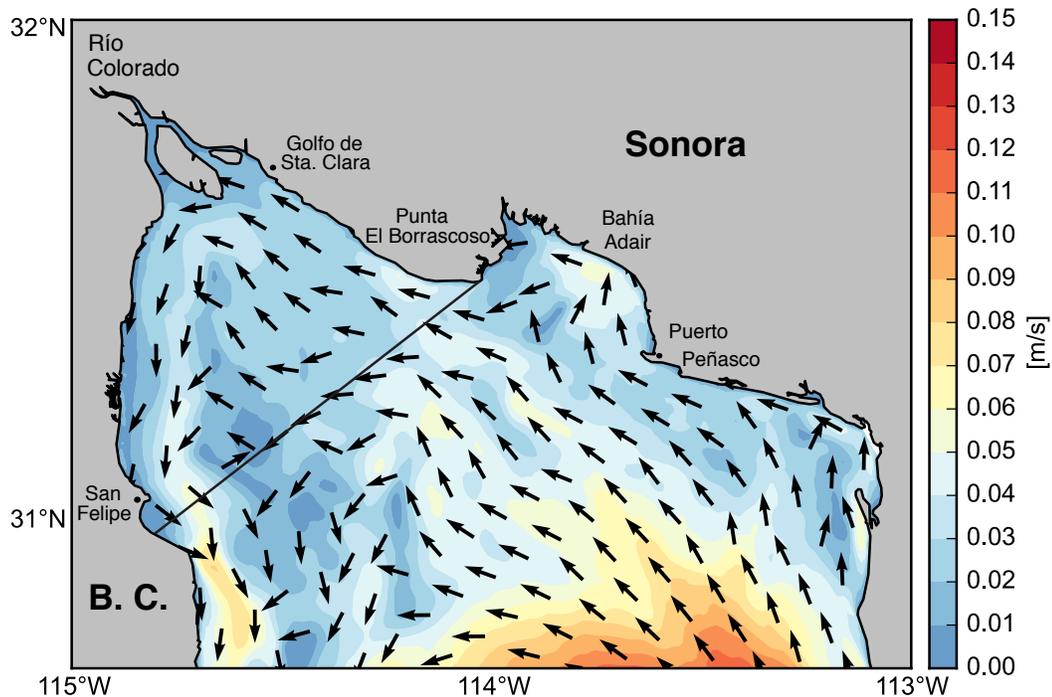


**Figura 16.** Promedios mensuales de las velocidades superficiales en el Alto Golfo de California obtenidas del ROMS. Los contornos corresponden a la magnitud de la velocidad y las flechas indican la dirección de la corriente. Solo se grafica 1 de 10 puntos.

El patrón de circulación ciclónica, bien definido durante primavera y verano, y la disminución de las corrientes de entrada y salida durante otoño e invierno, llevan a que en el promedio anual, la circulación en el AGC sea dominada por una corriente ciclónica, con entrada por el lado continental y salida por el lado peninsular (Figura 17). Las velocidades máximas en el promedio anual son de  $\sim 0.06$  m/s.

### 3.5. Distribución vertical de la velocidad

Para hacer una descripción de la distribución vertical de la velocidad horizontal, se utiliza la velocidad perpendicular a los transectos delineados por las fronteras de los do-



**Figura 17.** Promedio anual de la velocidad superficial en el Alto Golfo de California obtenidas del ROMS. Los contornos corresponden a la magnitud de la velocidad y las flechas (normalizadas) indican la dirección de la corriente. Solo se grafica 1 de 10 puntos.

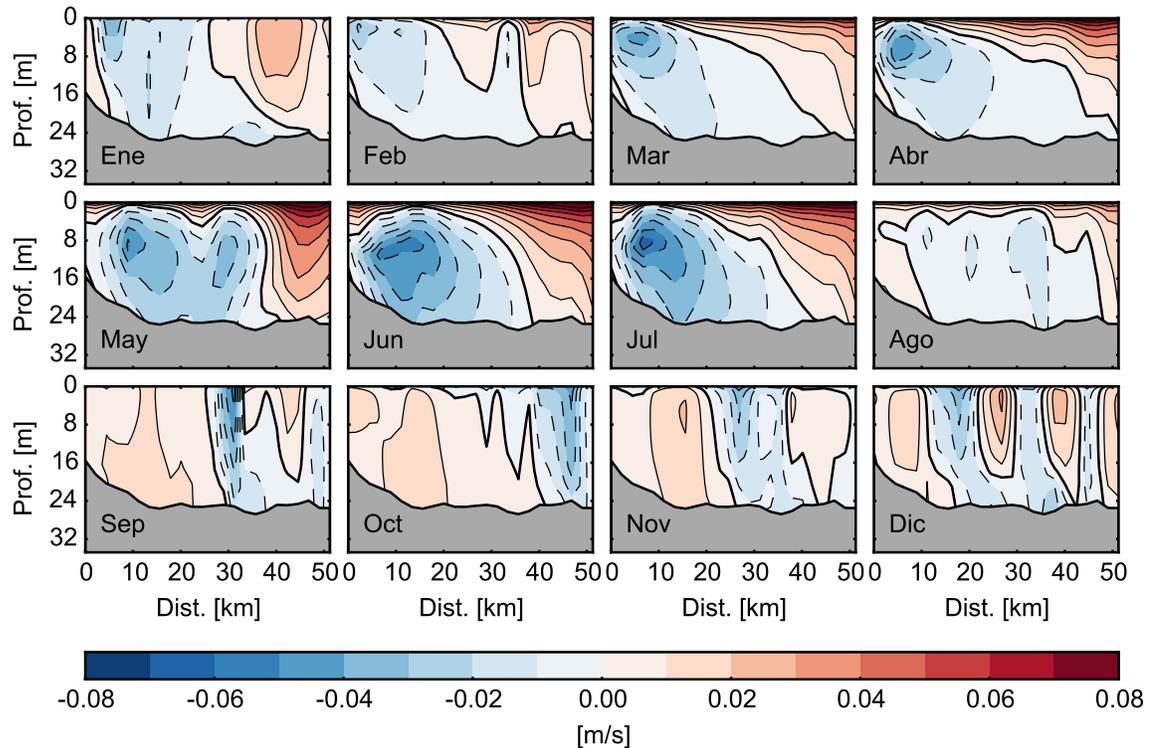
minios dentro del AGC. Además se extrajo una sección vertical en la región del NGC para hacer una comparación entre la circulación dentro del AGC y el NGC. La velocidad se obtuvo a partir de los promedios mensuales de las salidas del ROMS.

### 3.5.1. Frontera $\Gamma_{1+1/2}$

La profundidad máxima de la frontera  $\Gamma_{1+1/2}$ , es de 24 m y tiene una longitud de 50 km aproximadamente. La distribución vertical de la velocidad en ésta frontera (Figura 18) muestra un patrón de circulación con un marcado corte horizontal en la mayor parte del año. Este patrón consiste en un flujo de entrada superficial concentrado en la parte continental, que también se extiende por toda la columna de agua; y un flujo de salida en la parte peninsular que también está presente en toda la columna de agua. En la superficie, el flujo de salida se encuentra restringido a una región más pequeña en comparación con el flujo de entrada. El patrón de circulación también presenta corte vertical; en el centro del transecto, entre los 10 y 40 km aproximadamente, el flujo de entrada se encuentra por encima del flujo de salida. Los flujos de entrada y salida se intensifican de 0.02 m/s en

enero, hasta llegar a 0.08 m/s en julio.

En agosto, el patrón ciclónico se debilita, y posteriormente, durante septiembre y octubre el patrón de circulación se invierte, con velocidades de  $\sim 0.01$  m/s para ambos flujos. En noviembre y diciembre, no existe un patrón de circulación bien definido.



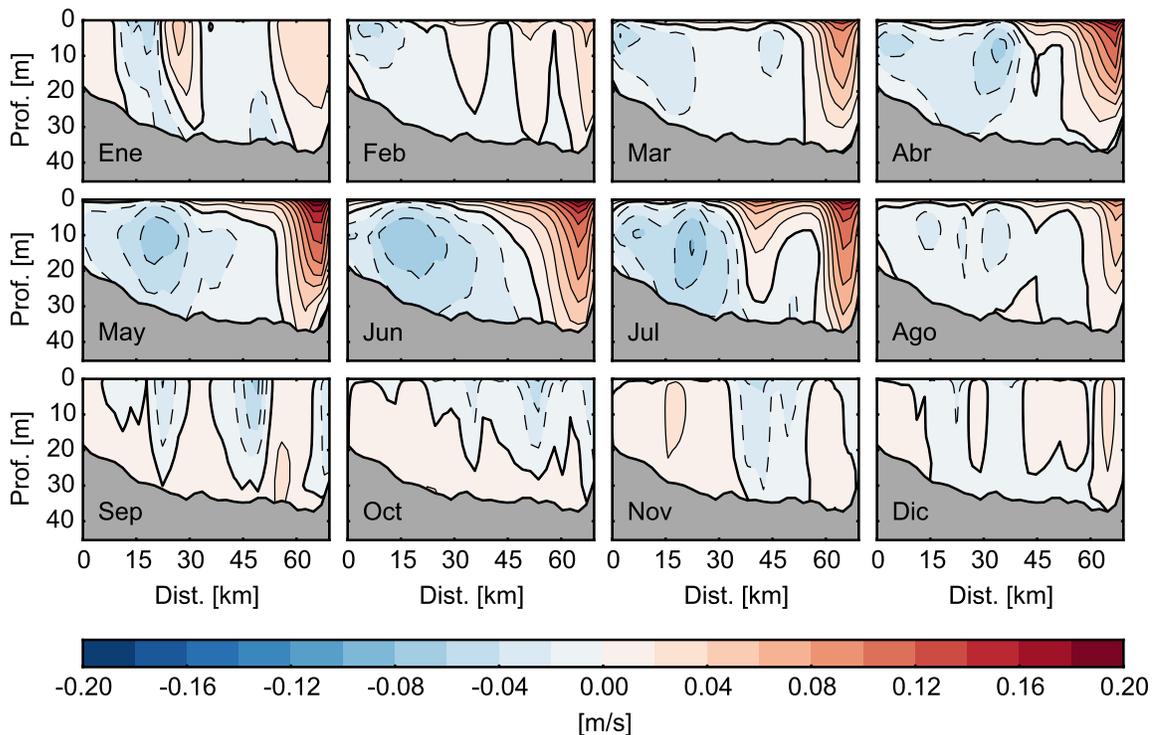
**Figura 18.** Promedios mensuales de la distribución vertical de la velocidad horizontal perpendicular a la frontera  $\Gamma_{1+1/2}$ . Los valores positivos indican dirección noroeste y los valores negativos indican dirección sureste.

### 3.5.2. Frontera $\Gamma_{2+1/2}$

La profundidad máxima de la frontera  $\Gamma_{2+1/2}$ , es de 35 m y tiene una longitud de 65 km aproximadamente. La distribución vertical de la velocidad en ésta frontera (Figura 19) muestra también un patrón de circulación con un marcado corte horizontal en la mayor parte del año. El patrón de circulación es similar al observado en la frontera  $\Gamma_{1+1/2}$ , es decir, consiste en un flujo de entrada superficial concentrado en la parte continental, que también se extiende por toda la columna de agua; y un flujo de salida en la parte peninsular que también está presente en toda la columna de agua. En la superficie, el flujo de salida se encuentra restringido a una región más pequeña en comparación con el flujo de

entrada. El patrón de circulación también presenta corte vertical; entre los 30 y 50 km, el flujo de entrada se encuentra por encima del flujo de salida. Los flujos de entrada y salida se intensifican de 0.02 m/s en enero, hasta llegar a 0.18 m/s en junio.

Al igual que en la frontera  $\Gamma_{1+1/2}$ , el patrón ciclónico se debilita en agosto y durante septiembre y octubre el patrón de circulación se invierte, con velocidades de  $\sim 0.02$  m/s para ambos flujos. En noviembre y diciembre, no existe un patrón de circulación bien definido.



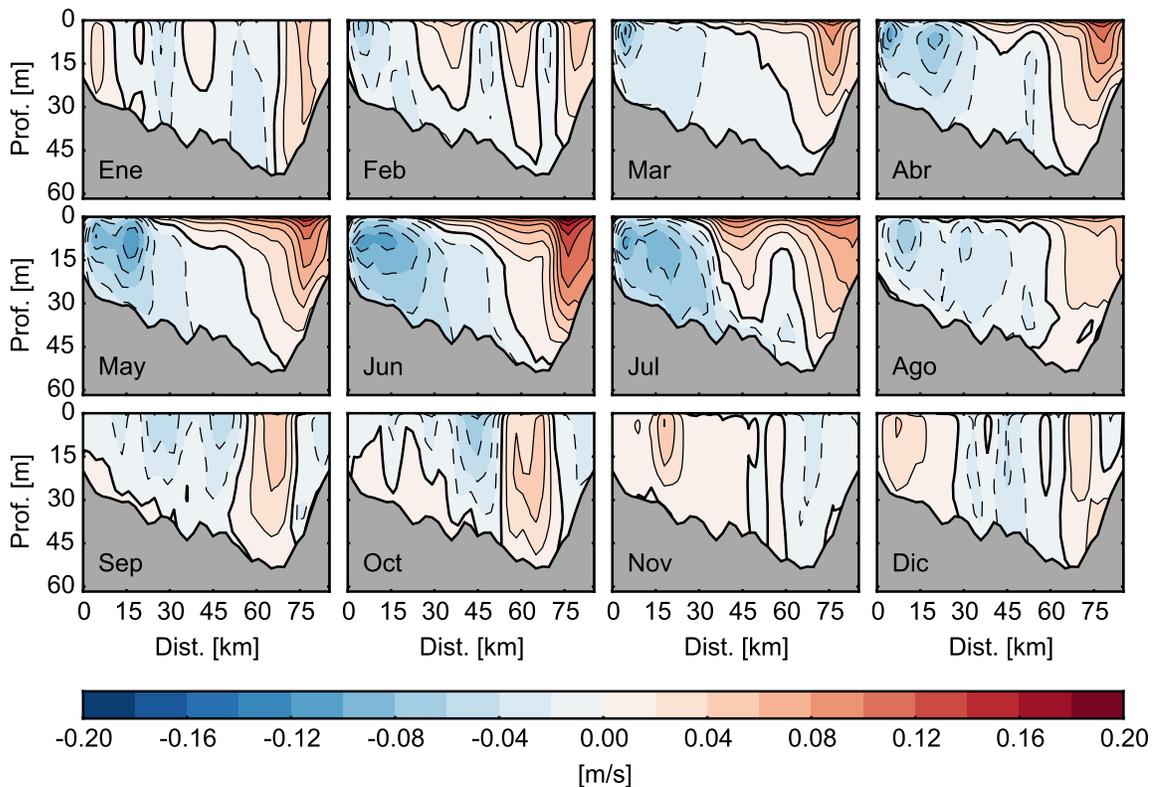
**Figura 19.** Promedios mensuales de la distribución vertical de la velocidad horizontal perpendicular a la frontera  $\Gamma_{2+1/2}$ . Los valores positivos indican dirección noroeste y los valores negativos indican dirección sureste.

### 3.5.3. Frontera $\Gamma_{3+1/2}$

La profundidad máxima de la frontera  $\Gamma_{3+1/2}$ , es de 45 m y tiene una longitud de 80 km aproximadamente. Ésta frontera se encuentra en el límite entre el AGC y el NGC. El patrón de circulación ciclónica se encuentra más marcado que en las dos fronteras anteriores, las cuales se encuentran dentro del AGC. La distribución vertical de la velocidad en ésta frontera (Figura 20) muestra un patrón de circulación con un marcado corte horizontal en

la mayor parte del año. Este patrón consiste en un flujo de entrada concentrado en la parte continental, que se extiende por toda la columna de agua; y un flujo de salida en la parte peninsular que también está presente en toda la columna de agua. En la superficie, el flujo de salida se encuentra restringido a una región más pequeña en comparación con el flujo de salida. El patrón de circulación también presenta corte vertical; entre los 15 y 60 km, el flujo de entrada se encuentra por encima del flujo de salida. Se observa una intensificación de las corrientes de entrada y salida durante los meses de primavera y verano, alcanzando un máximo valor de 0.18 m/s (para el flujo de entrada y el flujo de salida) en junio.

Durante septiembre y octubre, el patrón ciclónico se debilita, y posteriormente, en noviembre y diciembre el patrón de circulación se invierte, con velocidades de  $\sim 0.02$  m/s para ambos flujos. Durante enero no existe un patrón de circulación bien definido, para marzo se observa que el patrón ciclónico comienza a formarse.

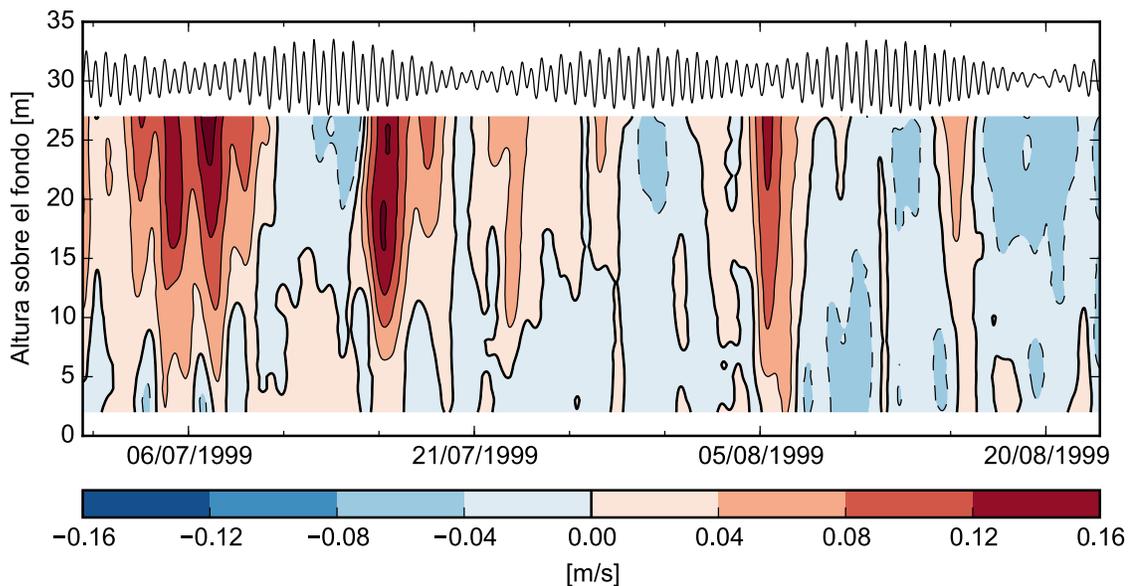


**Figura 20.** Promedios mensuales de la distribución vertical de la velocidad horizontal perpendicular a la frontera  $\Gamma_{3+1/2}$ . Los valores positivos indican dirección noroeste y los valores negativos indican dirección sureste.

### 3.6. Series de tiempo de velocidad

En la Figura 21 se muestra la serie de tiempo filtrada de la componente a lo largo del eje principal de la corriente (entre 2 y 28 m) en el anclaje A3. En la parte superior del panel se muestra el nivel del mar (línea negra).

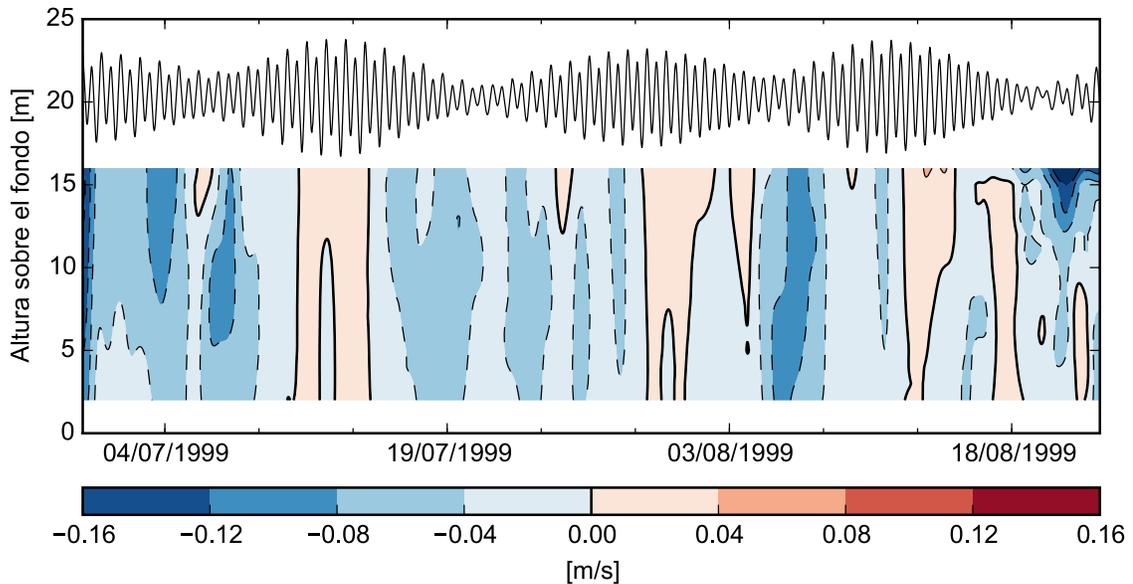
Los máximos valores de la rapidez se alcanzan durante los episodios de mareas muertas. En el periodo que comprende del 30 de junio al 10 de julio, se observa una fuerte corriente con dirección noroeste; aunque los máximos de ésta corriente (0.15 m/s) se alcanzan a partir de los 10 metros sobre el fondo, la dirección del flujo se mantiene constante en casi toda la columna de agua. De los 2 a los 10 metros sobre el fondo la dirección de la corriente se invierte y llega a tener valores de 0.05 m/s. Esta intensificación de las corrientes residuales con dirección noroeste también se presenta durante los periodos del 15 al 28 de julio y 01 al 9 de agosto.



**Figura 21.** Series de tiempo filtradas de las corrientes en el anclaje A3. Los valores positivos indican dirección noroeste y los valores negativos indican dirección sureste.

En la Figura 22 se muestra la serie de tiempo filtrada de la componente a lo largo del eje principal de la corriente (entre 2 y 18 m) en el anclaje A1. Al igual que en el anclaje A3, los máximos de la rapidez se alcanzan durante mareas muertas. Del 30 de junio al 11 de julio se observa una corriente con dirección sureste, con valores máximos de rapidez

de 0.15 m/s. La dirección de la corriente se mantiene en toda la columna de agua. Otros tres eventos de intensificación de corrientes con dirección sureste se presentan del 15 al 28 de julio, del 5 al 12 de agosto y del 15 al 22 de agosto.



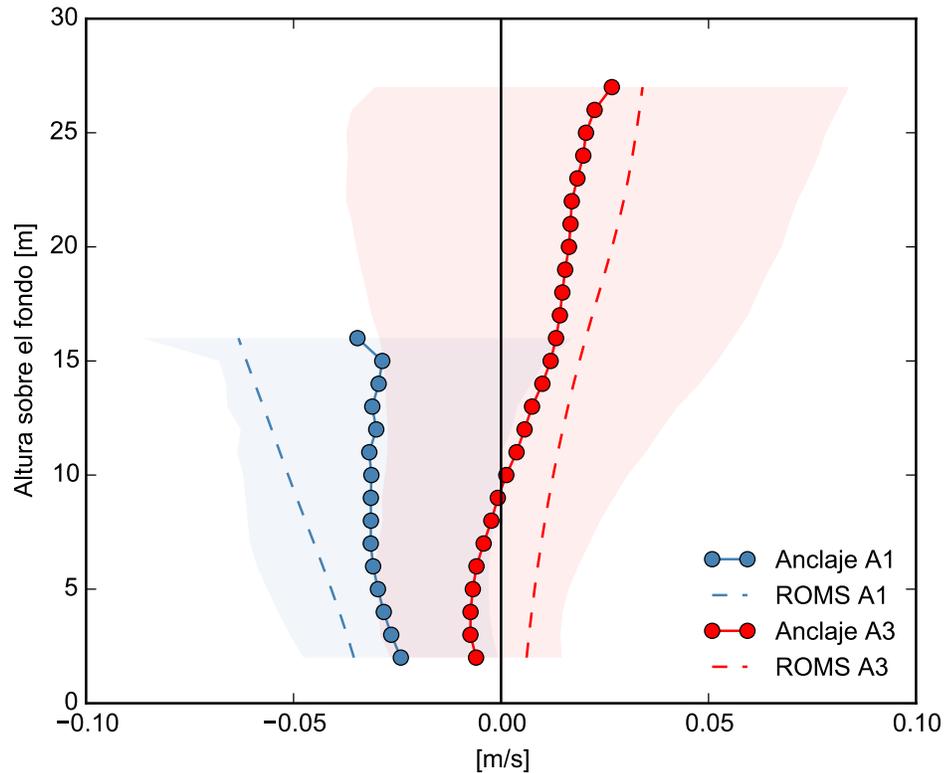
**Figura 22.** Series de tiempo filtradas de las corrientes en el anclaje A1. Los valores positivos indican dirección noroeste y los valores negativos indican dirección sureste.

La duración de los eventos de intensificación de las corrientes residuales en ambos anclajes es de aproximadamente 10 días y están modulados por el ciclo de mareas muertas.

En la Figura 23 se presenta el promedio de todo el intervalo de muestreo (julio-agosto) de la componente a lo largo del eje principal de la corriente de los anclajes A1 (azul) y A3 (rojo) y el promedio de julio y agosto de la velocidad obtenida de las simulaciones en el mismo punto donde se localizan los anclajes.

El perfil vertical promedio del anclaje A1 muestra una corriente barotrópica con dirección SE, con máximos de  $\sim 0.025$  m/s, aunque el perfil de las velocidades del modelo muestran una sobre estimación de la corriente, con máximos de  $\sim 0.05$  m/s en los 15 m sobre el fondo, los resultados se encuentran dentro del límite de confianza del 95% de las observaciones. En el perfil promedio del anclaje A3, se observa una corriente baroclínica con corte a los 10 m sobre el fondo. Por arriba de los 10 m, la corriente tiene dirección

NO, con máximos de  $\sim 0.025$  m/s. El perfil de las velocidades del modelo no presenta el corte a los 10 m sobre el fondo, pero los resultados de la simulación se encuentran dentro del límite de confianza del 95% de las observaciones. Por encima de los 10 m, el comportamiento de la corriente en las observaciones y en el modelo es muy similar.

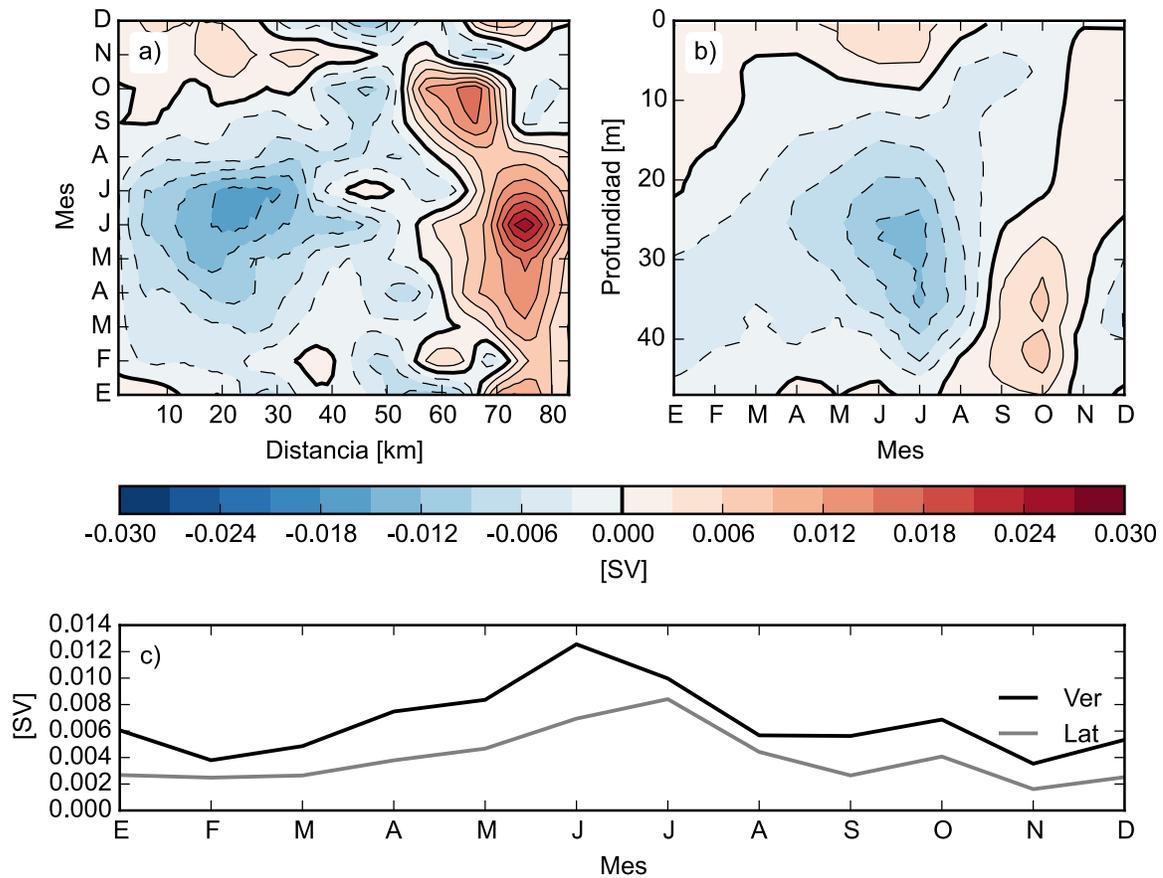


**Figura 23.** Perfiles promedio de las velocidades a lo largo del eje principal de la corriente observadas de los anclajes A1 (azul) y A3 (rojo) en el periodo julio-agosto de 1999. Las líneas discontinuas corresponden al perfil promedio de julio y agosto obtenido de las salidas de ROMS. Las bandas corresponden al límite de confianza del 95% de las observaciones.

### 3.7. Transporte

La distribución vertical de la velocidad, circulación con un balance predominantemente horizontal, la cual consiste en un flujo entrante en la parte continental y un flujo de salida en la parte peninsular. Para describir este balance de retorno, se calculó el transporte de volumen con la velocidad perpendicular al transecto de la frontera  $\Gamma_{3+1/2}$ .

El transporte horizontal integrado verticalmente en la frontera  $\Gamma_{3+1/2}$  (Figura 24a), indica que de marzo a agosto, el transporte positivo asociado con el flujo de entrada se concentra en la parte más profunda del transecto, cerca de la costa de Sonora. El trans-



**Figura 24.** Transporte de volumen horizontal integrado verticalmente (a) y lateralmente (b) y (c) raíz cuadrada media del transporte horizontal integrado verticalmente (línea negra) y lateralmente (línea gris) en la frontera  $\Gamma_{3+1/2}$ .

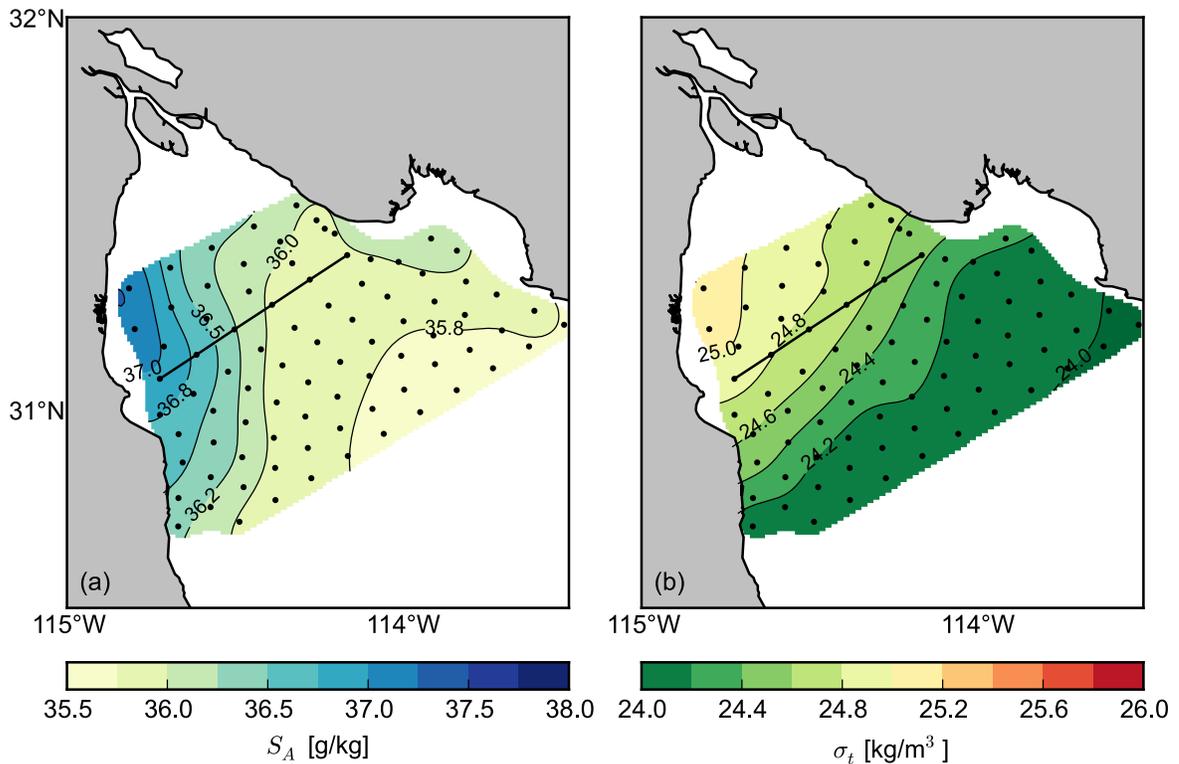
porte negativo, asociado con el flujo de salida se extiende más a lo ancho del transecto. Durante septiembre y octubre, el núcleo de transporte positivo se desplaza hacia el oeste. Durante noviembre y diciembre, la circulación de retorno se invierte. El máximo de transporte se alcanza en junio con 0.03 SV.

El transporte horizontal integrado lateralmente (Figura 24b) muestra que la distribución del transporte cambia de dirección con la profundidad. En el periodo cuando la circulación ciclónica es predominante (marzo a agosto), el transporte asociado con el flujo de entrada se presenta en los primeros 10 m de la columna de agua y el transporte de salida se presenta por debajo de los 10 m. En septiembre y octubre el patrón se invierte, es decir, transporte de entrada por debajo de los 20 m y transporte de salida en la superficie. Los valores máximos del transporte negativo y positivo se alcanzan en julio con 0.01 SV.

Los resultados anteriores indican que el intercambio entre el NGC y el AGC, es principalmente horizontal. Ésto se aprecia mejor con la raíz cuadrada media del transporte (Figura 24c), la cual muestra que, en el periodo de máximo intercambio el transporte total horizontal es hasta dos veces mas grande que el transporte total vertical.

### 3.8. Distribución de las variables hidrográficas

Para la descripción de la distribución de las variables hidrográficas se utilizaron los datos de salinidad y densidad de un crucero realizado durante los días 01 al 09 de junio de 2010, durante marea muerta.



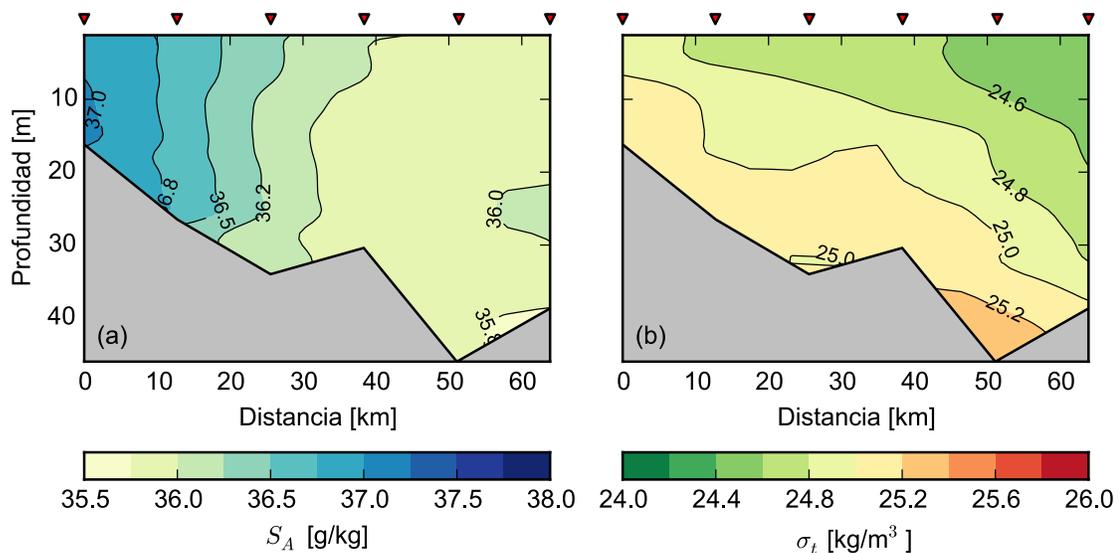
**Figura 25.** Distribución superficial de la salinidad (a) y densidad en el AGC durante junio de 2010. Los puntos negros indican las posición de las estaciones hidrográficas donde se realizó el muestreo.

La distribución horizontal de las variables hidrográficas muestra que la salinidad superficial (Figura 25a) aumenta hacia el noroeste, donde los valores máximos de salinidad (~37.5 g/kg) se encuentran en una lengua estrecha de alta salinidad en la parte peninsular. Los valores mínimos de la salinidad superficial se encuentran en el sureste del AGC. Ésta distribución también se observa en la densidad superficial (Figura 25b), con los valo-

res máximos de densidad ( $\sim 25 \text{ kg/m}^3$ ) en el noroeste y los valores mínimos ( $\sim 24 \text{ kg/m}^3$ ) en el sureste del AGC.

La forma de las isolíneas de salinidad de 36 y 35.8 g/kg, al sur de Punta el Borrascoso (ver ubicación en la Figura 1), sugieren una intrusión de agua proveniente del NGC al AGC, ésto también se observa en las isolíneas de la densidad superficial en esta misma área.

Para completar la descripción se utilizan secciones verticales de un transecto cercano a la frontera  $\Gamma_{3+1/2}$ . La distribución vertical de la salinidad (Figura 26a), muestra que el agua con elevada salinidad presente en la superficie en la parte peninsular, se presenta en toda la columna de agua. Se observa un marcado gradiente de salinidad, con valores que se incrementan desde 35.8 g/kg hasta llegar a 37 g/kg.



**Figura 26.** Distribución vertical de la salinidad (a) y densidad cerca de la frontera  $\Gamma_{3+1/2}$  durante junio de 2010. Los triángulos rojos indican la posición de las estaciones hidrográficas donde se realizó el muestreo.

La distribución vertical de la densidad (Figura 26b) muestra un frente ligeramente lateral, con agua más densa extendiéndose por el fondo ( $\sim 25 \text{ kg/m}^3$ ) y agua menos densa en la superficie ( $\sim 24.6 \text{ kg/m}^3$ ).

## Capítulo 4. Discusiones

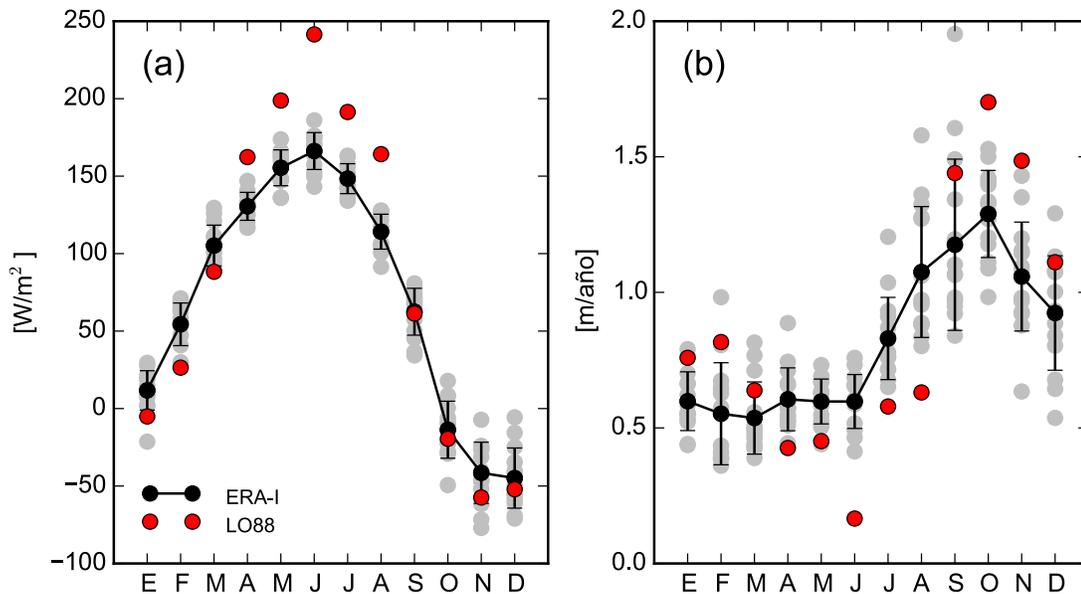
---

### 4.1. Flujos de calor y agua dulce en la superficie

Los resultados del ajuste estacional de los flujos de calor coinciden con los obtenidos por Lavín y Organista (1988, en adelante LO88) en el NGC, los cuales reportan una media anual de  $69.3 \text{ W/m}^2$  para el flujo neto de calor en la superficie ( $Q$ ); los resultados presentados en este trabajo sobre estiman este valor en  $1.34 \text{ W/m}^2$ . Sin embargo, Castro *et al.* (1994, en adelante CLR94) obtiene una media anual de  $80.4 \text{ W/m}^2$  utilizando el mismo conjunto de datos y con correcciones a la metodología utilizada por LO88, lo que indica que nuestros resultados tienen una sub estimación de  $9.76 \text{ W/m}^2$ . Si hacemos una comparación con los promedios mensuales reportados por LO88 (Figura 27a) con los obtenidos de ERA-Interim, se observa que las mayores diferencias se dan en los meses de verano, es decir cuando el flujo neto de calor alcanzo su máximo valor.

La tasa de evaporación obtenida a partir del flujo de calor latente de Era-Interim concuerda con lo reportado anteriormente por Bray (1988) y LO88, en ambos trabajos reportan una media anual de la tasa de evaporación de  $0.9 \text{ m/año}$ . En la comparación de los promedios mensuales de LO88 y Era-Interim (Figura 27b), se observa que las mayores diferencias se encuentran en los meses de otoño, cuando la evaporación alcanza sus valores máximos.

Las diferencias pueden ser debidas a que LO88 y CLR94 utilizaron datos de una estación meteorológica instalada en Puerto Peñasco tomados entre los años 1979-1986 y datos puntuales de temperatura superficial del mar (SST). En cambio el reanálisis ERA-interim utiliza campos de SST para estimar los flujos de calor en la interfaz océano-atmósfera (Dee *et al.*, 2011). Además, en éste trabajo se utiliza una serie de tiempo de 13 años (1999-2012).



**Figura 27.** Comparación del promedio mensual del flujo neto de calor (a) y evaporación (b) de ERA-interim con los reportados por Lavín y Organista (1988). Los puntos grises son el promedio mensual de cada año de la serie de tiempo de ERA-interim.

## 4.2. Balances estacionales de calor y salinidad

Los valores más altos de salinidad se encuentran en la cabeza del AGC. La media anual de la salinidad en el dominio D1 es casi 1 g/kg mayor que en el dominio D3. Éste aumento de la salinidad en la cabeza es una característica común en los estuarios inversos de gran escala (Lavín *et al.*, 1998; de Silva Samarasinghe, 1998). En la parte norte del GC, el principal mecanismo asociado con éste aumento de la salinidad es la elevada tasa de evaporación (Bray, 1988; Lavín *et al.*, 1995).

La pérdida constante de agua dulce por la superficie debida a la de evaporación en el AGC, induce un flujo de agua proveniente del NGC que incrementa la salinidad dentro del AGC. El exceso de salinidad ( $S_A$ ) sobre la salinidad promedio ( $\langle S_A \rangle$ ) tiene que ser exportado fuera del AGC para alcanzar el balance; ésto implica un flujo de salinidad compensatorio hacia afuera del AGC. Lo anterior es más evidente durante los meses cuando la evaporación alcanza sus valores máximos.

En los resultados obtenidos para el balance global de salinidad en el AGC, se observa que el máximo del flujo de salinidad en la boca del AGC tiene un desfase de aproxima-

damente 2 meses con respecto al máximo del flujo inducido por evaporación. De acuerdo a de Silva Samarasinghe y Lennon (1987), es posible relacionar los desfases entre éstos dos flujos con el tiempo de residencia, el cual es el cociente del exceso de salinidad sobre un estado base sobre el flujo de salida. Si se utilizan los valores de salinidad promedio ( $S_{Ai}$ ) y los valores de los flujos  $F_{i+1/2}^S$  dentro de cada dominio ( $D_i$ ), se obtiene que los tiempos de residencia van de los 30 días en el dominio D1, 89 días en el dominio D2 y 100 días en el dominio D3. Lo anterior es consistente con los desfases observados entre  $F_{i+1/2}^S$  y los flujos inducidos por la evaporación.

A diferencia del GC, donde el balance global de sal es dominado por la interacción con el océano pacífico (Berón-Vera y Ripa, 2002), en el AGC, el flujo de salinidad inducido por la evaporación y el cambio de la salinidad dentro del volumen son del mismo orden de magnitud. Lo anterior es consistente con el comportamiento físico de un estuario inverso (Nunes-Vaz *et al.*, 1990; Nunes-Vaz, 2012).

### 4.3. Circulación

La configuración del ROMS utilizada reproduce adecuadamente el patrón de circulación previamente reportada por Carrillo *et al.* (2002), Lavín *et al.* (1997) y Palacios-Hernández *et al.* (2002) en el NGC. Las principales características presentes consisten en una fuerte señal estacional y la presencia de un remolino con inversiones estacionales. Los periodos de transición reportados por Carrillo *et al.* (2002) y Palacios-Hernández *et al.* (2002) ocurren durante octubre y abril–mayo, ésto difiere con los periodos de transición obtenidos de los resultados de la modelación con el ROMS, los cuales ocurren durante marzo y noviembre. De acuerdo con Beier y Ripa (1999) y Zamudio *et al.* (2011), los remolinos ciclónicos en el NGC se deben principalmente al forzamiento anual por el Océano Pacífico en la boca del GC y la interacción con la topografía.

En el AGC, el modelo reproduce bien la circulación residual; durante verano se observa claramente un patrón de circulación ciclónico, ésto coincide con lo observado en las corrientes obtenidas en los dos ADP anclados durante verano, los cuales indican que en los primeros metros de la columna de agua existen corrientes de entrada en el lado de

Sonora y corrientes de salida en la parte de Baja California.

La circulación residual en el AGC fue por primera vez inferida por Alvarez-Borrego y Galindo-Bect (1974), quienes propusieron que la distribución de las variables hidrográficas, temperatura, salinidad y  $\sigma_t$  evidencia la circulación ciclónica dentro del AGC.

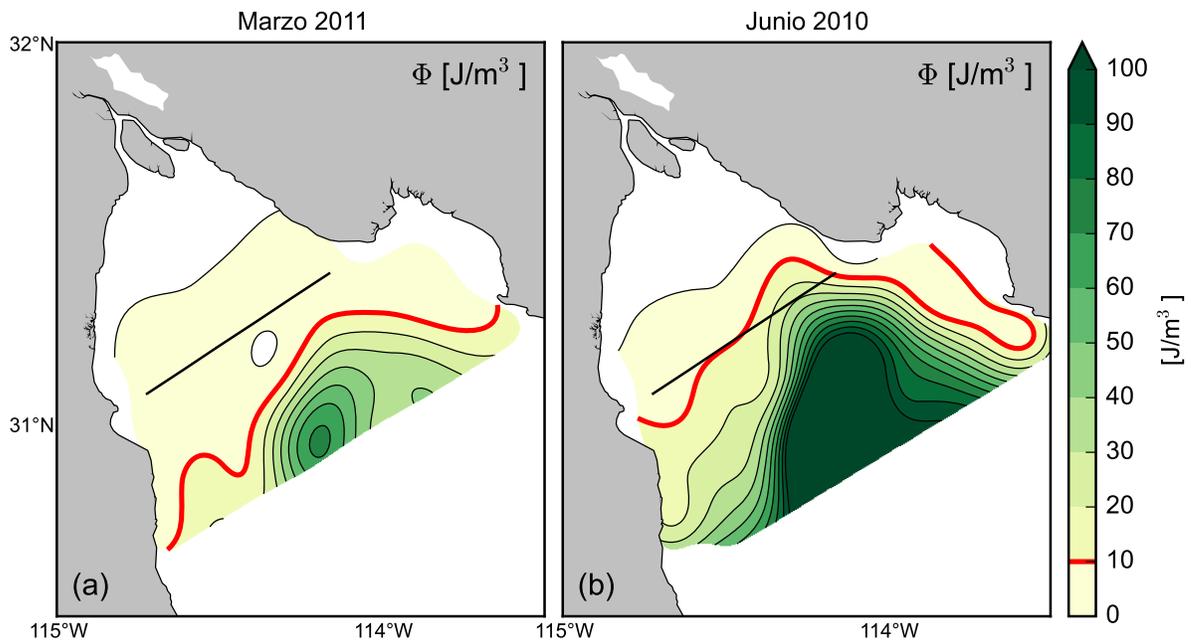
La principal característica dinámica observada en las corrientes de los anclajes del ADP consiste en eventos de corrientes de gravedad modulados por el ciclo de mareas vivas y muertas. Durante mareas vivas, la energía cinética turbulenta del flujo de marea mantiene las condiciones de mezcla vertical, y su efecto en las corrientes de gravedad es similar a un coeficiente de fricción elevado, esto hace que la circulación gravitacional se vea inhibida. Durante mareas muertas, la energía cinética turbulenta, no puede mantener las condiciones de mezcla, lo cual favorece a la generación de las corrientes de gravedad (Nunes-Vaz *et al.*, 1990). La estructura y modulación por la mezcla vertical (principalmente por los ciclos de mareas vivas y muertas) de las corrientes de gravedad y el correspondiente flujo de restitución tienden a mantener la circulación ciclónica en el AGC.

En los promedios mensuales de la distribución vertical de la velocidad (figuras 18, 19 y 20), se observa que la circulación ciclónica es una característica casi permanente en el AGC, pero muestra una fuerte señal anual, con intensificación durante verano y una ligera inversión durante otoño (que es más notoria en las partes más someras). Durante verano, se tiene la mayor ganancia de calor por la superficie (Figura 27) y una gran parte de la energía cinética turbulenta disponible para la mezcla se pierde al contrarrestar la fuerte estratificación producida por el flujo de calor (Argote *et al.*, 1995), es decir, la inhibición de las corrientes de gravedad por la mezcla vertical de marea disminuye.

Una forma de medir la intensidad de la estratificación es con la anomalía de energía potencial, conocido también como el parámetro de estratificación  $\Phi$  :

$$\Phi = \frac{g}{h} \int_{-h}^0 [\bar{\rho} - \rho(z)]z dz \quad (32)$$

donde  $\bar{\rho}$  es la densidad promedio de la columna de agua,  $\rho(z)$  es el perfil de densidad,  $g$  es la gravedad y  $h$  es la profundidad máxima de integración. El parámetro  $\Phi$ , representa la cantidad de trabajo por metro cúbico ( $\text{J/m}^3$ ) necesario para mezclar completamente la columna de agua a una profundidad  $h$ . Para condiciones de mezcla total de la columna de agua,  $\Phi = 0$ ; cuando las zonas verticalmente mezcladas están adyacentes a las zonas estratificadas, un frente de mezcla vertical por marea se forma entre ellas, generalmente en  $\Phi \sim 10 \text{ J/m}^3$  (Simpson *et al.*, 1981; Argote *et al.*, 1995). En la Figura 28 se muestra la variación de la estratificación en dos diferentes meses del año. En marzo (Figura 28a) la posición del frente de mezcla indica que en el AGC existen condiciones de mezcla vertical y en junio (Figura 28b) se presenta estratificación dentro del AGC. Esto concuerda con la intensificación de las corrientes durante verano. Se puede inferir que conforme la ganancia de calor por la superficie disminuye, el efecto de la mezcla vertical por marea mantendrá las condiciones de mezcla en el AGC.



**Figura 28.** Parámetro de estratificación  $\Phi$  calculado con mediciones hechas en dos cruces en el AGC durante marzo de 2011 (a) y junio de 2010 (b). Los contornos son cada  $10 \text{ J/m}^3$  y no se muestran los valores por encima de  $100 \text{ J/m}^3$  por cuestiones de visualización. La línea roja representa la isolinia de  $10 \text{ J/m}^3$ , donde se presenta el frente de mezcla.

El flujo de restitución se ve afectado por la circulación del NGC. Ésto es mas evidente durante el periodo ciclónico. De acuerdo con Zamudio *et al.* (2011), de septiembre a octubre, los vientos en el NGC están dirigidos hacia el norte, lo cual favorecería a una

corriente con dirección noroeste que penetraría al AGC del lado continental. De noviembre a febrero, los vientos en el NGC tienen dirección sureste, lo cual se opondría a la propagación de la corriente.

#### 4.4. Estructura lateral del flujo de intercambio

Las circulación residual en el AGC es afectada por la evaporación, las condiciones de mezcla vertical y la estratificación, como resultado se presenta un patrón de intercambio entre el AGC y el NGC tanto con corte vertical como horizontal. Éste patrón de intercambio es consistente con la circulación de un estuario inverso, forzada por gradientes de densidad (Largier, 2010; Nunes-Vaz *et al.*, 1990; Valle-Levinson, 2011). La circulación que resulta a partir de los gradientes de densidad consiste en un flujo neto de salida cerca del fondo y un flujo neto de entrada por la superficie. Éstos flujos de entrada y salida pueden ser influenciados por el ancho de la cuenca, la fricción y la rotación de la Tierra, y como se menciona en el Capítulo 1, se puede caracterizar en función de los números de Ekman y Kelvin (Valle-Levinson, 2008).

Para obtener el número de Kelvin en el AGC, se supone  $R_i \sim 31$  km (Lavín y Marinone, 2003; Lavín *et al.*, 1997) y que la cuenca tiene un ancho de 80 km (en la boca del AGC), de lo cual se obtiene que  $Ke = 2.71$ . Y para el número de Ekman, se toma a la viscosidad vertical turbulenta como  $A_z = 3 \times 10^{-4}$  m<sup>2</sup>/s, además  $f = 7.62 \times 10^{-5}$  1/s (en 31°N) y  $H = 52$  como la profundidad máxima se obtiene que  $Ek = 0.0014$ . Éstos valores de los números  $Ek$  y  $Ke$  nos indican que en el AGC, los efectos friccionales están confinados a una delgada capa límite de fondo y el flujo es casi geostrófico y depende casi totalmente del ancho dinámico del sistema. Ésto puede explicar los patrones de intercambio observados en la distribución de la velocidad perpendicular a los transectos entre los dominios; en particular los cortes tanto en la horizontal como en la vertical observados en las figuras 18, 19 y 20. Para valores de  $Ke \leq 1$ , es decir, si el ancho dinámico del sistema fuera menor, se esperaría que el patrón de intercambio fuese más parecido al de un estuario inverso típico, con entrada por la superficie y salida por el fondo, esto es, el patrón de intercambio presentaría solo corte vertical. Para  $Ke \geq 1$ , el flujo de entrada por la superficie estará restringido por el radio interno de deformación, y el patrón de intercambio presentará

corte horizontal. Este patrón de intercambio es común en estuarios inversos de gran escala (Valle-Levinson *et al.*, 2003).

Los flujos de intercambio previamente descritos están relacionados con corrientes generadas por la formación de masas de agua en estuarios inversos con características físicas similares al AGC, como los Golfos al sur de Australia (de Silva Samarasinghe, 1998; Nunes-Vaz *et al.*, 1990). La formación de masas de agua en el AGC ha sido previamente discutida por Lavín *et al.* (1998), donde se propone que el mecanismo consiste en que el exceso de evaporación produce un aumento de la salinidad y a su vez un incremento de la densidad en la cabeza del AGC; como resultado se tiene que el agua más densa y salada fluye por el fondo (hacia afuera) y es remplazada por agua menos densa que fluye por la superficie (hacia adentro). Este mecanismo propuesto se observa claramente en la distribución vertical y horizontal de las variables hidrográficas presentadas en éste trabajo.

## Capítulo 5. Conclusiones

---

Se estudio el balance da calor y sal en el AGC utilizando datos hidrográficos de 24 cruceros y datos meteorológicos del reanálisis ERA–Interim. La evaporación excede a la precipitación durante todo el año en el AGC, con un promedio anual de 0.81 m/año. Se encontró que el exceso de evaporación produce un incremento de la salinidad en la parte más somera del AGC; éste exceso de salinidad tiene que ser exportado hacia el NGC para alcanzar un balance. En consecuencia, el AGC exporta sal al NGC casi todo el año. El flujo horizontal de sal alcanzo su valor máximo ( $\sim 5$  g/kg por año) durante noviembre, con un promedio anual de 1.60 g/kg por año. Los valores más altos de salinidad se encuentran en la parte más somera del AGC, donde la señal anual es dominante; en la parte más profunda se encuentran los valores más bajos de salinidad, donde las señales anual y semianual son de igual importancia, es decir, se acerca más al comportamiento estacional del NGC.

El AGC gana calor por la superficie la mayor parte del año, con un promedio anual de  $70 \text{ W/m}^2$ . Al igual que la salinidad, el exceso de contenido de calor tiene que ser exportado hacia el NGC, por ende, el AGC exporta calor al NGC la mayor parte del año. El flujo horizontal de contenido de calor alcanza sus valores máximos ( $\sim 0.45 \text{ TW}$ ) durante octubre, con una media anual de 0.16 TW. La diferencia de temperatura entre los dominios, es decir, el gradiente de temperatura en el AGC, está menos marcado que el de la salinidad, y la señal anual domina la variabilidad de la temperatura en todos los dominios.

La obtención de los flujos advectivos usando las ecuaciones de balance propuestas, ayudó a tener una descripción clara de los factores que influyen en el intercambio de sal y contenido de calor entre el AGC y el NGC. Sin embargo, se debe enfatizar que se necesita una mejor base de datos de temperatura y salinidad para obtener un mejor análisis y reducir los errores.

Los resultados de la simulación utilizando la configuración anidada del ROMS, indican

que el modelo reproduce bien la circulación de estuario inverso esperada en el AGC. Se encontró que la circulación en el AGC es ciclónica la mayor parte del año y se intensifica durante verano, con velocidades máximas de 0.10 m/s. La circulación ciclónica también está presente en la distribución vertical de la velocidad, la cual presenta un patrón de intercambio con corte horizontal. Este tipo de circulación es una característica común en estuarios inversos de gran escala, en los cuales la circulación es inducida por los gradientes de densidad ocasionados por la evaporación (circulación gravitacional) y debido a la escala de la cuenca son afectados por la rotación de la Tierra.

De acuerdo a lo observado en las series de tiempo de la velocidad residual, la duración de los eventos de corrientes de gravedad es de aproximadamente 10 días, a pesar de esta relativamente corta duración, estas corrientes juegan un papel importante en la circulación residual y por ende, en los tiempos de residencia, en los balances de calor y sal, y en el transporte de nutrientes y sedimentos.

## Lista de referencias

- Alvarez, L. G. y Jones, S. E. (2002). Factors Influencing Suspended Sediment Flux in the Upper Gulf of California. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **54**(4): 747–759.
- Alvarez-Borrego, S. y Galindo-Bect, L. A. (1974). Hidrología del Alto Golfo de California-I. Condiciones Durante Otoño. *Ciencias Marinas*, **1**(1): 46–64.
- Alvarez-Borrego, S., Flores-Báez, B. P., y Galindo-Bect, L. A. (1975). Hidrología del Alto Golfo de California II. Condiciones durante invierno, primavera y verano. *Ciencias Marinas*, **2**(1): 21–36.
- Amante, C. y Eakins, B. W. (2009). *ETOPO1 1 arc-minute global relief model: procedures, data sources and analysis (p. 19)*. US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Environmental Satellite, Data, and Information Service, National Geophysical Data Center, Marine Geology and Geophysics Division.
- Argote, M. L., Amador, A., Lavín, M. F., y Hunter, J. R. (1995). Tidal dissipation and stratification in the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, **100**(C8): 16103–16118.
- Beardsley, R. C., Limburner, R., y Rosenfeld, L. (1985). Introduction: CODE-2 moored array and large scale data report, Tech. Rep. WHOI 85–35. Reporte técnico, Woods Hole Oceanographic Inst., Woods Hole, Mass.
- Beier, E. y Ripa, P. (1999). Seasonal gyres in the northern Gulf of California. *Journal of physical oceanography*, **29**(2): 305–311.
- Beron-Vera, F. J. y Ripa, P. (2000). Three-dimensional aspects of the seasonal heat balance in the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, **105**(C5): 11441–11457.
- Beron-Vera, F. J. y Ripa, P. (2002). Seasonal salinity balance in the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, **107**(C8): 15–1–15–15.
- Beron-Vera, F. J., Ochoa, J., y Ripa, P. (1999). A note on boundary conditions for salt and freshwater balances. *Ocean Modelling*, **1**(2): 111–118.
- Bray, N. A. (1988). Thermohaline circulation in the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*, **93**(C5): 4993–5020.
- Cameron, W. y Pritchard, D. (1963). Estuaries. En: M. Hill (ed.), *The Sea, vol. 2*. John Wiley & Sons: New York, 306–324 pp.
- Carrillo, L., Lavín, M. F., y Palacios-Hernández, E. (2002). Seasonal evolution of the geostrophic circulation in the northern Gulf of California. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **54**(2): 157–173.
- Carton, J. A. y Giese, B. S. (2008). A Reanalysis of Ocean Climate Using Simple Ocean Data Assimilation (SODA). *Monthly Weather Review*, **136**(8): 2999–3017.

- Casey, K., Brandon, T., Cornillon, P., y Evans, R. (2010). The past, present, and future of the avhrr pathfinder sst program. En: V. Barale, J. Gower, y L. Alberotanza (eds.), *Oceanography from Space*. Springer Netherlands, 273-287 pp.
- Castro, R., Lavín, M. F., y Ripa, P. (1994). Seasonal heat balance in the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, **99**(C2): 3249–3261.
- de Silva Samarasinghe, J. R. (1998). Revisiting Upper Gulf St Vincent in South Australia: the Salt Balance and its Implications. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **46**(1): 51–63.
- de Silva Samarasinghe, J. R. y Lennon, G. W. (1987). Hypersalinity, flushing and transient salt-wedges in a tidal gulf-an inverse estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **24**(4): 483–498.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, L., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J. J., Park, B. K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J. N., y Vitart, F. (2011). The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **137**(656): 553–597.
- Egbert, G. D. y Erofeeva, S. Y. (2002). Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **19**(2): 183–204.
- Godínez, V., Lavín, M., Ramírez, M., Leal-Lupercio, J., Galindo-Bect, S., y Hernández-Ayón, M. (2000). Datos meteorológicos y de corrientes en el Alto Golfo de California: del 29 junio al 22 de agosto de 1999. Comunicaciones Académicas, Serie Oceanografía Física: CTOFT20008. Reporte técnico, CICESE, Ensenada, B.C., Mex.
- Krauss, W. (1973). *Methods and Results of Theoretical Oceanography, Vol. 1: Dynamics of the Homogeneous and the Quasihomogeneous Ocean*. Borntraeger. 302 pp.
- Kundu, P. K., Cohen, I. M., y Dowling, D. R. (2011). *Fluid Mechanics*. Academic Press, quinta edición. 65–93 pp.
- Large, W. G., McWilliams, J. C., y Doney, S. C. (1994). Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. *Reviews of Geophysics*, **32**(4): 363–403.
- Largier, J. (2010). Low-inflow estuaries: hypersaline, inverse, and thermal scenarios. En: A. Valle-Levinson (ed.), *Contemporary Issues in Estuarine Physics*. Cambridge University Press, 247–272 pp.
- Lavín, M. F. y Marinone, S. G. (2003). An overview of the physical oceanography of the Gulf of California. En: O. Fuentes, J. Sheinbaum, y J. Ochoa (eds.), *Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics: A Tribute to the Scientific Work of Pedro Ripa*. Springer Netherlands, 173–204 pp.

- Lavín, M. F. y Organista, S. (1988). Surface heat flux in the northern Gulf of California. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, **93**(C11): 14033–14038.
- Lavín, M. F. y Sánchez, S. (1999). On how the Colorado River affected the hydrography of the Upper Gulf of California. *Continental Shelf Research*, **19**(12): 1545–1560.
- Lavín, M. F., Gaxiola Castro, G., Robles, J. M., y Richter, K. (1995). Winter water masses and nutrients in the northern Gulf of California. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, **100**(C5): 8587–8605.
- Lavín, M. F., Durazo, R., Palacios, E., Argote, M. L., y Carrillo, L. (1997). Lagrangian observations of the circulation in the northern Gulf of California. *Journal of physical oceanography*, **27**(10): 2298–2305.
- Lavín, M. F., Godínez, V. M., y Alvarez, L. G. (1998). Inverse-estuarine Features of the Upper Gulf of California. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **47**(6): 769–795.
- Marinone, S. G. (2003). A three-dimensional model of the mean and seasonal circulation of the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, **108**(C10): 3325.
- Marinone, S. G., Lavín, M. F., y Parés-Sierra, A. (2011). A quantitative characterization of the seasonal Lagrangian circulation of the Gulf of California from a three-dimensional numerical model. *Continental Shelf Research*, **31**(14): 1420–1426.
- McDougall, T. J. y Barker, P. M. (2011). Getting Started with TEOS-10 and the Gibbs Seawater (GSW) Oceanographic Toolbox.
- Mesinger, F., DiMego, G., Kalnay, E., Mitchell, K., Shafran, P. C., Ebisuzaki, W., Jović, D., Woollen, J., Rogers, E., Berbery, E. H., Ek, M. B., Fan, Y., Grumbine, R., Higgins, W., Li, H., Lin, Y., Manikin, G., Parrish, D., y Shi, W. (2006). North American Regional Reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, (87): 343–360.
- Nunes-Vaz, R. A. (2012). The salinity response of an inverse estuary to climate change & desalination. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **98**(C): 49–59.
- Nunes-Vaz, R. A., Lennon, G. W., y Bowers, D. G. (1990). Physical behaviour of a large, negative or inverse estuary. *Continental Shelf Research*, **10**(3): 277–304.
- Palacios-Hernández, E., Beier, E., Lavín, M. F., y Ripa, P. (2002). The effect of the seasonal variation of stratification on the circulation of the northern Gulf of California. *Journal of physical oceanography*, **32**(3): 705–728.
- Penven, P., Marchesiello, P., Debreu, L., y Lefèvre, J. (2008). Software tools for pre- and post-processing of oceanic regional simulations. *Environmental Modelling & Software*, **23**(5): 660–662.
- Ripa, P. (1997). Toward a physical explanation of the seasonal dynamics and thermodynamics of the gulf of California. *Journal of Physical Oceanography*, **27**(5): 597–614.

- Sánchez-Velasco, L., Lavín, M. F., Jiménez-Rosenberg, S. P. A., Montes, J. M., y Turk-Boyer, P. J. (2012). Larval fish habitats and hydrography in the Biosphere Reserve of the Upper Gulf of California (June 2008). *Continental Shelf Research*, **33**(C): 89–99.
- Shchepetkin y McWilliams (2005). The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Modelling*, **9**(4): 58–58.
- Simpson, J. H., Crisp, D. J., y Hearn, C. (1981). The Shelf-Sea Fronts: Implications of their Existence and Behaviour [and Discussion]. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, **302**(1472): 531–546.
- Valle-Levinson, A. (2008). Density-driven exchange flow in terms of the Kelvin and Ekman numbers. *Journal of Geophysical Research*, **113**(C4): C04001.
- Valle-Levinson, A. (2010). Definition and classification of estuaries. En: A. Valle-Levinson (ed.), *Contemporary Issues in Estuarine Physics*. Cambridge University Press, 1–11 pp.
- Valle-Levinson, A. (2011). 1.05 - classification of estuarine circulation. En: E. Wolanski y D. McLusky (eds.), *Treatise on Estuarine and Coastal Science*. Academic Press, Waltham, 75 - 86 pp.
- Valle-Levinson, A., Reyes, C., y Sanay, R. (2003). Effects of Bathymetry, Friction, and Rotation on Estuary–Ocean Exchange. *Journal of physical oceanography*, **33**(11): 2375–2393.
- Woodruff, S. D., Slutz, R. J., Jenne, R. L., y Steurer, P. M. (1987). A Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **68**(10): 1239–1250.
- Zamudio, L., Metzger, E. J., y Hogan, P. (2011). Modeling the seasonal and interannual variability of the northern Gulf of California salinity. *Journal of Geophysical Research*, **116**(C2): C02017.