

**PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATÓLICA DE VALPARAÍSO
FACULTAD DE RECURSOS NATURALES
ESCUELA CIENCIAS DEL MAR**

Variabilidad espacio temporal de la Corriente del Pacífico Sur

Trabajo de Titulación para optar al Título de Oceanógrafo

por

Felipe Luis Grossi Galeb

**Valparaíso
2012**

INTRODUCCIÓN

La circulación superficial del Pacífico Sur Oriental (PSO) es controlada por el Anticiclón del Pacífico Sur (APS) y su desplazamiento estacional (Strub *et al.*, 1998; Bakun & Nelson, 1991), llegando a influenciar las corrientes más al sur de los 45° S (Fuenzalida, 1971 *fide* Pizarro *et al.* 1994). Además la circulación en la zona del PSO puede ser modulada por El Niño/Niña Oscilación del Sur (ENOS) (Vega *et al.*, 2003), las ondas Kelvin y las ondas Rossby (Fuenzalida, *et al.*, 2008).

Históricamente, la circulación zonal en las latitudes medias del PSO (30°-50° S) se ha descrito cualitativamente como el sistema de la Corriente de Deriva de los vientos del Oeste (CDO). Observaciones han mostrado la contribución de al menos 2 grandes sistemas de corrientes a la circulación en esta banda: la Corriente Circumpolar Antártica (CCA) (Orsi *et al.*, 1995) y la Corriente del Pacífico Sur (CPS) (Stramma *et al.*, 1995; Tomczak & Godfrey, 2002).

La CCA fluye alrededor de la Antártica (60°S), moviéndose más al norte en la medida que se aproxima al continente Americano y a la constricción generada por el paso Drake (Orsi *et al.*, 1995).

Por otro lado, los escasos antecedentes basados en observaciones ubican a la CPS al sur de los 30° S, asociada al núcleo del sistema de la CDO (Stramma *et al.*, 1995; Tomczak & Godfrey, 2002). Antecedentes muestran que al este de los 82° W la CPS se desvía al norte para formar parte del Sistema de Corrientes de Humboldt (SCH) (Bakun & Nelson, 1991; Strub *et al.*, 1998; Tomczak & Godfrey, 2002).

La banda zonal en la que se ubica la CPS ha sido descrita como una frontera oceanográfica (Deacon, 1982) conocida como convergencia subtropical (20° a 40° S) y que en la actualidad se le llama Frente Subtropical (FST) (Clifford, 1983 *fide* Orsi *et al.*, 1995; Hofmann 1985). Esta zona frontal se caracteriza por la presencia de intensos gradientes

meridionales superficiales de salinidad y temperatura que marcan la transición que separa las aguas subtropicales cálidas y salinas de las aguas provenientes de la región subpolar (Neshyba & Fonseca, 1980; Orsi *et al.*, 1995; Leth *et al.*, 2004). Esta zona es influenciada por la existencia de altas precipitaciones alrededor de los 40° S y las descargas de agua dulce provenientes desde el continente (Pickard, 1971; Davila *et al.*, 2002) las cuales crean una zona de baja salinidad (< 34) en el PSO (Strub *et al.*, 1998). Esto genera una zona de bajas concentraciones de salinidad, que se extienden desde la costa sur de Chile hasta los 150° W aproximadamente (Schneider *et al.*, 2003; Leth *et al.*, 2004). Esta lengua de baja salinidad interrumpe el gradiente normal de las aguas antárticas menos salinas que fluyen hacia aguas subtropicales más salinas. (Deacon, 1982).

Esta zona de transición presenta una serie de flujos y contra flujos asociados a la CPS y a la actividad de mesoescala vinculada al FST (Shaffer *et al.*, 1997; Strub *et al.*, 1998).

La combinación entre las abruptas discontinuidades del FST refuerzan la intensidad de las corriente en la banda zonal donde se ubica la CPS, ya que, debido al desbalance horizontal de densidad entre los dos lados del frente se genera un flujo geostrofico compensatorio a lo largo del mismo frente (Mooers *et al.* 1977, Smith 1995). Al mismo tiempo las inestabilidades generadas en esta zona frontal, favorecen las inestabilidades de las corrientes que derivan en flujos meándricos y eventualmente la formación de remolinos de mesoescala (Chaigneau & Pizarro, 2005c).

Las características oceanográficas de la CPS son de las menos descritas en el PSO, debido a la falta de mediciones directas y la influencia de procesos de mesoescala que dificultan su identificación y ubicación. En general se ha descrito como el flujo promedio que se inicia al este de Nueva Zelanda, en el Pacífico sur, como una ramificación de la corriente de Auckland del Este y la corriente Este del Cabo con dirección hacia el oriente sobre la plataforma de las islas y el monte Chatham, centradas aproximadamente al sur de los 40°S y fluyendo próximas al FST (Stramma *et al.*, 1995), hasta llegar cerca de las costas

Sudamericanas, entre los 30° y los 35° S, donde se divide, dando origen a dos corrientes: Corriente de Cabo de Hornos (CCH), que se dirige hacia el sur (Silva & Neshyba, 1977); y la de Humboldt o corriente Chile-Perú (Bernal *et al.* 1982) con dirección hacia el norte paralela a la costa de Chile y Perú (Silva & Neshyba, 1977; Strub *et al.*, 1998).

Los impactos de la variabilidad climática de los océanos requieren una mejor comprensión de los grandes sistemas de corrientes basándose en información directa o indirecta. Son de relevante importancia para el clima reanalizar grandes factores oceanográficos en las variaciones de gran escala en el sistema océano-atmósfera, dentro del contexto del uso de nuevas tecnologías. De acuerdo con lo mencionado en Figueroa & Quiñónez (1997), algunas de estas variaciones pueden ser una disminución de la intensidad del APS, lo que trae consigo un debilitamiento del SCH y un desplazamiento en las corrientes presentes en el APS. Dichas hipótesis se basan fundamentalmente en el tipo de análisis aplicado a la evaluación de las corrientes, para lo cual se utilizan métodos indirectos, obteniéndose diversos patrones en la circulación con un mayor o menor grado de coincidencia entre sí. (Bernal *et al.*, 1982; Silva & Fonseca, 1983; Shaffer *et al.*, 1995).

La circulación en esta zona (PSO) es reinterpretada constantemente a la luz de nuevas observaciones in situ y satelitales, producto de la variabilidad que este sistema presenta (Shaffer *et al.*, 1995, 1997; Strub *et al.*, 1998). A pesar de esto, existe una falta de claridad sobre la dinámica espacial de las corrientes presentes en el Pacífico Sur y en las inmediaciones de las costas sudamericanas. La dimensión espacial del área descrita y la limitada información in situ hace que el conocimiento de la circulación en el PSO tienda a ser esquemática y cualitativa (**Fig. 1**). El presente trabajo tiene como objetivo identificar la Corriente del Pacífico Sur (CPS) y caracterizar su variabilidad temporal y espacial en el Pacífico Suroriental.

OBJETIVO

Identificar la Corriente del Pacífico Sur (CPS) y caracterizar su variabilidad espacio-temporal en el Pacífico Suroriental.

OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Identificar la CPS mediante climatología CARS, datos satelitales y parámetros físicos.
- Determinar la variación temporal de la CPS en el Pacífico Suroriental.
- Determinar la variación espacial de la CPS en el Pacífico Suroriental.

MATERIALES Y MÉTODOS

En este capítulo se define la naturaleza de la información utilizada, el procesamiento y métodos de análisis para su interpretación.

Climatología CARS

El estudio está limitado al Pacífico Sur ubicado entre la costa de Sudamérica y los 170° W, desde los 25° a los 45° S (**Fig. 1**). Se utilizó la climatología hidrográfica diaria “CSIRO Atlas of Regional Seas”, CARS 2009, de CSIRO (Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation) construido en base a datos in situ históricos, satelitales y de modelos. Estos datos tienen una resolución espacial de 0,5° x 0,5° y cobertura en profundidad. Su metodología y algoritmos están descritos en detalle en Ridgway *et al.*, (2002) y Dunn & Ridgway (2002) (<http://www.marine.csiro.au/~dunn/cars2009/>).

A modo de validación de los datos CARS, se compararon campos verticales de salinidad y temperatura, utilizados en este estudio, con la climatología del WOA (World Ocean Atlas), la que a su vez fue validada con datos in situ de boyas Argos e información proveniente de transectas WOCE (World Ocean Circulation Experiment) disponibles para la región de estudio (Anexo).

Por otra parte, para la zona de estudio se derivaron los campos horizontales y verticales de las velocidades geostrofica, referidas a los 1000 m, a partir de datos de salinidad y temperatura de la climatología CARS, siguiendo la metodología propuesta por Pond & Pickard (1983).

Esta base de datos permite obtener una climatología de las corrientes zonales en el Pacífico Sur y mapas superficiales de velocidad geostrofica absoluta para el PSO (25° S y 45° S; 120° W y 73° W).

Altura del nivel del mar

La obtención de la altura de la superficie del mar satelital, es resultado de la diferencia entre la altitud del satélite sobre la superficie del mar y la altitud del satélite sobre un elipsoide de referencia. A esta diferencia es necesario restarle la altura del geoide marino (e.g Lee-Lueng, 1994; Benada, 1997).

Las anomalías del nivel del mar (ANM) fueron derivadas de datos provenientes de la institución francesa AVISO “Archiving, Validation, and Interpretation of Satellite Oceanographic data” (<http://las.aviso.oceanobs.com/las/getUI.do>) la cual proporciona datos MADT (Map of Absolute Dynamic Topography), resultado de distintas misiones satelitales (*T/P* o *Jason-1* + *ERS-1/2* o *Envisat*). Se emplearon imágenes de altimetría diarias, con una resolución espacial de $1/3^\circ$ (36×36 km) que abarcaron el periodo desde enero de 1993 a junio del 2011.

Datos combinados AVISO y CARS

Utilizar esta metodología permite extender la climatología y obtener series de tiempo a partir de esta.

Se combinaron los datos de las altimetrías AVISO y CARS, siguiendo la metodología y el algoritmo propuesto por Le Traon and Morrow (2001), donde la componente zonal, U_g , y meridional V_g , del residual de la velocidad superficial es calculada mediante la siguiente relación:

$$U_g = \frac{g}{f} \frac{\partial (ANM + CARS)}{\partial y}$$
$$V_g = \frac{g}{f} \frac{\partial (ANM + CARS)}{\partial x}$$

donde g es la aceleración de gravedad, f es el parámetro de Coriolis, y $\partial x, \partial y$ son las distancias al este y al norte respectivamente.

Posteriormente la velocidad geostrófica total es derivada de la combinación de alturas del nivel del mar descritas anteriormente (Letelier, 2010), referidos a los 1000 m.

Análisis de la información

La información de la climatología CARS proviene de matrices que cubren todo el globo, las cuales fueron cortadas para la zona de interés, en el Pacífico sur, entre los 25° y 45° S; 170° y 73° W (**Fig. 1**).

Las velocidades geostróficas zonales absolutas fueron derivadas de los datos de la climatología hidrográfica CARS para todos los meses, y luego se escogieron los más representativos para las estaciones del año (enero, abril, julio y octubre). De todo este conjunto de datos se seleccionaron transectas meridionales de velocidades geostróficas zonales a lo largo del Pacífico Sur (170° W, 160° W, 150° W, 140° W, 130° W, 120° W, 115° W, 110° W, 105° W, 100° W, 95° W, 90° W y 85° W), para la identificación de la corriente. Además se realizaron mapas superficiales de velocidad geostrófica absoluta para el PSO (25° S y 45° S; 120° W y 73° W), de los meses más representativos de las estaciones del año.

Los datos de altimetría AVISO combinados con la altimetría CARS y las resultantes velocidades geostróficas totales, se procesaron por días y se calculó un promedio general de la magnitud y promedios estacionales para ver la variación en estos periodos, mostrados en forma de mapas la magnitud de la velocidad geostrófica total superficial.

Además se estudiaron las velocidades geostróficas zonales totales superficiales, en transectas meridionales para las longitudes correspondientes al PSO (120° W, 115° W, 110° W, 105° W, 100° W, 95° W, 90° W y 85° W) y considerando el periodo de tiempo

entre 1993 y 2010, tomando en cuenta las estaciones referidas al verano austral (enero, febrero y marzo) y el invierno austral (julio, agosto y septiembre).

Para identificar el FST se utilizó la definición empleada por Deacon (1982) donde dice que la temperatura cambia de 4° a 5° C y la salinidad varía en un rango de 0,5. Su ubicación varía a lo largo del Pacífico Sur, originándose al sur de los 45° S en las cercanías de Nueva Zelanda (isoterma de 12° C a 100 m e isohalina superficial de 35) (Belkin & Gordon, 1996; Daly *et al.*, 2001) hasta llegar a las costas de Sudamérica ubicándose entre los 34° y 40° S, de acuerdo a los parámetros citados (isoterma de 14° C a 150 m / isohalina superficial 34,3-34,8) (Stramma *et al.*, 1995; Chaigneau & Pizarro, 2005).

Con el objeto de examinar la variabilidad espacio temporal de los parámetros oceanográficos, se aplicaron las Funciones Empíricas Ortogonales (FEOs) a las componentes y magnitud de la velocidad geostrofica, cuya aplicación sólo depende de consideraciones estadísticas (Barnett & Patzert, 1980; Kelly, 1985). Las FEOs permiten cuantificar la varianza total en modos ortogonales o independientes entre sí. De esta manera se obtienen los modos que contienen el mayor porcentaje de la varianza, que representan a las señales dominantes en la región de estudio, quedando en los modos inferiores las contribuciones asociadas con otro tipo de procesos o escalas.

La ocurrencia de eventos El Niño y La Niña para el periodo de estudio total 1993-2010, fue obtenida de la serie de tiempo de anomalías de TSM de “Extended Reconstructed Sea Surface Temperature (ERSST) vb3”, las que fueron calculadas a partir de 3 meses continuos de promedios para el Índice Oceánico de “El Niño” (ONI), en el Niño 3+4 (5° N - 5° S, 120 ° – 170 ° W). Donde los valores por sobre 0,5° C son considerados como un evento cálido y bajo -0,5° C, como un evento frío. (<http://www.nws.noaa.gov/>) (**Fig. 18**)

Para estimar la dependencia de una serie sobre otra desplazada en función del tiempo, las series temporales del primer modo obtenidas del análisis de las componentes

principales, fueron sometidas a un análisis de correlación cruzada. Este análisis se realizó utilizando la metodología descrita por Bendat & Piersol (1971). En este caso se realizaron correlaciones cruzadas entre las series temporales del primer modo de la componente zonal (U), la componente meridional (V), y la componente de la magnitud ($\sqrt{(U^2 + V^2)}$), y el Índice Oceánico de “El Niño” (ONI) (3+4).

RESULTADOS

1.- Variabilidad estacional de la CPS.

1.1.- Variabilidad anual zonal derivada de los datos hidrográficos CARS.

En la transecta meridional a lo largo de la longitud 170° W (**Fig. 2**), se aprecia el flujo perteneciente a la CPS en los 44° S, con magnitudes máximas hacia el este cercanas a los 4 cm s⁻¹ en un abril promedio, y magnitudes mínimas levemente superiores a los 2 cm s⁻¹, durante un julio promedio. El flujo asociado a esta corriente alcanza una profundidad máxima (> 300 m) en enero y una profundidad mínima durante el mes de Julio (<150 m). El FST es representado por la isoterma de 12° C a 100 m de profundidad y la isohalina superficial de 35, se ubicó en promedio en los 43° S en el mes de enero y se desplazó al norte en los meses de invierno (~41° S). Al norte de los 34° S se aprecia otro flujo zonal con dirección este correspondiente a la Contra Corriente Subtropical (CCST) con magnitudes cercanas a 10 cm s⁻¹ en superficie abarcando profundidades entorno a los 400 m.

La transecta a lo largo de la longitud 160° W (**Fig. 3**), muestra la componente zonal perteneciente a la CPS al sur de los 40° S, con magnitudes superficiales hacia el este en torno a los 2 cm s⁻¹, durante todos los meses promedios. En tanto que el flujo promedio tiene una profundidad menor a los 75 m. El FST es representado por la isoterma de 12° C a 100 m. de profundidad y la isohalina superficial de 35, se ubico en promedio entre los 36° y 40° S. La CCST, está centrada alrededor de los 30° S. Tiene magnitudes zonales superficiales promedio, con dirección al este, en torno a los 8 cm s⁻¹ durante casi todos los meses, excepto el mes de abril que presenta magnitudes superiores a 10 cm s⁻¹ en superficie. La CCST alcanza profundidades entre los 300 - 450 m.

A los 150° W de longitud (**Fig. 4**), se muestra la transecta meridional con el flujo perteneciente a la CPS entre los 35° y los 38° S, con magnitudes zonales hacia el este en

torno a los 3 cm s^{-1} para todos los meses. El flujo en esta zona alcanza profundidades entre los 100 y 300 m. El FST es representado por la isoterma de 12° C a 100 m de profundidad y la isohalina superficial de 34,8 ubicándose en promedio entre los 35° y 39° S . La CCST está centrada alrededor de los 31° S . Tiene magnitudes zonales superficiales promedio, con dirección al este, en torno a los 8 cm s^{-1} durante la mayoría de los meses, excepto el mes de enero que presenta magnitudes entorno a $9,5 \text{ cm s}^{-1}$ en superficie. La CCST alcanza profundidades levemente superiores a los 400 m.

Para la transecta en los 140° W (**Fig. 5**), el flujo perteneciente a la CPS se ubica entre los 37° y los 38° S , mostrándose difusa entre varios centros a esas latitudes. Las componente de velocidades zonal máximas superficiales son entorno a los 4 cm s^{-1} en todos los meses. El flujo alcanza profundidades entre 200 y 300 m. El FST es representado por la isoterma de 12° C a 100 m de profundidad y la isohalina superficial de 34,8 ubicándose entre los 35° y 38° S . La CCST se distingue en 2 ramas, una centrada en los 30° y los 33° S con magnitudes en torno a los 6 cm s^{-1} , y una segunda rama al norte de los 28° S , con magnitudes superiores a 8 cm s^{-1} en superficie. Ambas ramas de la CCST alcanzan profundidades entre los 350 y 450 m.

A los 130° W de longitud (**Fig. 6**) se muestra la transecta meridional con el flujo perteneciente a la CPS ubicado entre los 37° y 38° S . La componente zonal de la velocidad geostróficas máximas superficiales, con dirección al este, son superiores a 5 cm s^{-1} en casi todos los meses, excepto en un octubre promedio, donde se dan las magnitudes más bajas del orden de 4 cm s^{-1} . El flujo alcanza profundidades levemente superiores a 300 m. El FST es representado por la isoterma de 12° C a 100 m de profundidad y la isohalina superficial de 34,8 ubicándose en promedio entre los 35° y 38° S . La CCST se distingue en 2 ramas, una centrada a los 34° S con magnitudes entre los 5 y 6 cm s^{-1} , y una segunda rama al norte de los 28° S , con magnitudes entre los 6 y 8 cm s^{-1} en superficie. Ambas ramas de la CCST alcanzan profundidades entre los 350 y 400 m.

A los 120° W de longitud (**Fig. 7**) se aprecia el flujo perteneciente a la CPS desde los 35° a los 40° S, con magnitudes máximas hacia el este entorno a los 6 cm s⁻¹ para casi todos los meses, excepto en un octubre promedio que tiene magnitudes mínimas de 5 cm s⁻¹. El flujo asociado a esta corriente alcanza una profundidad entre los 300 y 400 m. El FST es representado por la isoterma de 14° C a 150 m de profundidad y la isohalina superficial de 34,8 ubicándose entre los 35° y 38° S. Al norte de los 32°S se aprecia el flujo zonal con dirección este correspondiente a la CCST con magnitudes entorno a los 6 cm s⁻¹ en superficie abarcando profundidades entorno a los 350 m.

En la transecta a los 110° W (**Fig. 8**), el flujo perteneciente a la CPS se distribuye en dos centros. El primero ubicado entre los 34° y 35° S, con magnitudes de velocidades geostroficadas máximas superficiales levemente superiores a los 5 cm s⁻¹ durante un mes de enero promedio, en tanto que, durante el resto de los meses las magnitudes son del orden de 4 cm s⁻¹. Un segundo centro de la CPS se ubica en los 37° S, con magnitudes máximas de 6 cm s⁻¹ en un octubre promedio, y magnitudes mínimas levemente superiores a 4 cm s⁻¹, durante un julio promedio. Ambos flujos abarcan profundidades entre los 250 y 350 m. El FST es representado por la isoterma de 14° C a 150 m de profundidad y la isohalina superficial de 34,8 ubicándose entre los 34° y 36° S. La CCST está centrada en los 29° S con magnitudes superficiales máximas (> 10 cm s⁻¹) durante los meses de julio y octubre promedio, y magnitudes superficiales mínimas en torno a los 4 cm s⁻¹ en un enero promedio. La CCST alcanza profundidades entre los 300 y 450 m a estas longitudes.

La transecta a los 100° W (**Fig. 9**), muestra el flujo perteneciente a la CPS centrado en los 35° S, con magnitudes zonales superficiales máximas en torno a los 10 cm s⁻¹, en un julio promedio. En tanto que las magnitudes mínimas son levemente superiores a los 7 cm s⁻¹ en un enero y abril promedio. El flujo promedio tiene una profundidad entre los 350 y 450 m. El FST es representado por la isoterma de 14° C a 150 m de profundidad y la isohalina superficial de 34,8 ubicándose entre los 33° y 35° S. El flujo remanente de la CCST se encontró centrado alrededor de los 29° S, el cual tiene magnitudes zonales máximas superficiales con dirección al este en torno a los 5 cm s⁻¹, durante un julio

promedio, y magnitudes mínimas superficiales en torno a los 3 cm s^{-1} durante el resto de los meses. La CCST alcanza profundidades entre los 300 y 350 m.

En la transecta de los 95° W (**Fig. 10**), el flujo perteneciente a la CPS abarca desde los 35° hasta los 40° S , con dirección al este. Las magnitudes zonales de velocidades geostróficas máximas superficiales a los 35° S , son cercanas a los 6 cm s^{-1} durante los meses enero y octubre promedio, en tanto que, las magnitudes más bajas se dan en el mes de julio y son en torno a 4 cm s^{-1} . A los 40° S aparece un segundo máximo de las magnitudes zonales, con valores en torno a los 4 cm s^{-1} durante casi todos los meses, excepto durante el mes de julio donde tiene magnitudes en torno a los 3 cm s^{-1} . El flujo de la CPS abarca profundidades 300 y 400 m. El FST es representado por la isoterma de 14° C a 150 m de profundidad y la isohalina superficial de 34,8. Su ubicación varía entre la zona desde los 32° y 35° S (octubre) y la zona entre los 34° y 36° S (abril). El flujo remanente de la CCST aun es distinguible en esta zona y se encuentran centrados en los 30° S con magnitudes superficiales máximas de 3 cm s^{-1} durante un mes de octubre promedio, y magnitudes superficiales mínimas en torno a los 2 cm s^{-1} durante los meses promedio de enero, abril y julio. La CCST alcanza profundidades entre los 250 y 300 m.

La transecta meridional a lo largo de la longitud 90° W (**Fig. 11**), se muestra el flujo perteneciente a la CPS, abarcando desde los 33° hasta los 40° S . En la parte norte, las magnitudes zonales superficiales máximas hacia el este son en torno a los 4 cm s^{-1} , durante un enero promedio, en tanto que las magnitudes mínimas están en torno a los 3 cm s^{-1} en un julio promedio. A los 40° S aparece un segundo máximo en las magnitudes zonales, con valores en torno a 5 cm s^{-1} en un abril promedio, y valores de magnitud mínimos levemente inferiores a 4 cm s^{-1} durante un octubre promedio. El flujo promedio alcanza profundidades entre los 300 y 350 m. El FST es representado por la isoterma de 14° C a 150 m. de profundidad y la isohalina superficial de 34,8. Su ubicación varió entre los 31° y 35° S (octubre) y la zona entre los 33° y 35° S (abril). La CCST ya no fue distinguible a estas longitudes.

En la transecta meridional a lo largo de la longitud 85° W (**Fig. 12**), el flujo perteneciente a la CPS abarca desde los 31° S hasta los 41° S, encontrándose sus magnitudes zonales máximas a los 40° S ($\sim 5 \text{ cm s}^{-1}$) durante un abril promedio, en tanto que las magnitudes mínimas, a esa misma latitud, fueron en torno a los 4 cm s^{-1} durante un octubre promedio. En tanto que para la zona norte las magnitudes en promedio son entorno a los 3 cm s^{-1} , durante casi todos los meses, excepto en un abril promedio donde su magnitud fue en torno a los 2 cm s^{-1} . El flujo promedio alcanza profundidades entre los 250 y 350 m. El FST es representado por la isoterma de 14° C a 150 m de profundidad y la isohalina superficial de 34,8. Su ubicación varió entre la zona desde los 28° y 33° S (julio) y la zona entre los 31° y 34° S (enero).

1.2.- Variabilidad anual superficial, derivada de los datos hidrográficos CARS.

Los resultados de las corrientes geostroficadas superficiales absolutas en el PSO (**Fig. 13**), muestran el flujo perteneciente a la CPS centrado en los 35° S, abarcando alrededor de 5° de latitud entre los meandros característicos de las zonas de frentes. En promedio las magnitudes de la CPS son superiores a 4 cm s^{-1} , aunque las mayores magnitudes se encuentran alrededor de los 100° W ($\sim 10 \text{ cm s}^{-1}$) durante los meses de julio y octubre promedio.

A los 90° W, en la parte norte de la zona que abarca la CPS (**Fig. 13**), se puede apreciar una ramificación, con dirección al noreste, que comienza a formar parte del SCH al norte de los 33° S. En la zona sur ($\sim 40^\circ \text{ S}$) a los 85° W aproximadamente, la CPS tiene magnitudes promedio en torno a los 4 cm s^{-1} y bifurcándose hacia el norte en el SCH, y hacia el sur en la CCH.

Al sur de los 40° S y al oeste de los 110° W, se puede apreciar una ramificación con dirección al noreste de la Corriente Circumpolar Antártica (CCA) ($\sim 4 \text{ cm s}^{-1}$), que se encuentra presente en todos los meses y contribuye en la parte sur de la zona que cubre la CPS en el PSO.

Las mayores magnitudes en el PSO (**Fig. 13**), se encuentran a los 30° S al oeste de los 105° W y corresponden a la CCST, con magnitudes superiores a los 12 cm s⁻¹ durante los meses de abril y julio promedio, en tanto que, las magnitudes mínimas (~8 cm s⁻¹) se encuentran en un mes de enero promedio. Se aprecia que la CCST en su parte norte, recircula en el PSO y en su parte sur, al oeste de los 110° W, contribuye a la CPS.

1.3.- Variabilidad anual espacial derivada de datos combinados de hidrografía y satelitales.

Aquí se debe considerar que las magnitudes de las corrientes geostróficas son derivadas de datos del nivel del mar (AVISO) combinados con el modelo CARS, y no consideran la corriente conducida por el viento.

En la **Figura 14**, se aprecia la magnitud promediada de velocidades geostróficas superficiales totales (**Fig. 14a**), durante el periodo de tiempo comprendido entre enero de 1993 hasta diciembre de 2010, el promedio durante los meses de invierno (julio, agosto y septiembre) (**Fig. 14b**) y el promedio en los meses de verano (enero, febrero y marzo) (**Fig.14c**).

Se observa el flujo superficial dominante de la CCST como principal, centrado en los 25° S, con magnitudes máximas superiores a los 15 cm s⁻¹ (**Fig. 14a**) desde su origen en la Corriente Este de Australia (CEA) (Qiu & Chen, 2004). Extiende su influencia hasta los 105°W con velocidades superficiales superiores a 10 cm s⁻¹, aunque remanentes de sus magnitudes zonales (<3 cm s⁻¹) abarcan hasta los 95° W (**Fig. 10**). El promedio de magnitudes superficiales durante los meses de invierno y verano (**Fig. 14b y 14c**), mostraron intensidades similares (>15 cm s⁻¹), pero abarcan un área mayor en el núcleo de la CCST en los meses de verano, en tanto que, durante los meses de invierno, el área del núcleo de la CCST es menor.

Los resultados mostraron que la CPS tiene sus orígenes a los 42° S, en el borde occidental del Pacífico sur, con magnitudes promedios del orden de 10 cm s⁻¹ (**Fig. 14a**). Avanza en su trayectoria de oeste a este, para luego a los 160° W, disminuir en intensidad (~5 cm s⁻¹). Desde los 150° W, la parte norte de la CPS, comienza a homogeneizarse con el flujo más intenso de la CCST, con valores promedios de magnitud sobre los 6 cm s⁻¹. En el PSO, se distingue a la CPS desde los 120° W de longitud hasta los 110° W, abarcando entre los 34° y 40° S, con valores de magnitud superiores a 9 cm s⁻¹. Desde los 103° W hasta los 91° W, la CPS alcanza su mayores magnitudes superficiales (>10 cm s⁻¹). A partir de los 85° W, frente a las costas del sur de Chile, la CPS tiende a bifurcarse en 2 ramas, al norte, dando origen al SCH (Bernal et al. 1982; Strub *et al.*, 1998) con valores de magnitud mayores a 9 cm s⁻¹; y al sur, dando origen a la CCH (Silva & Neshyba, 1977) con valores superiores a 6 cm s⁻¹.

En general, las magnitudes superficiales promedio para los meses de invierno (**Fig. 14b**) en el PSO, mostraron menores intensidades y una menor área con magnitudes superiores a los 6 cm s⁻¹, en comparación a los meses de verano (**Fig. 14c**).

1.4.- Variabilidad anual zonal derivada de datos combinados de hidrografía y satelitales.

Los resultados cualitativos mostraron un cambio de posición estacional de la CPS, para mostrarlo de manera cuantitativa se calculó la magnitud zonal de la velocidad geostrofica total mediante transectas en el PSO.

La distribución espacial de las magnitudes de velocidad geostrofica zonal en los 120° W muestra dos zonas asociadas a la CPS (**Fig. 15**), la primera a los 38° S con magnitudes máximas cercanas a 10 cm s⁻¹ en los meses de verano y de 9 cm s⁻¹ en los meses de invierno. Una segunda zona es apreciable entre los 34° y los 36° S, en donde existen 2 máximos importantes, uno durante los meses de verano centrado en los 35° S con magnitudes de 9 cm s⁻¹ y un máximo en los meses de invierno con valores de magnitud

cercanos a 9 cm s^{-1} , centrado en los 34° S . A los 115° W se muestra claramente el pico de magnitud de velocidad geostrófica zonal de la CPS, centrado en los 35° S durante los meses de verano, con valores de 11 cm s^{-1} y valores mínimos en invierno en torno a los 7 cm s^{-1} . Para la segunda zona perteneciente a la CPS, a los 38° S , las magnitud en los meses de verano fueron mínimamente superiores a los valores de los meses de invierno, ambos valores superaron levemente los 8 cm s^{-1} . En tanto que la CPS a los 110° W se distingue centrada en los 38° S con magnitudes en torno a los 11 cm s^{-1} , aunque levemente superior durante los meses de verano en comparación a los meses de invierno. Un segundo centro es identificable entre los 34° y 36° S , con velocidades cercanas a los 10 cm s^{-1} . A los 105° W se muestra el flujo correspondiente a la CPS centrada en torno a los 35° S , con valores de velocidad geostrófica superiores a 10 cm s^{-1} durante los meses de verano e inferiores a 10 cm s^{-1} en los meses de invierno.

La distribución espacial de la magnitud de la velocidad geostrófica zonal en la **Figura 16**, muestra que a los 100° W el flujo perteneciente a la CPS está centrada a los $34,5^\circ \text{ S}$ con valores máximos de magnitud de 15 cm s^{-1} durante los meses de invierno y valores cercanos a 10 cm s^{-1} en los meses de verano. Un segundo máximo de magnitud asoma a la latitud de $37,5^\circ \text{ S}$, con valores superiores a 10 cm s^{-1} durante los meses de verano y valores levemente superiores a 8 cm s^{-1} en los meses de invierno. A los 95° W la magnitud de velocidad geostrófica máxima para la CPS registra dos máximos, uno durante los meses de invierno a los 37° S y un segundo máximo en los meses de verano a los 36° S , ambos con valores levemente superiores a 12 cm s^{-1} . A los 90° W , los máximos en magnitud de velocidad zonal durante los meses de invierno están centrados a los $35,5^\circ$ y a los 39° S , ambos con valores entorno a los 10 cm s^{-1} . Durante los meses de verano uno de los máximos de velocidad zonal está centrado en los $37,5^\circ \text{ S}$ y es de $9,5 \text{ cm s}^{-1}$, en tanto que el otro máximo centrado en los 35° S es de 9 cm s^{-1} . A los 85° W el flujo máximo se encuentra en verano centrado en los 40° S con valores de $9,5 \text{ cm s}^{-1}$ y valores mínimos en invierno de 7 cm s^{-1} , en tanto que la magnitud de velocidad geostrófica zonal máxima en invierno se centró en los $37,5^\circ \text{ S}$ con valores de 8 cm s^{-1} .

1.5.- Variabilidad interanual

El análisis de las Funciones Empíricas Ortogonales (FEOs) se aplicó sobre la magnitud, la componente zonal (U) y meridional (V) de la velocidad de geostrófica. Solo se consideraron los resultados del primer modo de los FEOs, ya que el segundo modo entregaba porcentajes de varianza bajos (< 3%).

Los FEOs mostraron que el primer modo expresa la mayor parte de la variabilidad observada. De esta manera el primer modo de la componente zonal (**Fig. 17**) explica el doble que la componente meridional. El primer modo (**Fig. 17c**) explicó el 40% de la varianza para el Pacífico sur, en tanto que las componentes U y V (**Fig. 17a y 17b**) explican el 20% y 10% respectivamente de la varianza por sí solas.

La estructura espacial del primer modo de la componente meridional (V) (**Fig. 17b**), mostró la estructura de la SCH (25° - 35° S), en tanto que la componente zonal (U) (**Fig. 17a**), mostró las estructuras pertenecientes a CCST y la CPS a latitudes medias en el Pacífico sur.

La estructura temporal del primer modo (**Fig. 17d**) de la componente zonal (U) presentó máximos durante los años 2000, 2006 y 2008, y en la componente meridional (V) mostró máximos en los años 2001, 2003, 2004, 2007, 2008 y 2009; finalmente en la componente de la magnitud los máximos fueron en los años 1993, 1994, 1997, 1998, 2005 y 2008.

En la estructura temporal del primer modo, es posible apreciar un incremento en tendencia desde el año 2005, en todas las componentes. (**Fig. 17d**)

En este trabajo sólo se consideraron los resultados de la correlación cruzada entre las series temporales del primer modo de la componente zonal (U), la componente meridional (V), y componente de la magnitud ($\sqrt{(U^2 + V^2)}$) (**Fig. 17**), y el Índice

Oceánico de “El Niño” (ONI) (3+4) (**Fig. 18**), que tienen los mayores coeficientes de correlación ($> 0,5$) y donde el retardo no superó 1 año (no se muestran).

Los resultados obtenidos desde el análisis de correlación cruzada entre el primer modo de la componente zonal (U) y el ONI (3+4) (**Fig. 19**) evidenciaron fases opuestas entre ambas variables, es decir mientras el ONI (3+4) aumenta, la componente U disminuye, con un coeficiente de correlación de $-0,55$ y un retardo de 4 meses en alcanzar la mayor amplitud.

La correlación entre la componente meridional (V) del primer modo y el ONI (3+4), no presentó correlaciones significativas ($< 0,2$) y con un desfase de más de 2 años (no se muestra), lo cual no es explicable.

La componente de la magnitud ($\sqrt{U^2 + V^2}$) y el ONI (3+4) tampoco presentó correlaciones significativas ($< 0,3$) y desfases de más de 2 años (no se muestra), lo cual no es explicable.

DISCUSIÓN

Corriente del Pacifico Sur y Frente Subtropical

La extensión de la plataforma submarina de Nueva Zelanda hacia el Pacífico Sur, los vientos propios del giro de la tierra y el cambio brusco de parámetros termodinámicos propios de una zona de frentes, propicia la ramificación de las corrientes de Auckland y la corriente del Cabo, hacia el este (Stanton *et al.*, 1997), sobre la plataforma y el monte Chatham (Tilburg *et al.*, 2001; Hurlburt *et al.*, 2008), dando inicio a la CPS a los 42° S, con magnitudes zonales promedio ($> 2 \text{ cm s}^{-1}$) a los 170° W (**Fig. 2**). En esta zona se encuentra el FST, que está determinado por la isoterma de 12° C a 100 m. y la isohalina superficial de 35 (Belkin & Gordon, 1996; Kendra *et al.*, 2001). Stramma *et al.*, (1995) encontró velocidades geostroficas hacia el este en torno a los 6 cm s^{-1} , con la información hidrográfica del crucero RV Baldrige 1990, en la misma longitud (170°W).

Los resultados integrados muestran una serie de corrientes zonales que interactúan espacialmente y que en las cercanías del continente americano, por su estructura espacial difusa, se le llama corrientes de deriva del oeste (West Wind Drift Current) (Jara *et al.*, 1994, Gatica *et al.*, 2009), mientras que resultados expuestos en este trabajo soportan la idea de que debería ser llamado “Sistema de Corrientes de Deriva del Oeste”

Descripción general de las corrientes del PSO

Los resultados encontrados muestran que en promedio a lo largo de la zona norte del Pacifico Sur ($\sim 29^\circ \text{ S}$) (**Fig. 2 y 3**), fluye la Contra Corriente Subtropical (CCST), con magnitudes zonales superiores a 8 cm s^{-1} . Esta zona es caracterizada por su alta variabilidad, asociada a la inestabilidad de las corrientes presentes (Qiu & Chen, 2004).

La magnitud zonal de la CPS disminuye entre los 160° y 140° W, mostrando valores entre $4 \text{ y } 2 \text{ cm s}^{-1}$ (**Fig. 3, 4 y 5**). La CPS continúa su desplazamiento hacia el este, a lo

largo del Pacífico Sur, no perdiendo su continuidad y siempre asociado con la ubicación del FST (identificado por la isoterma 12°C a $z=100$ m y la isohalina superficial de 35 hasta los 150° W y 34,8 desde los 140° W hacia el este) (Belkin & Gordon, 1996; Kendra *et al.*, 2001). La disminución en la magnitud zonal de la CPS, podría tener relación a la abrupta discontinuidad en la profundidad en esa zona, ya que comienza a desplazarse en zonas más profundas en el Pacífico central (Stramma *et al.*, 1995).

En los 150° W la CPS se sitúa al norte de los 40° S (**Fig. 4**). Resultados similares obtuvo Richards *et al.*, (2006) respecto a la posición de un flujo zonal hacia el este, basados en un modelo oceánico para ver los jets zonales en el océano Pacífico.

Kessler & Gourdeau (2006), calcularon la componente zonal de la velocidad geostrofica referida a los 2000 m, a partir de la climatología de Levitus *et al.*, (1994a, 1994b), entre las longitudes 160° - 130°W, encontrando que las velocidades zonales de la CCST fueron del orden de 4 cm s⁻¹. Los resultados encontrados en este trabajo, usando la climatología CARS, muestran a la CCST centrada a los 25° S y con velocidades zonales en torno a los 6 cm s⁻¹ (**Fig. 5**). La diferencia entre las magnitudes zonales pueden deberse a que los resultados de Kessler & Gourdeau (2006) son promediados entre las longitudes 160° y 130° W lo que tiende a disminuir los valores extremos. Además hay que considerar que los resultados presentados en este trabajo están basados en una climatología actualizada al año 2009.

Los resultados muestran que en la zona de los 130° W, la CPS (**Fig. 6**) es identificable asociada a la posición del FST (isoterma 12°C a $z=100$ m e isohalina superficial de 34,8) con magnitudes zonales promedio superficiales en torno a 5 cm s⁻¹. Estas magnitudes fueron superiores a lo encontrado por Stramma *et al.* (1995) en los 135° W (> 3 cm s⁻¹) con la información hidrográfica del crucero RV Hakuho-Marú 1971.

Los resultados entre los 130° y 120° W, muestran a la CCST centrada en los 30° S (**Fig. 6 y 7**). En este sector, la CCST recircula en su parte norte (Fuenzalida, *et al.*, 2008).

En esta misma área, Tsimplis *et al.*, (1998) dan cuenta que a los 32° S existe un flujo hacia el sur, que podría ser una contribución de la CCST a la CPS, la cual va aumentando su intensidad ($>5 \text{ cm s}^{-1}$) a medida que avanza hacia el este, tal como se observa en los resultados de la **Fig. 7**.

En el PSO, desde los 120°W hacia el oriente, el FST está caracterizado por la isohalina superficial de 34,8 (límite norte del FST) (Stramma *et al.*, 1995) y la isoterma de 14° C a 150 m (Chaigneau & Pizarro, 2005b). A estas longitudes, la CPS se encuentra en la zona del FST (Stramma *et al.*, 1995; Lebedev & Sirota, 2006), con velocidades zonales en torno a los 6 cm s^{-1} (**Fig. 7**), abarcando alrededor de 5° de latitud (**Fig. 7, 8 y 13**), debido a los extensos meandros (Fuenzalida *et al.*, 2008) característicos de inestabilidades en la zonas de frentes (Chaigneau & Pizarro, 2005b).

En los resultados obtenidos se puede apreciar la ramificación al noreste de la Corriente Circumpolar Antártica (CCA), alrededor de los 110° W y al sur de los 40° S (**Fig. 13**), que se evidencia en los flujos zonales (**Fig. 8 y 9**). Esto es similar a la circulación geostrofica total calculada por Reid (1986), a partir de mapas de altura estérica en el Pacifico Sur, y a las trayectorias de boyas superficiales estudiadas por Chaigneau & Pizarro (2005a) en el PSO.

Los resultados mostraron que las mayores velocidades geostroficas zonales correspondientes a la CPS se encuentran en los 100° W ($\geq 8 \text{ cm s}^{-1}$) (**Fig. 9**). Stramma *et al.* (1995), con información hidrográfica del crucero RV Deryugin 1968 de la misma zona, encontró velocidades zonales en torno a los 6 cm s^{-1} , en tanto que, Chaigneau & Pizarro (2005b) con información de derivadores, encontraron velocidades superficiales para la CPS del orden de 7 cm s^{-1} .

En los resultados, la CPS disminuye su velocidad al este de los 95° W (**Fig. 10 y 11**), debido a ramificaciones al noreste ($\sim 90^\circ \text{ W}$) (**Fig. 13**) hacia el Sistema de Corriente de

Humboldt (SCH) (Strub *et al.*, 1998; Leth & Shaffer, 2001; Tomczak & Godfrey, 2002), al igual que lo encontrado por Chaigneau & Pizarro (2005b) y Fuenzalida *et al.* (2008).

Al este de los 90° W, el FST está mayormente influenciado por las aguas menos salinas provenientes desde el sur (Davila *et al.*, 2002) que acrecientan los gradientes meridionales de salinidad. De este modo, el FST se orienta hacia el noreste a latitudes menores a los 30° S (Tsuchiya & Talley, 1998; Strub *et al.*, 1998; Leth *et al.*, 2004; Karstensen, 2004). Esto ultimo concuerda con los parámetros físicos utilizados para identificar el FST en esta zona (isohalina de 34,8 e isoterma de 14° C a $z=150$ m), que muestran en los resultado y se desplazan hacia norte (**Fig. 11 y 12**), al igual que la ramificación de la CPS mencionada anteriormente.

La CPS baja en intensidad hacia el este de los 85° W, debido a que tiende a bifurcarse al norte y al sur. En la rama norte se encontraron magnitudes del orden de 3 cm s^{-1} , las que contribuyen al SCH (Strub *et al.*, 1998; Leth & Shaffer, 2001; Tomczak & Godfrey, 2002; Fuenzalida *et al.*, 2008). En cambio, en la rama sur se encontraron magnitudes levemente más altas ($>4 \text{ cm s}^{-1}$) (**Fig. 12 y 13**) y forman la Corriente de Cabo de Hornos (CCH) (Silva & Neshyba, 1977). Esta bifurcación ya fue descrita antes por varios autores (Silva & Neshyba, 1977; Strub *et al.*, 1998; Tomcsak & Godfrey, 2002) donde hacen referencia a la “Corriente de Deriva del Oeste” (CDO) o “West Wind Drift” (WWD).

En el Pacífico Sur, la CPS presento velocidades superficiales máximas a los 100° W ($\sim 10 \text{ cm s}^{-1}$), este máximo podría tener relación con la contribución de la CCTS, que produce una intensificación de la CPS y una disminución de velocidades de la CCST. Por otra parte, las velocidades superficiales mínimas encontradas de CPS en el Pacífico Sur ($\sim 2 \text{ cm s}^{-1}$ a 160° W) podrían tener relación a la abrupta discontinuidad en la profundidad en esa zona, ya que donde se origina la CPS, en las aguas someras sobre la plataforma Chatham (180° - 170° W), pasan a ser aguas más profundas en el Pacífico central (Stramma *et al.*, 1995).

La profundidad de la CPS también varió a lo ancho del Pacífico sur, en promedio el flujo abarcó hasta los 300 m de profundidad. La mayor profundidad (~ 400 m) coincidió con los flujos zonales máximo de la CPS a los 100° W (**Fig. 9**), en tanto que la profundidad mínima (< 100 m.) coincidió con los flujos zonales mínimos a los 160° W (**Fig. 3**).

La CCST presentó mayores velocidades superficiales en gran parte del Pacífico Sur (170° - 110° W), en comparación con la CPS. Desde los 100° W (**Fig. 9**) disminuye su velocidad, hasta desaparecer por completo al este de los 95° W (**Fig. 10**). Además su flujo zonal abarcó en promedio entre 300 y 400 m. de profundidad

La circulación zonal en las latitudes medias del PSO se ha descrito cualitativamente como la Corriente de Deriva de los vientos del Oeste (CDO). Los resultados presentados en este trabajo muestran que CPS atraviesa todo el Pacífico sur y con una contribución de la CCST llega a las costas sudamericanas donde se bifurca al norte en el SCH y al sur en la CCH (Silva & Neshyba, 1977; Strub *et al.*, 1998; Tomcsak & Godfrey, 2002). Los resultados expuestos demuestran que la llamada CDO está compuesta por la CPS y la CCST, la cual permanece y es asociada al FST.

Variabilidad Anual de la Corriente del Pacífico Sur

En general, los resultados mostraron que durante el verano los inicios de la CPS en el Pacífico Sur occidental (~42° S) (**Fig. 2**), aparecen con magnitudes de la corriente zonal superiores a 10 cm s⁻¹ (**Fig. 14c**), aunque disminuyeron (<10 cm s⁻¹) en promedio durante el invierno (**Fig. 14b**). Al este de los 170° W, las magnitudes promedio disminuyen (~5 cm s⁻¹), similar a lo que fue encontrado por Stramma *et al.*, (1995).

En la zona donde se encuentra presente la CCST (~25° S) (**Fig. 2, 3, 4 5**), los resultados mostraron que en promedio las magnitudes máximas son superiores a 15 cm s⁻¹ (**Fig. 14a**) en el centro de la corriente, y las magnitudes mínimas (~6 cm s⁻¹) alrededor de los 100° W donde termina. En los meses de invierno (**Fig. 14b**), disminuyó el área que

abarca el núcleo de la corriente, en comparación con encontrado en los meses de verano (**Fig. 14c**). Desde los 150° W al este, la CCST empezó a abarcar hacia latitudes más altas, alcanzando a contribuir a la CPS, como lo señalado por Tsimplis *et al.*, (1998) a los 125° W. En este sector, la CPS aumento su magnitud promedio a medida que avanza hacia el oriente ($>6 \text{ cm s}^{-1}$) (**Fig. 14a**). La alta variabilidad de mesoescala, asociada a la inestabilidad de las corrientes presentes en el área, son procesos que necesitan ser estudiados a una mayor escala de tiempo (Qiu & Chen, 2004).

En el PSO, los resultados mostraron que la CPS tiene magnitudes superficiales máximas (**Fig. 14a**) en torno a los 10 cm s^{-1} . Del mismo modo que la CCST, el centro de la CPS abarcó un área mayor en los meses de verano (**Fig. 14c**) con magnitudes sobre los 6 cm s^{-1} , en comparación con los meses de invierno para un área de similares magnitudes (**Fig. 14b**).

El SCH se mostró claramente al este de los 82° W paralela al continente sudamericano (**Fig. 14**) con magnitudes en torno a 10 cm s^{-1} (Strub *et al.*, 1998; Tomcsak & Godfrey, 2002; Chaigneau & Pizarro, 2005b; Fuenzalida *et al.*, 2008).

En general los resultados presentados de los datos combinados de altimetría con la climatología CARS (**Fig. 14**), pueden ser comparados con otros resultados del Pacífico Sur derivados de altimetría, ya que la variabilidad temporal de las corrientes estudiadas está dada por los datos de altimetría. (O. Pizarro & J. Letelier com. pers.)

Los resultado para el PSO, entre las longitudes 120° y 105° W (**Fig. 15**), mostraron a la CPS ubicada entre los 34° y 39° S (**Figs. 6, 7 y 8**), lo que es característico de esta corriente con extensos meandros asociados al FST (Chaigneau & Pizarro, 2005b; Fuenzalida *et al.*, 2008). En esta zona, se observaron magnitudes zonales con dirección al este levemente mayores en los meses promediados para el verano, en comparación con los meses promediados para el invierno. Al sur de los 40° S, se observan las magnitudes zonales provenientes de ramificaciones al noreste de la CCA (**Fig. 15**), con magnitudes

superiores a 6 cm s^{-1} . Estas ramificaciones desde la CCA fueron mencionadas por Chaigneau & Pizarro (2005a).

Los resultados de las velocidades geostróficas superficiales entre los 100° y 95° W (**Fig. 16**), mostraron que la CPS presenta sus mayores magnitudes superficiales zonales ($> 10 \text{ cm s}^{-1}$) en los meses de invierno y desplazamiento hasta de 1° de latitud entre estaciones. Al este de los 90° W, se encontraron magnitudes promedios por debajo de los 9 cm s^{-1} probablemente debido a las pérdidas de energía ocasionadas por las bifurcaciones que la corriente empieza a tener en esta zona (Silva & Neshyba, 1977; Strub *et al.*, 1998; Fuenzalida *et al.*, 2008). En la zona sur ($\sim 40^\circ$ S) a los 85° W (**Fig. 16**), se observó que la magnitud zonal promedio de la CPS aumentó, posiblemente debido a que en esta zona recibe aportes de ramificaciones provenientes de la CCA.

La CPS atraviesa todo el Pacífico sur asociada al FST y recibe aportes desde la CCST y de la CCA. Esta combinación de corrientes, demuestran que la llamada CDO está compuesta por la CPS, la CCST y la CCA. De este modo, la CPS tiene sus mayores magnitudes antes de llegar a las costas de Sudamérica, donde se bifurcan. Con la metodología utilizada en este estudio para identificar el FST y la CPS, no fue posible continuar distinguiendo las corrientes en zonas más cercanas a la costa. Otros autores utilizan métodos indirectos para calcular la variación de la CPS, referida como CDO o WWD. Los métodos utilizados fueron la variación latitudinal de isotermas a los 78° W (Gatica *et al.*, 2008) y la curvatura de las isolíneas de la topografía dinámica (Silva & Neshyba, 1977).

Variabilidad interanual de la Corriente del Pacífico Sur

La variabilidad interanual fue analizada por medio del primer modo de las FEOs realizadas a las componentes (U y V) y la magnitud de la velocidad geostrófica combinada de datos AVISO y CARS. El segundo modo entregó porcentajes de varianza muy bajos

(< 3%) (no se muestra) para las componentes analizadas, por lo que no fueron considerados en los resultados (**Fig. 17**).

El Niño Oscilación del Sur (ENSO) es un fenómeno interanual océano-atmósfera caracterizado por un calentamiento anómalo del Pacífico tropical. El ENSO consiste en una oscilación con una fase cálida (Niño) y una fase fría (Niña) y un periodo irregular de 3-7 años. Uno de los rasgos más notorios de el Niño (Niña) es el incremento (disminución) de la temperatura superficial del mar (TSM) en el este del Pacífico tropical y el debilitamiento (reforzamiento) de los vientos alisios en esa región. (Pizarro, 1999).

Los resultados encontrados en la estructura espacial del primer modo de la magnitud (40%) en los FEOs (**Fig. 17c**), fue similar a la estructura encontrado por Qui & Chen (2006) en el Pacífico Sur, para los resultados que obtuvieron en el primer modo de FEOs (17%) aplicados a las anomalías del nivel de mar mensual entre Octubre de 1992 y Febrero de 2005. Esta similitud entre estructuras en el Pacífico Sur, podría deberse a la presencia de las corrientes zonales más importantes CCST, CPS y CCA.

Qui & Chen (2004) calcularon la serie de tiempo para la “Eddy Kinetic Energy” (EKE) en la CCST (21° - 29° S y 180° - 130° W) desde octubre de 1992 hasta febrero de 2002. Sus resultados coinciden con los resultados de la estructura de la evolución temporal del primer modo para la componente de la magnitud (**Fig. 17d**). A su vez, la evolución temporal de la componente de la magnitud mostró una coherencia con eventos interanuales (**Fig. 18**) ocurridos en el periodo de estudio, ya que los máximos de los años 1995, 1997, 1998, 2003, 2005 y 2009 fueron asociados a eventos cálidos.

Los resultados mostraron que para eventos cálidos (**Fig. 18**), se apreció una coherencia en la evolución temporal de la componente U y la magnitud (**Fig. 17d**). De esta manera, al presentarse un evento cálido, la magnitud aumentó su amplitud mientras que la componente U la disminuyó.

Otra relación que se puede apreciar en la estructura temporal (**Fig. 17d**), es que antes que sucedan eventos fríos (**Fig. 18**), la componente V disminuyó su amplitud e inmediatamente después la componente U aumentó su amplitud.

Los resultados mostraron que la correlación entre el primer modo temporal de la componente U y el ONI (3+4) es significativa (-0.55) (**Fig. 19**). A pesar de lo anterior, la componente U del primer modo solo explica un 20% de la varianza de las corrientes zonales. Por otro lado cabe señalar que el primer modo de la magnitud explico el 40% de la varianza, pero no presento una correlación significativa con la zona ecuatorial. Esta es una de las interrogantes que aun quedan abiertas para futuras investigaciones relacionadas al tema.

CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos derivados de la climatología CARS, datos de altimetría AVISO, datos hidrográficos y análisis de las componentes principales permitieron caracterizar temporal y espacialmente la CPS en la región de estudio.

Se identificó a la CPS desde sus orígenes, sobre la plataforma Chatham ($\sim 42^\circ$ S), al este de Nueva Zelanda. El flujo de la CPS está asociado al FST en todo su recorrido en el Pacífico Sur hasta las cercanías de Sudamérica.

La CPS disminuye su velocidad promedio a medida que avanza hacia el oriente, pero no deja de ser continua y de estar asociada al FST. En el Pacífico sur central, la CPS recibe aportes desde la CCST por el norte y de la CCA por el sur, incrementando su velocidad zonal en el PSO hasta su máximo ($\sim 10 \text{ cm s}^{-1}$).

El comportamiento espacial mostrado por la CPS en el PSO la ubica entre los 34° y los 40° S. Una rama de la CPS empieza a tender al norte uniéndose al SCH, al este de los 90° W, mientras que al este de 85° W termina por bifurcarse al norte en SCH y al sur en la CCH.

La magnitud zonal superficial más intensa se dio en los meses de invierno para la CPS en el PSO, que además está desplazada hasta en 1° de latitud hacia el sur, respecto de la magnitud zonal de verano.

En general, las magnitudes superficiales promedio para los meses de invierno el Pacífico Sur mostraron menores intensidades y una menor área con magnitudes superiores a los 6 cm s^{-1} , en comparación a los meses de verano.

Las correlaciones entre la componente zonal (U) y el ONI (3+4) es significativa, en tanto que las correlaciones de la componente meridional (V) y la magnitud con al ONI (3+4) no fueron significativas.

El termino Corriente Deriva del Oeste esta vinculado a la Corriente del Pacifico sur, la Corriente Circumpolar Antártica y la Contra Corriente Subtropical presentes en el PSO.

REFERENCIAS

- Bakun, A. & C. Nelson. 1991.** The Seasonal cycle of wind-stress curl in subtropical eastern boundary current regions. *J. Phys. Oceanogr.* 21: 1815-1834.
- Barnett, T. P. & W. C. Patzert. 1980.** Scales of thermal variability in the tropical Pacific. *J. Geophys. Res.* 10: 529-540.
- Bateen, L., C-P. Hu, J. L. Bacon & C. S. Nelson. 1995.** A numerical study of the effects of wind forcing on the Chile Current System. *J. Oceanogr.* 51: 585-614.
- Belkin, I. M. & A. L. Gordon. 1996.** Southern Ocean fronts from the Greenwich meridian to Tasmania. *J. Geophys. Res.* 101 (C2), 3675–3696.
- Benada, J. R. 1997.** Merged GDR (Topex/Poseidon) Generation B User's Handbook. Jet Propuls. Lab., Pasadena, CA. 123 pp.
- Bernal P., F. Robles & O. Rojas, 1982.** Variabilidad física y biológica en la región meridional del sistema de corrientes Chile-Perú. En: Castilla, J.C. (ed) Bases biológicas para el uso y manejo de recursos naturales renovables: recursos biológicos marinos: 75-102. Monografías Biológicas 2, P. Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile.
- Chaigneau, A., & O. Pizarro. 2005a.** Mean surface circulation and mesoscale turbulent flow characteristics in the eastern South Pacific from satellite tracked drifters. *J. Geophys. Res.* 110.
- Chaigneau, A. & O. Pizarro. 2005b.** Surface circulation and fronts of the South Pacific Ocean, east of 120°W. *Geophys. Res. Lett.* 32 (8).

Chaigneau, A., & O. Pizarro. 2005c. Eddy characteristics in the eastern South Pacific. *J. Geophys. Res.* 110.

Daly, K., W. O. Smith, G. C. Johnson, G. R. DiTullio, D. R. Jones, C. W. Mordy, R. A. Feely, D. A. Hansell, & J. Z. Zhang. 2001. Hydrography, Nutrients, and Carbon Pools in the Pacific Sector of the Southern Ocean: Implications for Carbon Flux. *J. Geophys. Res.* 106.C4: 7107-7124

Dávila, P. M., D. Figueroa, & E. Müller. 2002. Freshwater input into the coastal ocean and its relation with salinity distribution off austral Chile (35°– 55° S), *Cont. Shelf Res.*, 22, 521–534.

Deacon G. E. R. 1982. Physical and biological zonation in the Southern Ocean. *Deep-Sea Res.* 29, 1-15.

Dunn, J. R. & K. R. Ridgway. 2002. Mapping ocean properties in regions of complex topography. *Deep Sea Res.* 1 49,591–604

Figueroa, D. & R. Quiñónez. 1997. Gestión de Sistemas Oceanográficos del Pacífico Oriental. Comisión Oceanográfica Intergubernamental de la UNESCO. IOC/INF-1046. 432 pp.

Fuenzalida, H. 1971. Climatología de Chile. Depto. Geofísica y Geodesia. Universidad de Chile. 73 pp.

Fuenzalida, R., W. Schneider, J. Garcés-Vargas, & L. Bravo. 2008. Satellite altimetry data reveal jet-like dynamics of the Humboldt Current, *J. Geophys. Res.*, 113.

Gatica, C, R. Quiñones, D. Figueroa, R. Wiff, E. Navarro & M. Donoso. 2009. Asociación entre la Corriente de Deriva de los Vientos del Oeste y la abundancia relativa

del pez espada (*Xiphias gladius*) frente a la costa de Chile. *Latin American Journal of Aquatic Research*. 37 (1): 97-105.

Hofmann, E. 1985. The large-scale horizontal structure of the Antarctic Circumpolar Current from FGGE drifters. *J. Geophys. Res.*, 90,7087-7097.

Hurlburt, H. E., E. J. Metzger, P. J. Hogan, C. E. Tilburg & J. F. Shriver. 2008. Steering of upper ocean currents and fronts by the topographically constrained abyssal circulation. *Dyn. Atmos. Oceans* 45 (3-4), 102–134.

Jara, X, R. Aldunate, H. Vergara, M. Caceres, J. Fierro & P. Bilbao. 1994. Atlas oceanografico para la educación Servicio Hidrografico y Oceanografico, Armada de Chile, Valparaíso, Chile, 129 pp.

Karstensen, J. 2004. Formation of the South Pacific Shallow Salinity Minimum: A Southern Ocean Pathway to the Tropical Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, 34, 2398–2412.

Kelly, K. A. 1985. The influence of winds and topography on the surface temperature patterns over the California slope. *J. Geophys. Res.*, 90: 11,783-11,798.

Kessler, W. & L. Gourdeau, 2006. Wind-driven zonal jets in the South Pacific Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, 33.

Lee-Lueng, F., E. J. Christensen, C. A. Yamarone, M. Levfevre, Y. Menard, M. Dorrer & P. Escudier. 1994. TOPEX/POSEIDON misión overview. *J. Geophys. Res.*, 99(12): 24.369-24.381.

Le Traon, P. Y. & R. Morrow. 2001. Ocean currents and eddies, in *Satellite Altimetry and Earth Sciences*, edited by L. L. Fu and A. Cazenave, pp. 171– 215, Elsevier, San Diego, Calif.

Letelier, J. 2010. Surgencia y estructuras de mesoescala frente a Chile (18°-42°S). Tesis para optar al grado de Doctor. Departamento de Oceanografía, Universidad de Concepción. Concepción. 84 pp

Leth, O. & G. Shaffer. 2001. A numerical study of the seasonal variability in the circulation off central Chile, *J. Geophys. Res.*, 106, 22,229–22,248.

Leth, O., G. Shaffer & O. Ulloa. 2004. Hydrography of the eastern south pacific ocean: Results from the sonne 102 cruise, may-june 1995, *Deep-Sea Res. II*, 51, 2349–2369.

Levitus, S., R. Burgett, & T. Boyer. 1994a. World Ocean Atlas 1994, vol. 3, Salinity, U.S. Dep. of Commer., Washington, D.C.

Levitus, S., R. Burgett, & T. Boyer. 1994b. World Ocean Atlas 1994, vol. 4, Temperature, U.S. Dep. of Commer., Washington, D.C.

Mooers, C., C Flagg & W Boicourt. 1977. Prograde and retrograde fronts. Chapt. II: Oceanics fronts in coastal process. Proceedings of a workshop held at the marine sciences research center. May 25-27, Marine Sciences Research Center, State University of New York , USA. pp. 43-58.

Neshyba S. & T. Fonseca. 1980. Evidence for counterflow to the West Wind Drift off South America. *J. Geophys. Res.*, 85,488-4892.

Neshyba, S. J., C. N. K. Mooers, R. L. Smith & R. T. Barber. 1989. Poleward flows along eastern ocean boundaries. *Coastal Estuarine Studies*, Vol 34, Springer-Verlag, New York.

Orsi, A. H., T. Whithworth, & W. D. Nowlin. 1995. On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current, *Deep Sea Res., Part I*, 42, 641–673.

Pickard, G. 1971. Some physical oceanographic features of inlets of Chile. *J. Fishs. Res. Board of Canada* 28. 8: 1077-1106.

Pizarro O., S. Hormazabal, A. Gonzalez & E. Yanez. 1994. Variabilidad del viento, nivel del mar y temperatura en la costa norte de Chile. *Investig. mar.*, vol.22, pp. 85-101.

Pizarro, O. 1999. Low frequency fluctuations in the Eastern Boundary Current off South America: Remote and local forcing. Tesis para optar al título de Doctor. Department of Oceanography. Goteborg University, 106 pp.

Pond, S. & G. Pickard. 1983. *Introductory dynamic oceanography.* Pergamon Press, 241 pp.

Qiu, B. & S. M. Chen. 2004. Seasonal modulations in the eddy field of the South Pacific Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 34, 1515–1527.

Qiu, B. & S. M. Chen. 2006. Decadal variability in the large-scale sea surface height field of the South Pacific Ocean: Observations and causes. *J. Phys. Oceanogr.* 36:1,751–1,762.

Reid, J. L. 1986. On the total geostrophic of the South Pacific Ocean: Flow patterns, tracers and transports, *Prog. Oceanogr.*, 16, 1– 61.

Richards, K. J., N. A. Maximenko, F. O. Bryan, & H. Sasaki. 2006. Zonal jets in the Pacific Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 33.

Ridgway, K. R., J. R. Dunn & J. L. Wilkin. 2002. Ocean interpolation by four-dimensional least squares-application to the waters around Australia. *Journal of Atmospheric and Oceanographic Technology* 19, 1357– 1375.

Schneider, W., R. Fuenzalida, E. Rodríguez-Rubio, J. Garcés-Vargas & L. Bravo. 2003. Characteristics and formation of eastern South Pacific Intermediate Water, *Geophys. Res. Lett.*, 30(11), 1581.

Shaffer, G., S. Salinas, O. Pizarro, A. Vega, & S. Hormazabal. 1995. Currents in the deep ocean off Chile (30°S), *Deep Sea Res.*, 42, 425– 436.

Shaffer, G., O. Pizarro, L. Djurfeldt, S. Salinas, & J. Rutlant. 1997. Circulation and low frequency variability near the Chile coast: Remotely forced fluctuations during the 1991–1992 El Niño, *J. Phys. Oceanogr.*, 27, 217– 235.

Lebedev S. A. & A. M. Sirota. 2006. Oceanographic investigation in the Southeastern Pacific Ocean by satellite radiometry and altimetry data. *Advances in Space Research* 39 203–208.

Smith, R. L. 1995. The physical processes of coastal ocean upwelling system. En. *Upwelling in the ocean: Modern processes and ancient records* C. P. Summerhayes, K. Emeis, M.V. Angel, R. L. Smith, & B. Zeitzschel (Eds.). John Wiley & Sons Ltd., London pp. 39-64

Silva, N. & S. Neshyba. 1977. Corrientes superficiales frente a la costa austral de Chile. *Ciencia y Tecnología del Mar* 3, 37-42.

Silva, N. & S. Neshyba. 1979. Masas de agua y circulación geostrofica frente a la costa de Chile austral. *Inst. Antár. Chi., Ser. Cient.*, 25/26: 5-32.

Silva, N. & T. R. Fonseca. 1983. Geostrophic component of the oceanic flow off northern Chile, in *Recursos Marinos del Pacífico*, edited by P. Arana, pp. 59 – 70, ECM, Univ. Católica de Valparaíso, Chile.

Stanton, B., P. J. H. Sutton & S. M. Chiswell. 1997. The East Auckland Current, 1994-95, *N. Z. J. Mar. Freshwater Res.*, 31, 537-549.

Stramma L., R.G Peterson. & M. Tomczak. 1995. The South Pacific Current. *J. Phys. Oceanogr.* 25. 77-91. [9]

Strub, P., J. Mesías, V. Montecino, J. Rutllant, & S. Salinas. 1998. Coastal ocean circulation off western South America. In: Robinson, A., Brink, K. (Eds.), *The Sea, The Global Coastal Ocean*, vol. 11. Wiley, New York, pp. 272-313.

Tilburg, C. E., H. E. Hurlburt, J. J. O'Brien & J. F. Shriver. 2001. The dynamics of the East Australian Current System: The Tasman front, the East Auckland Current, and the East Cape Current. *J. Phys. Oceanogr.*, 31, 2917–2943.

Tsuchiya, M. & L. D. Talley. 1998. A Pacific hydrographic section at 88° W: Water-property distribution, *J. Geophys. Res.*, 103, 12,899 – 12,918.

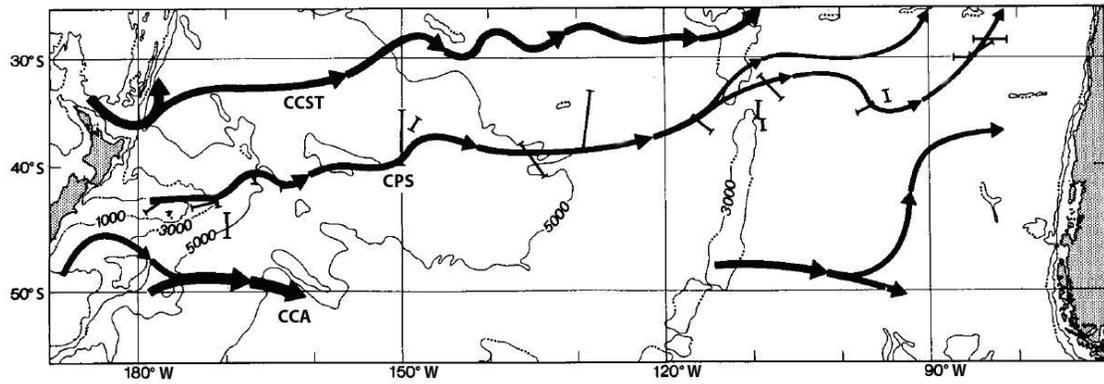
Tsimplis, M. N., S. Bacon & H. L. Bryden. 2008. The circulation of the subtropical South Pacific derived from hydrographic data. *J. Geophys Res.*, vol. 103, no. c10, pages 21,443-21,468.

Tomczak M. & J.S. Godfrey. 2002. *Regional Oceanography: An Introduction*. PDF version 1.2, 391 pp.

Vega, A., Y. du-Penhoat, B. Dewitte & O. Pizarro. 2003. Equatorial forcing of interannual Rossby waves in the eastern South Pacific, *Geophys. Res. Lett.*, 30(5), 1197.

FIGURAS

a)



b)

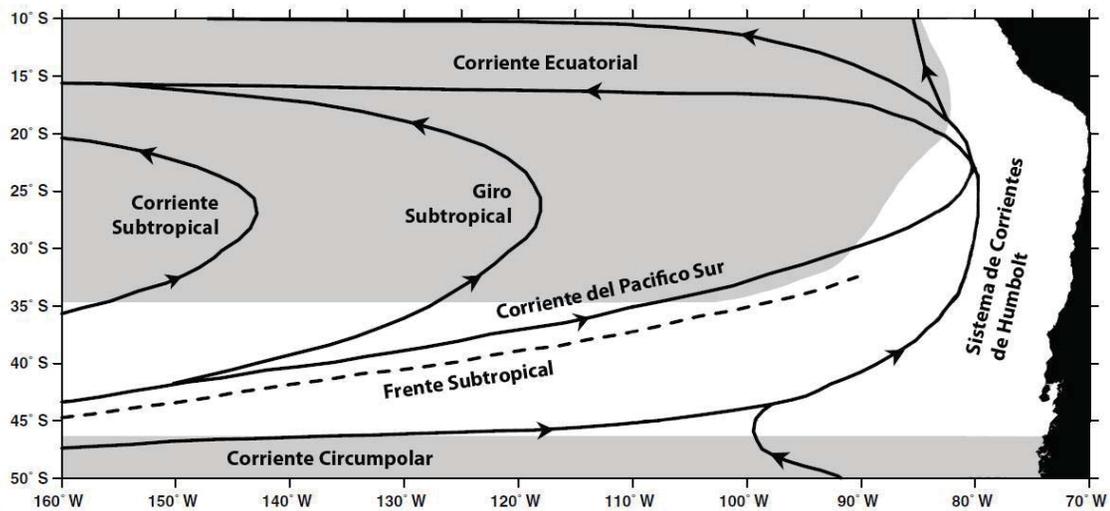


Figura 1. a) Esquema de corrientes en el Pacifico sur, modificado de Stramma *et al.*, 1995. CCST: Contracorriente Subtropical; CPS: Corriente del Pacifico Sur; CCA: Corriente Circumpolar Antártica. b) Corrientes superficiales y frentes en el Pacifico sur-oriental, modificado de Tomczak & Godfrey, 2002.

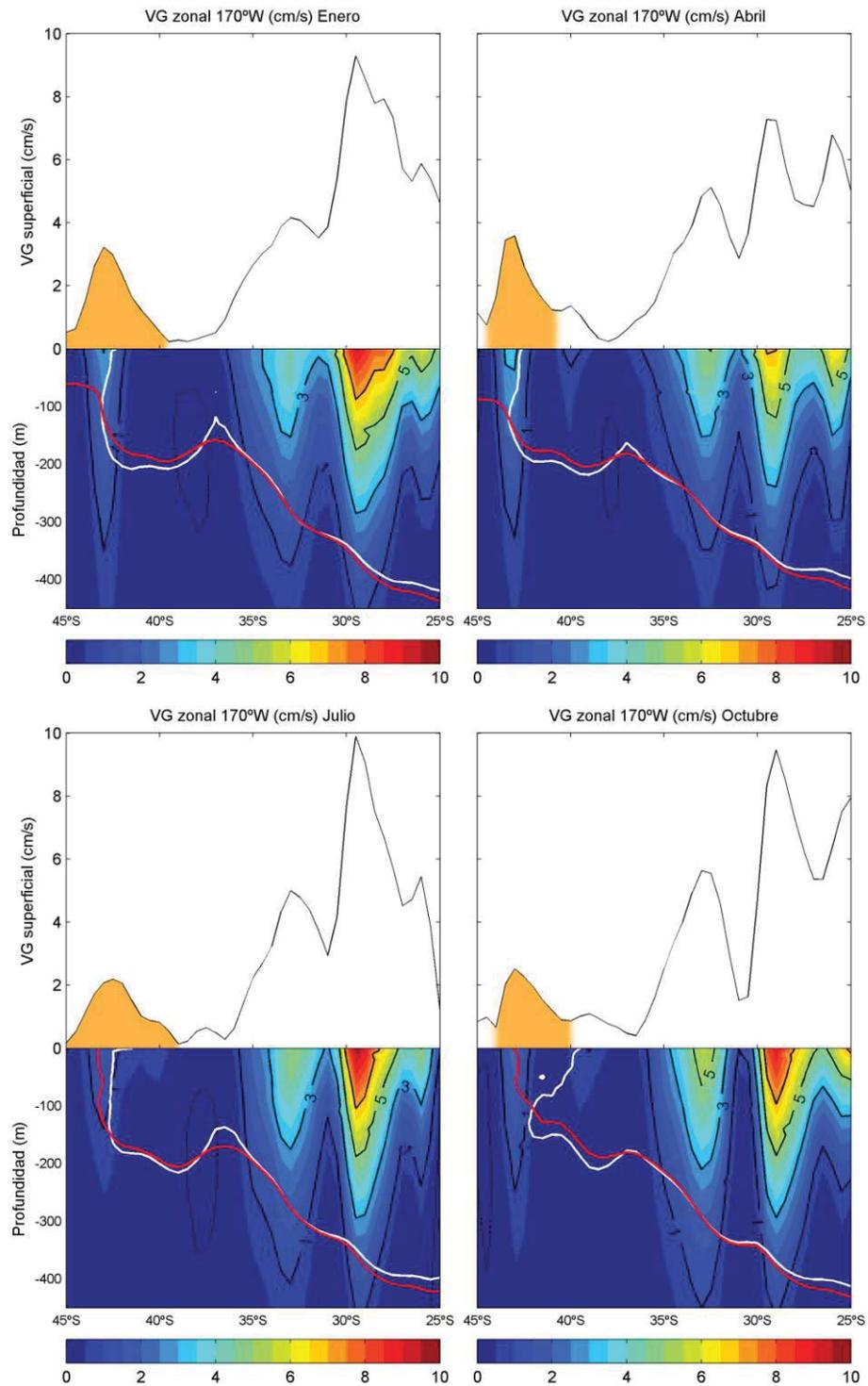


Figura 2. Velocidad geostrófica (cm/s) zonal hacia el este a los 170°W: enero, abril, julio y octubre. Línea de color rojo indica la isoterma de 12°C y línea de color blanco indica la isohalina de 35 (fuente: CARS)

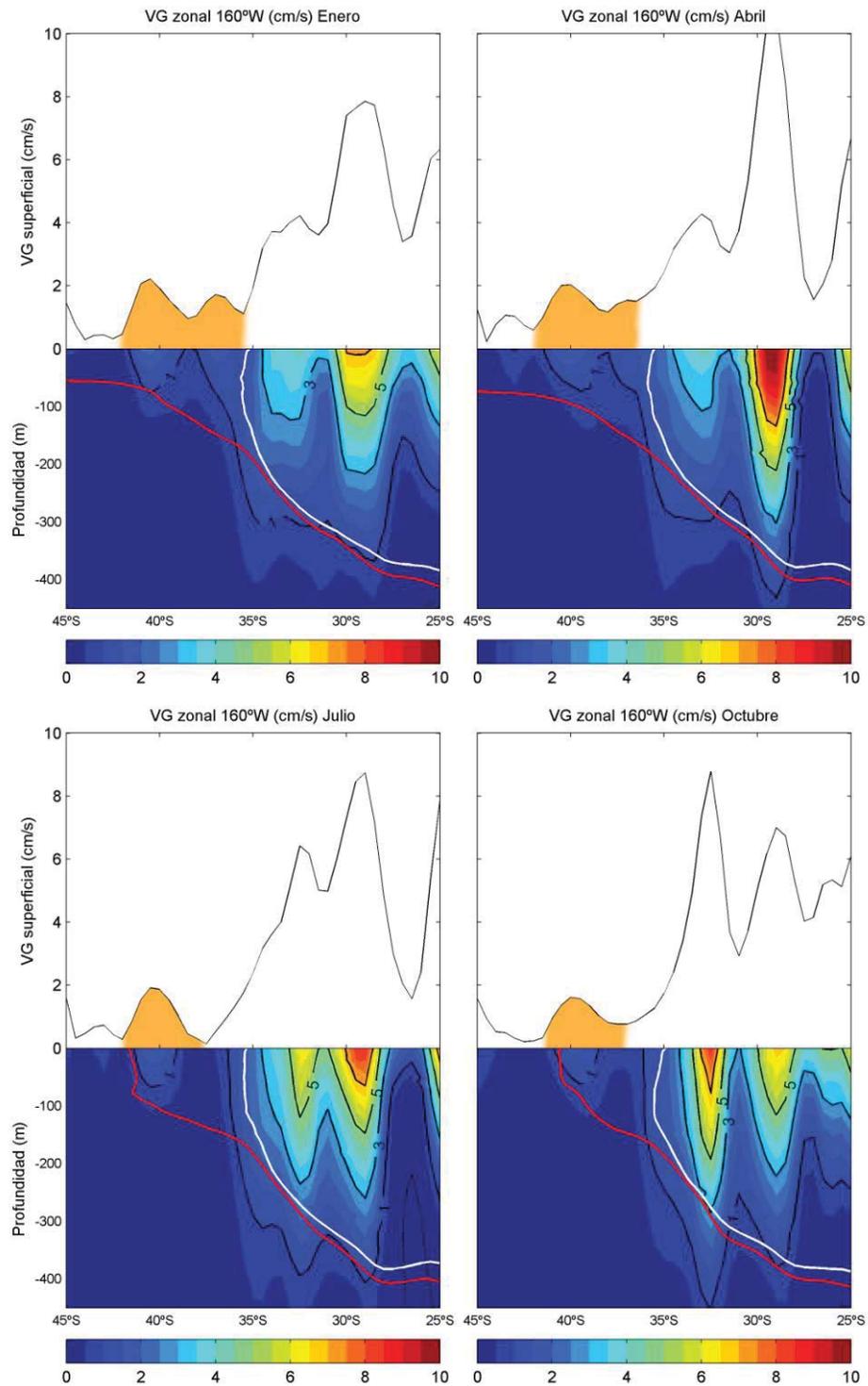


Figura 3. Velocidad geostrófica (cm/s) zonal hacia el este a los 160°W: enero, abril, julio y octubre. Línea de color rojo indica la isoterma de 12°C y línea de color blanco indica la isohalina de 35 (fuente: CARS)

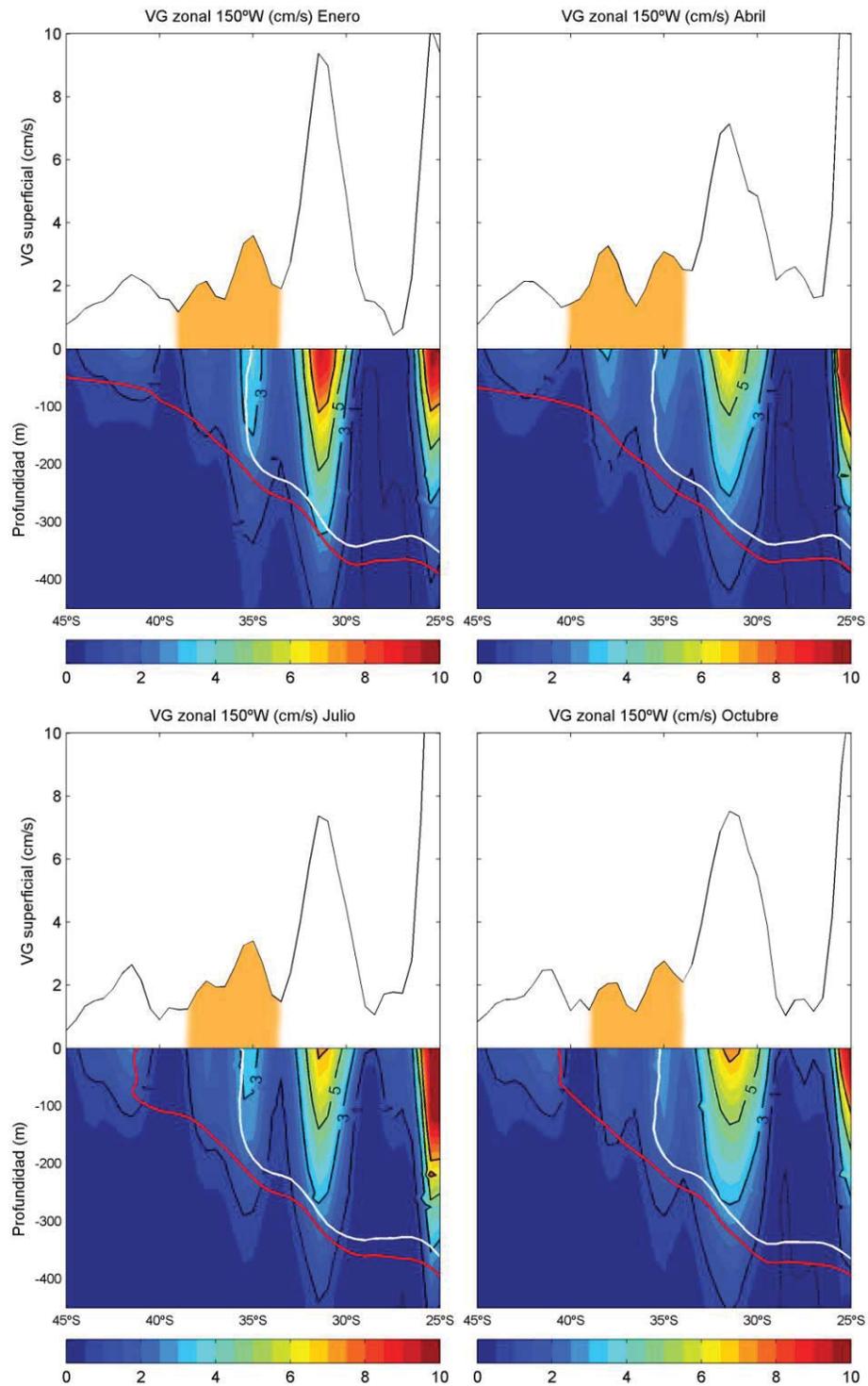


Figura 4. Velocidad geostrofica (cm/s) zonal hacia el este a los 150°W: enero, abril, julio y octubre. Línea de color rojo indica la isoterma de 12°C y línea de color blanco indica la isohalina de 35 (fuente: CARS)

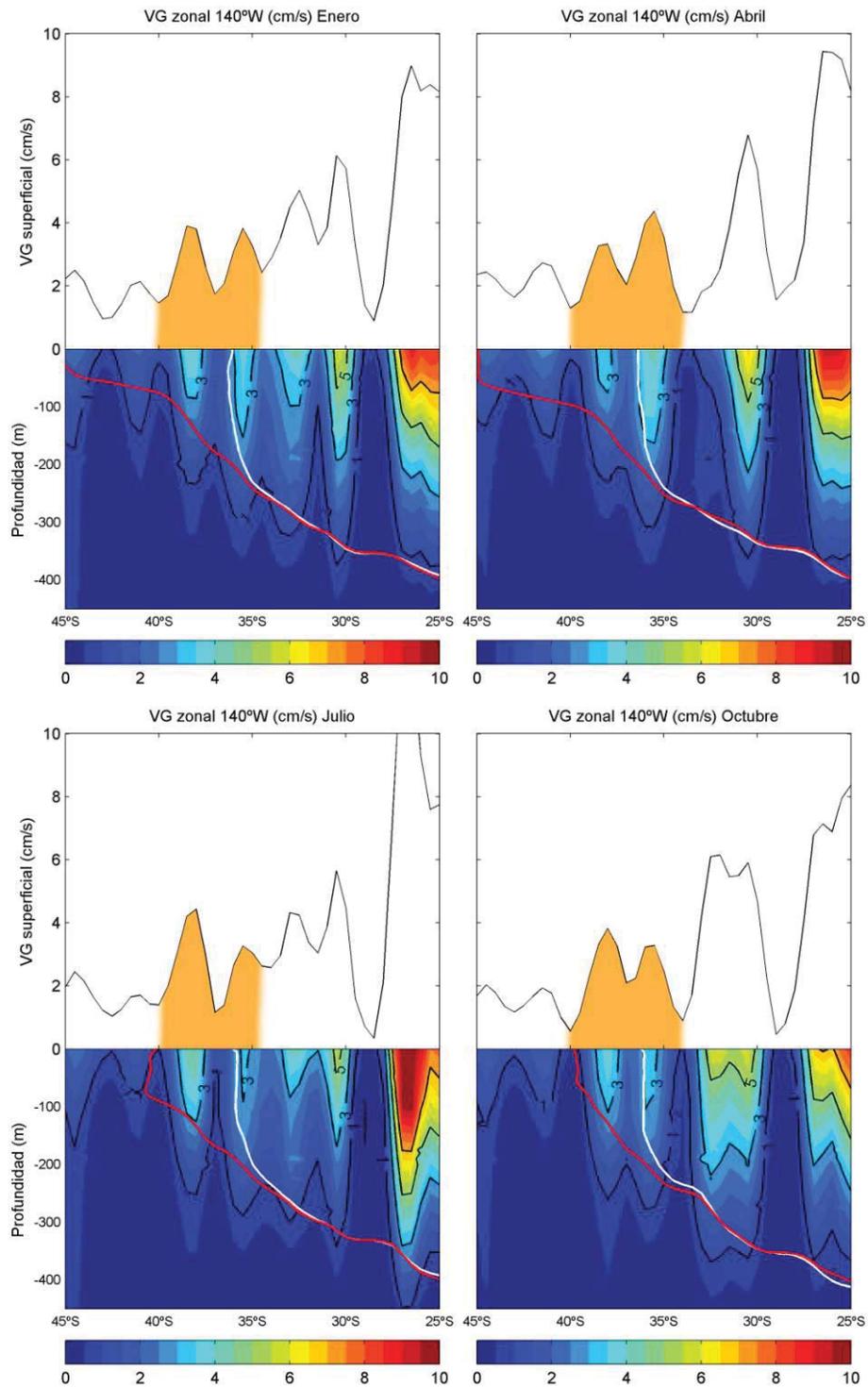


Figura 5. Velocidad geostrofica (cm/s) zonal hacia el este a los 140°W: enero, abril, julio y octubre. Línea de color rojo indica la isoterma de 12°C y línea de color blanco indica la isohalina de 34,8 (fuente: CARS)

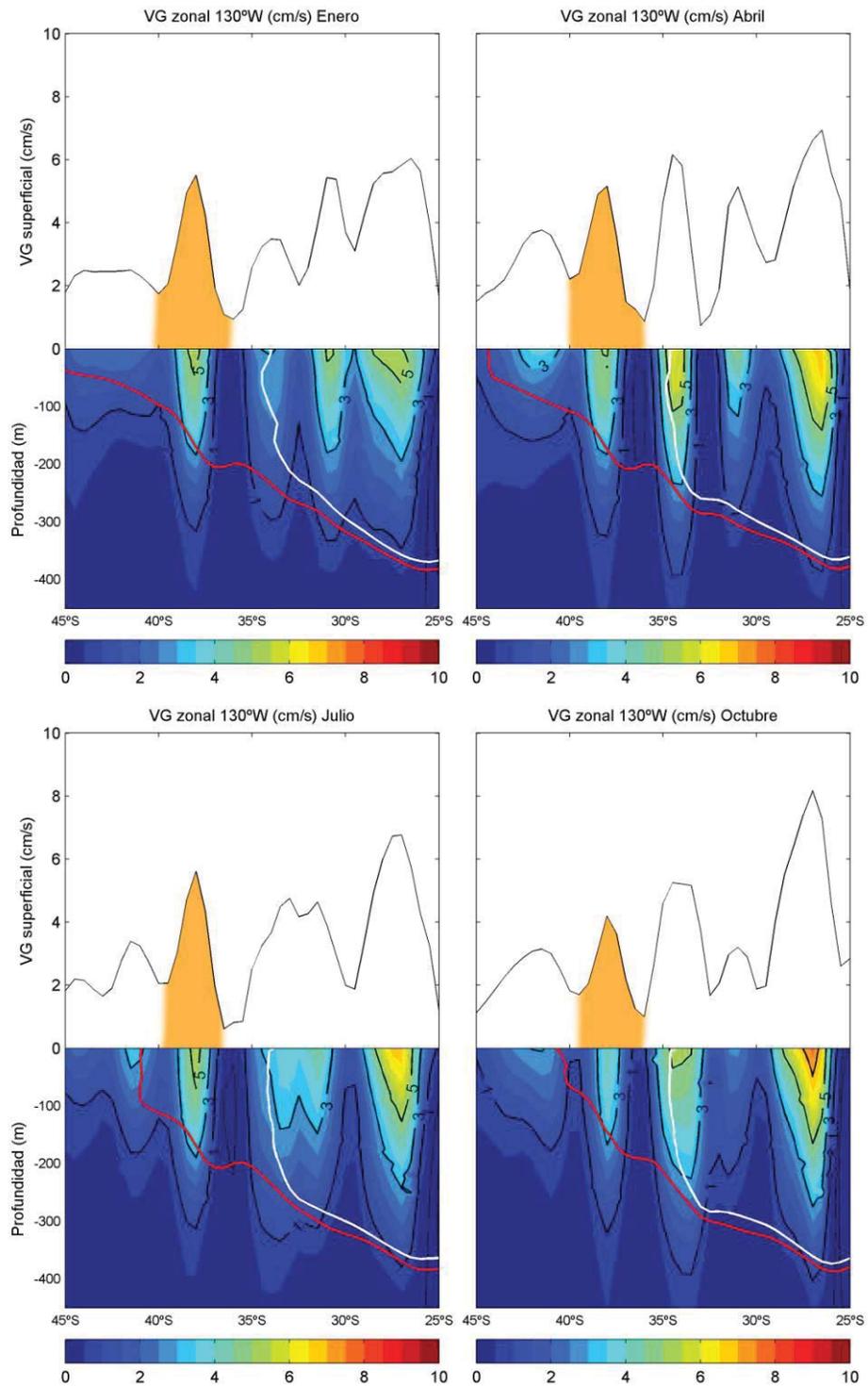


Figura 6. Velocidad geostrófica (cm/s) zonal hacia el este a los 130°W: enero, abril, julio y octubre. Línea de color rojo indica la isoterma de 12°C y línea de color blanco indica la isohalina de 34,8 (fuente: CARS)

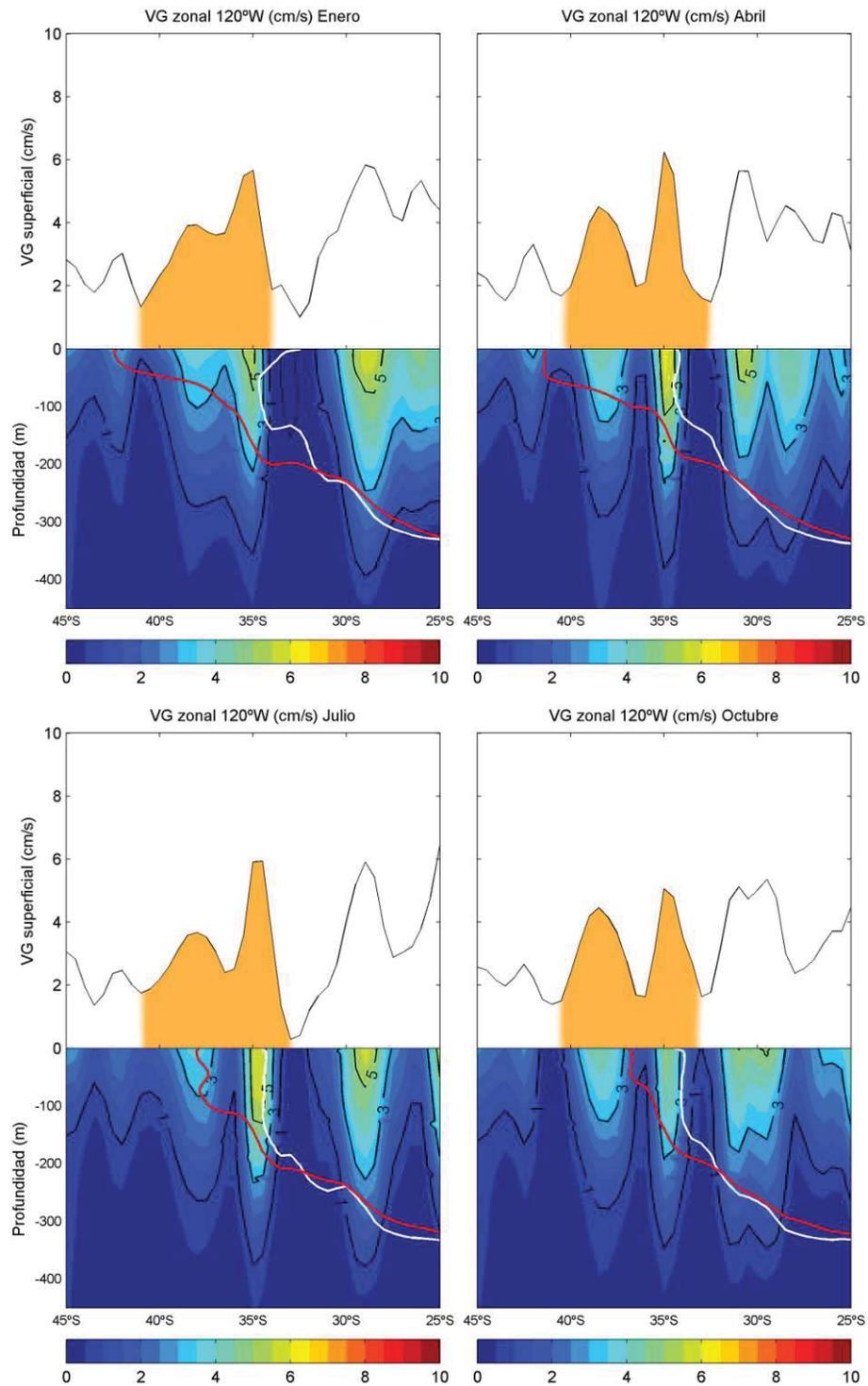


Figura 7: Velocidad geostrofica (cm/s) zonal hacia el este a los 120°W: enero, abril, julio y octubre. Línea de color rojo indica la isoterma de 14°C y línea de color blanco indica la isohalina de 34,8 (fuente: CARS)

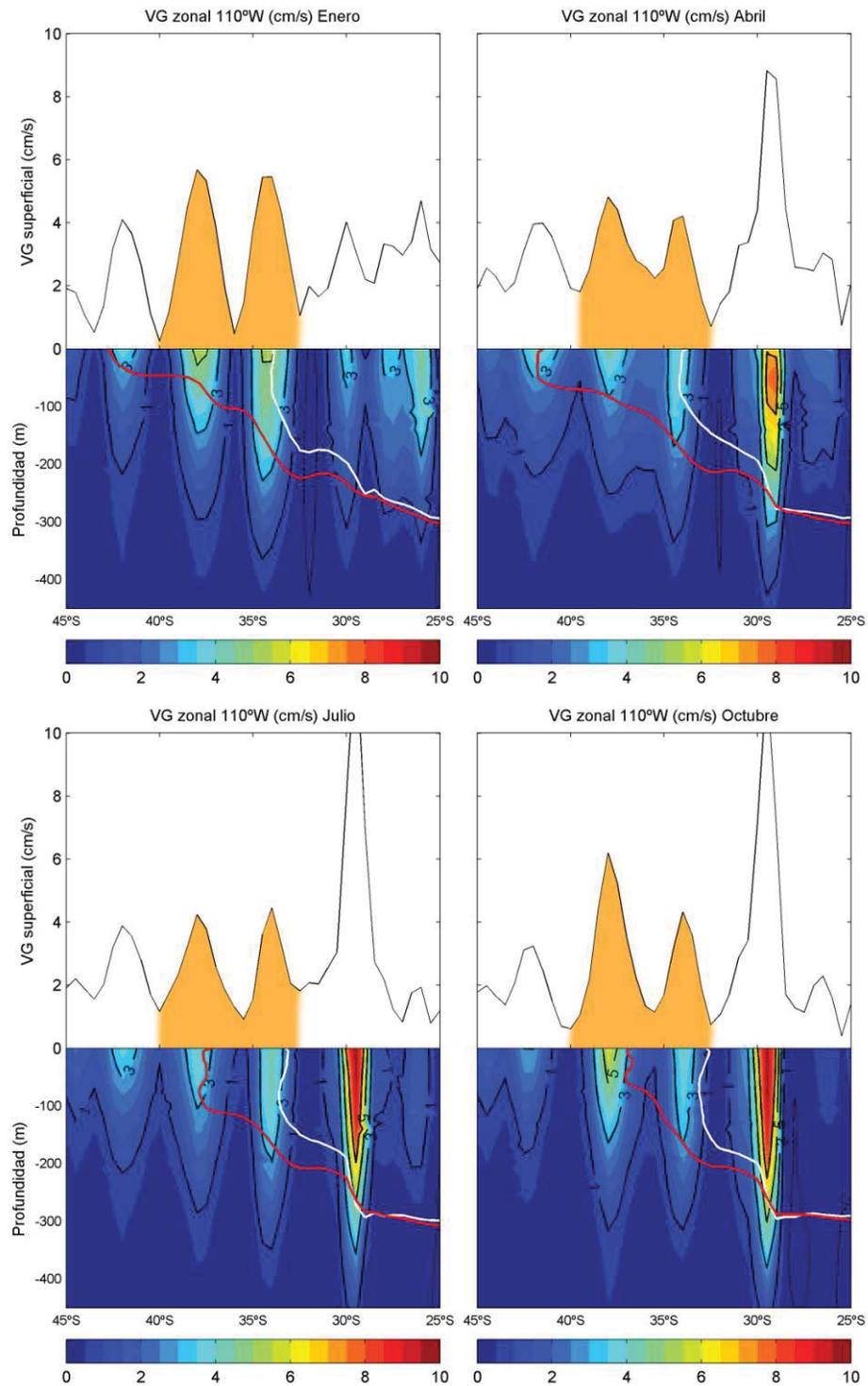


Figura 8. Velocidad geostrófica (cm/s) zonal hacia el este a los 110°W: enero, abril, julio y octubre. Línea de color rojo indica la isoterma de 14°C y línea de color blanco indica la isohalina de 34,8 (fuente: CARS)

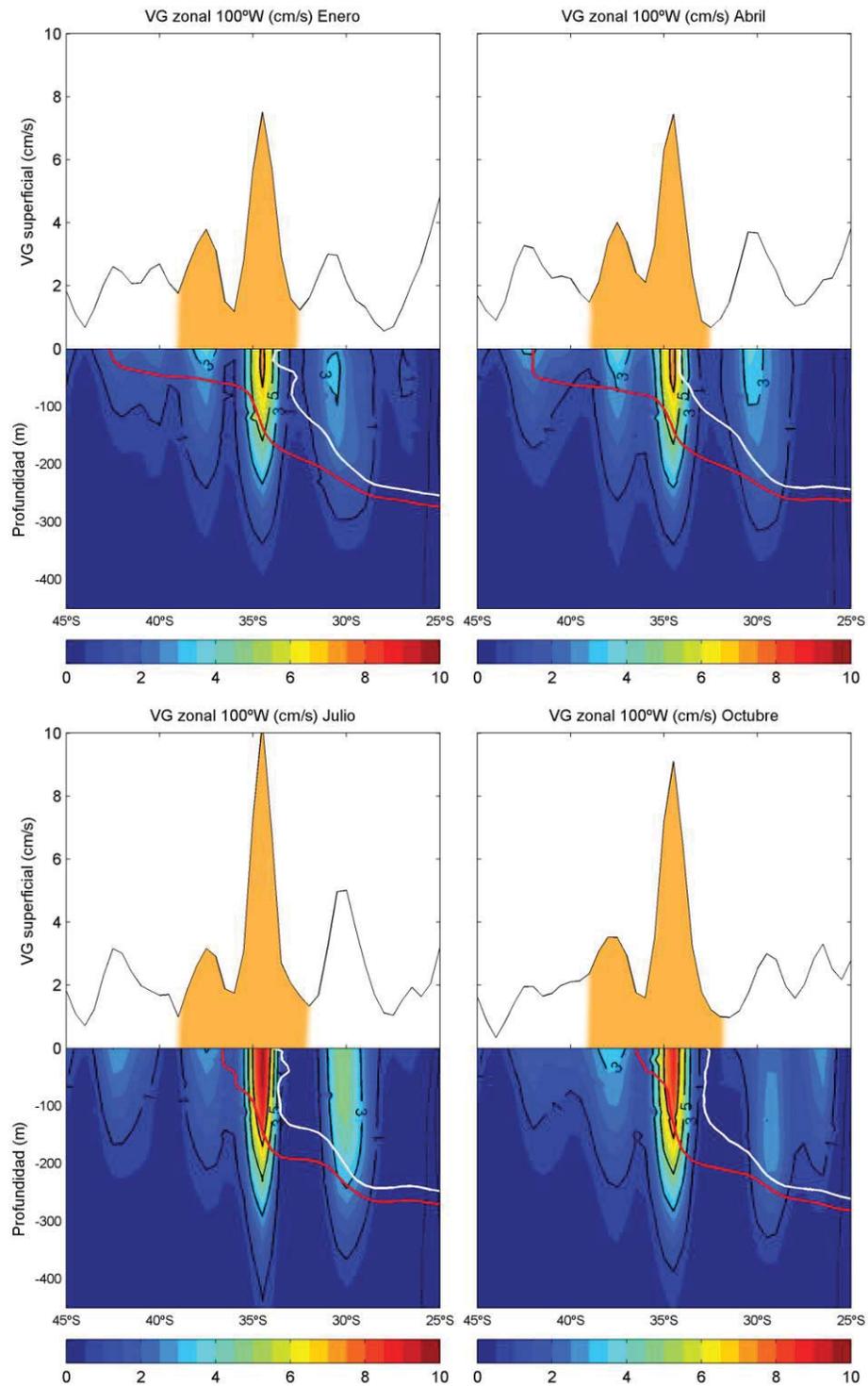


Figura 9. Velocidad geostrofica (cm/s) zonal hacia el este a los 100°W: enero, abril, julio y octubre. Línea de color rojo indica la isoterma de 14°C y línea de color blanco indica la isohalina de 34,8 (fuente: CARS)

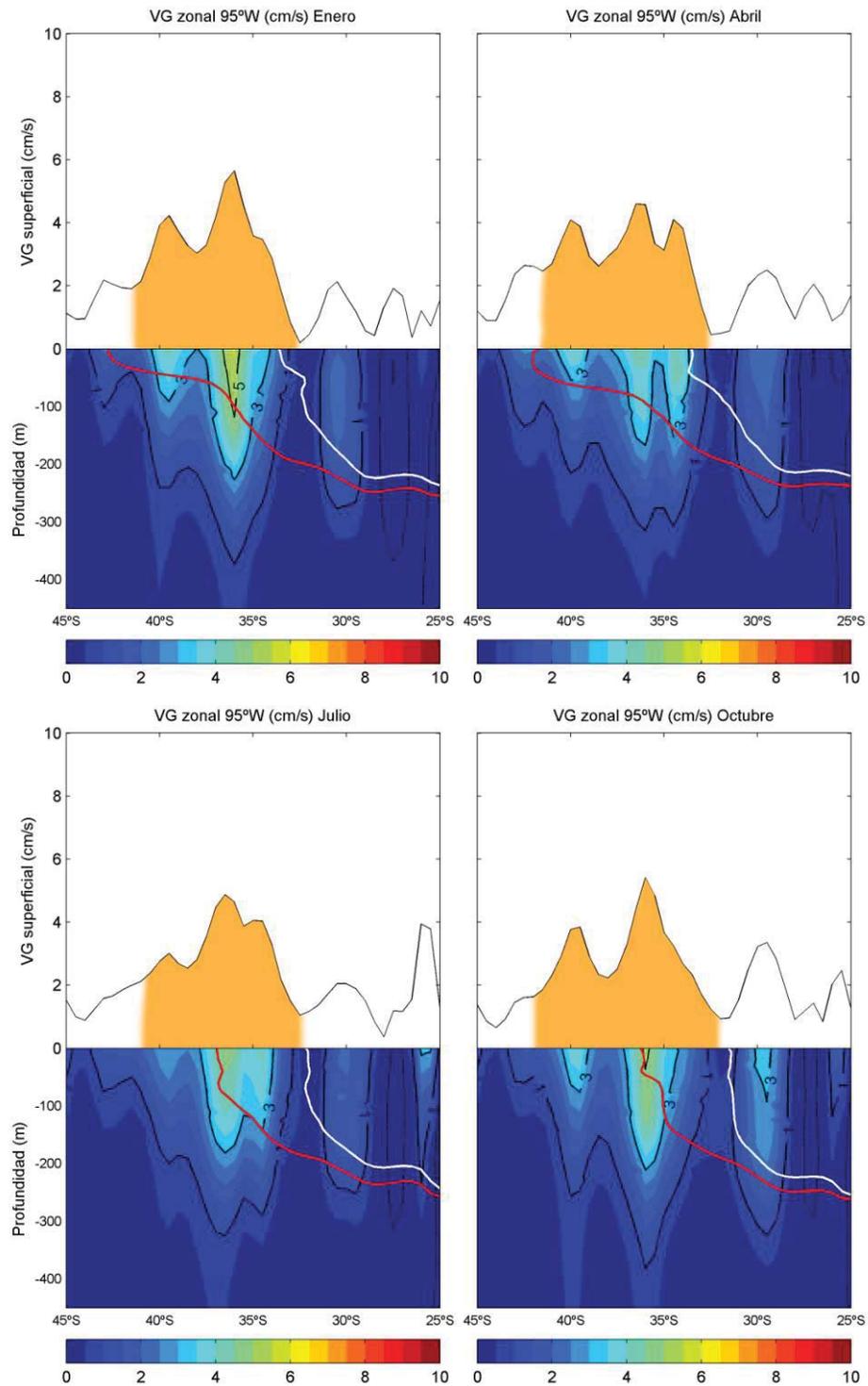


Figura 10. Velocidad geostrofica (cm/s) zonal hacia el este a los 95°W: enero, abril, julio y octubre. Línea de color rojo indica la isoterma de 14°C y línea de color blanco indica la isohalina de 34,8 (fuente: CARS)

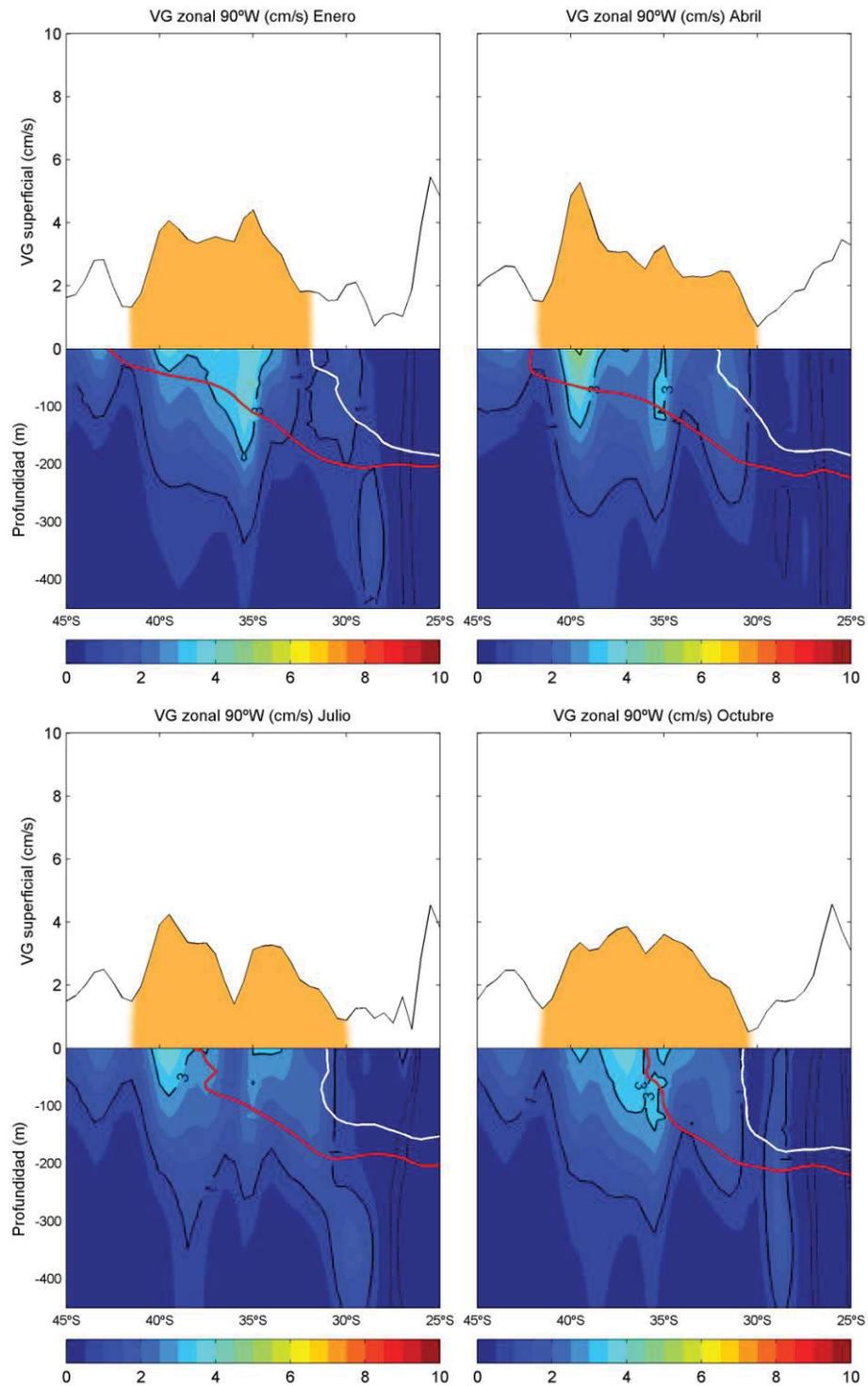


Figura 11. Velocidad geostrófica (cm/s) zonal hacia el este a los 90°W: enero, abril, julio y octubre. Línea de color rojo indica la isoterma de 14°C y línea de color blanco indica la isohalina de 34,8 (fuente: CARS)

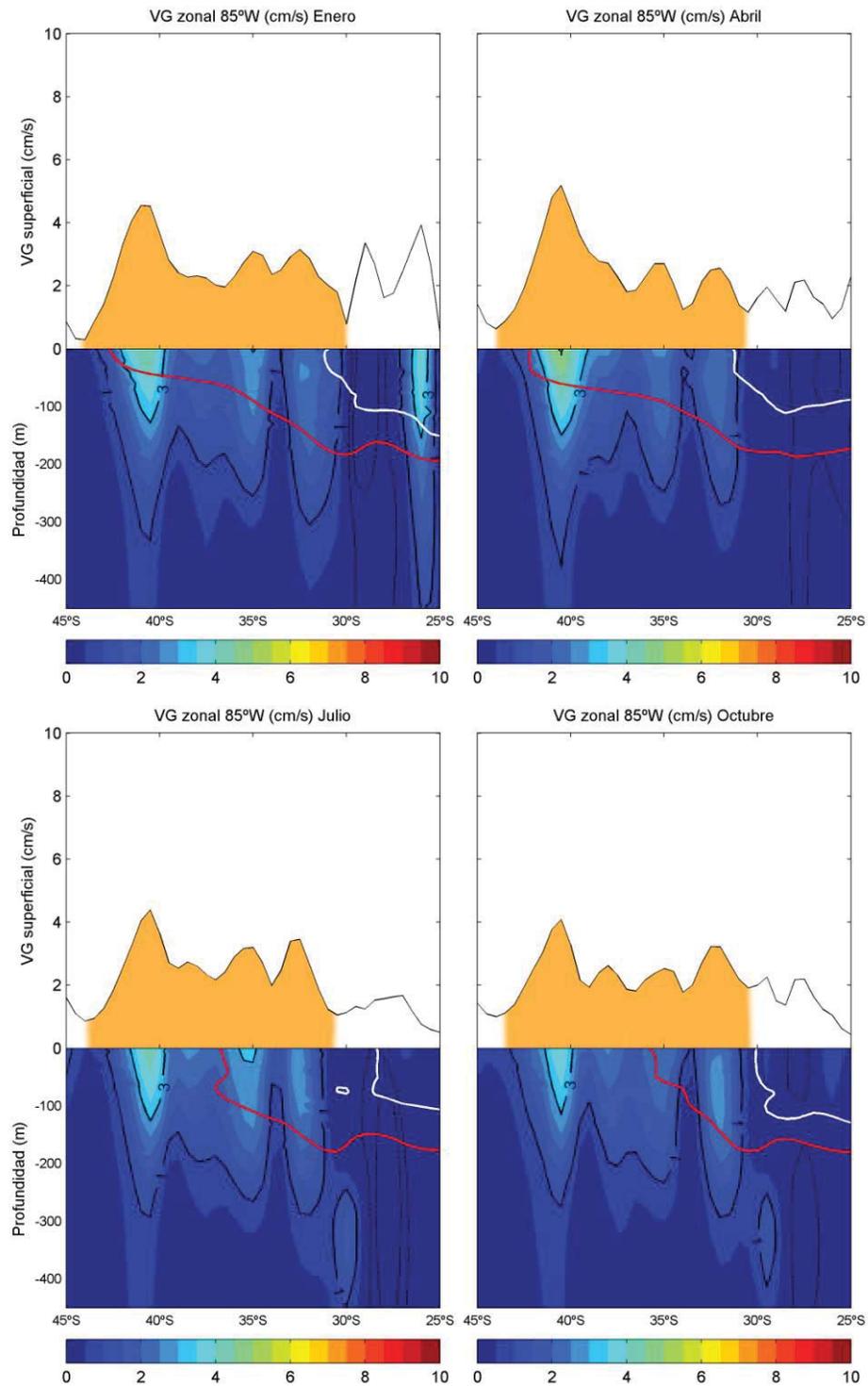


Figura 12. Velocidad geostrofica (cm/s) zonal hacia el este a los 85°W: (a) enero, abril, julio y octubre. Línea de color rojo indica la isoterma de 14°C y línea de color blanco indica la isohalina de 34,8 (fuente: CARS)

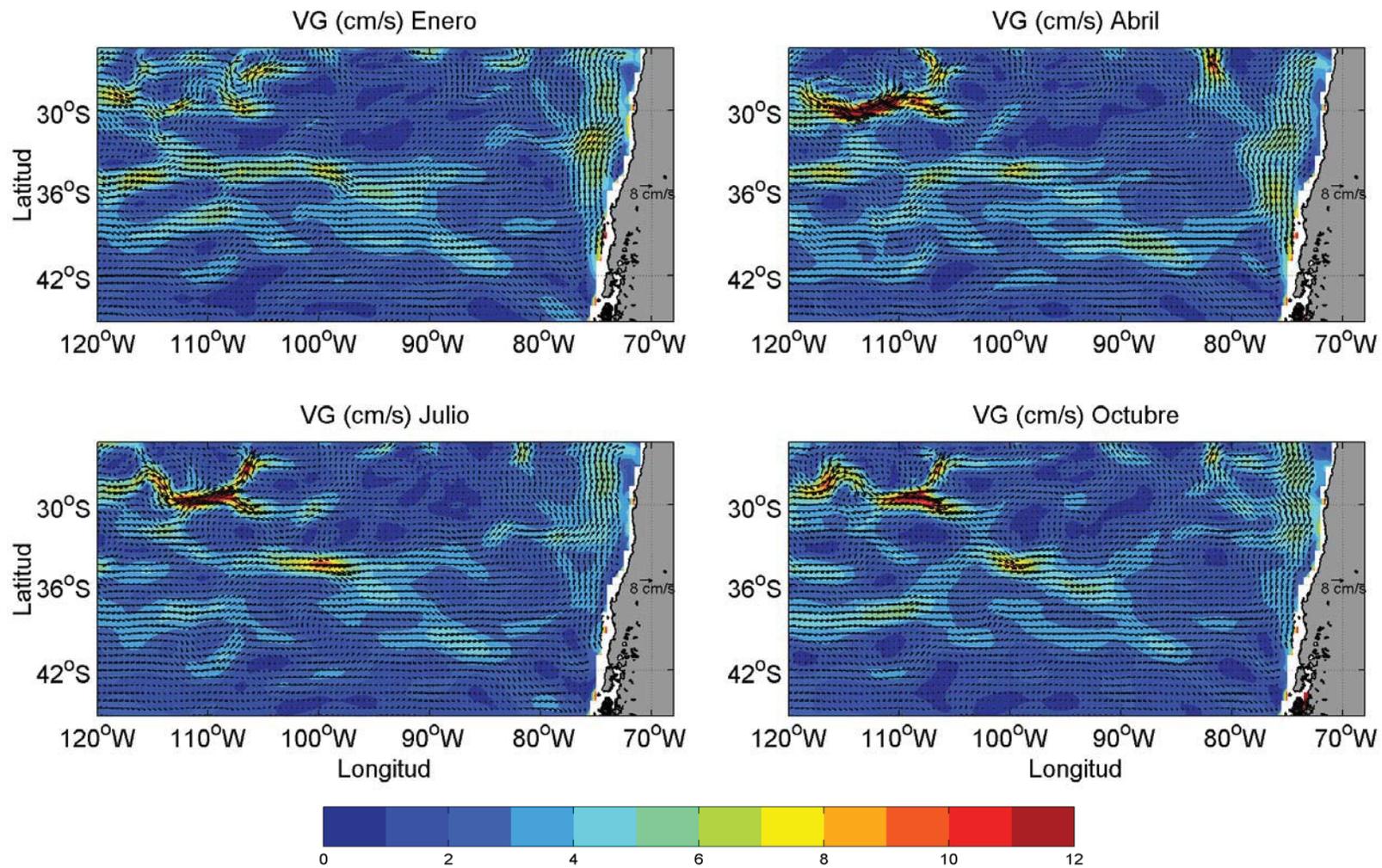


Figura 13. Climatologías para los meses de enero, abril, julio y octubre, de las corrientes geostroficadas (cm/s) superficiales presentes en el PSO (fuente: CARS)

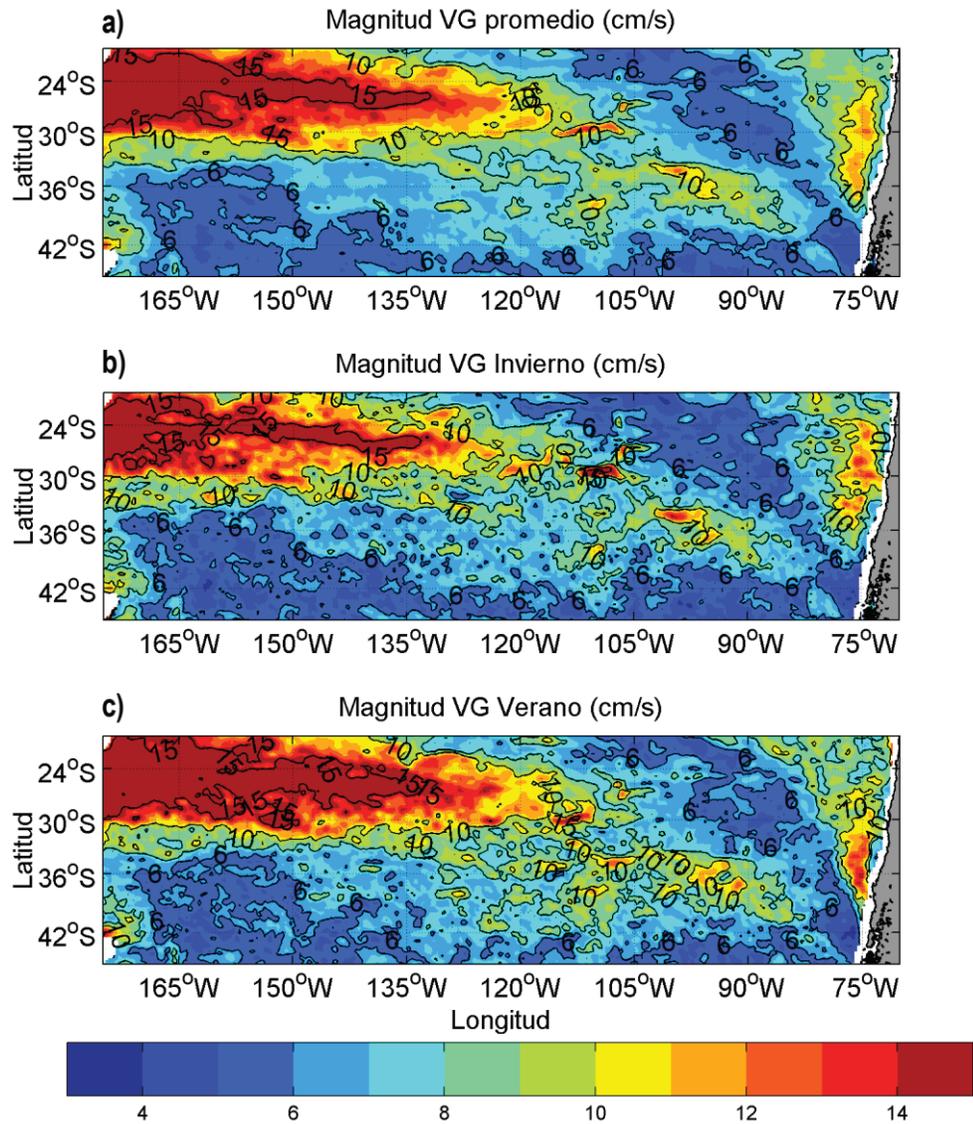


Figura 14. a) Magnitud de la velocidad geostrófica (cm/s) superficial promedio; b) promedio de invierno (julio, agosto y septiembre) y c) verano promedio (enero, febrero y marzo), en el Pacífico Sur, desde enero de 1993 hasta diciembre de 2010 (Fuente: datos combinados AVISO-CARS)

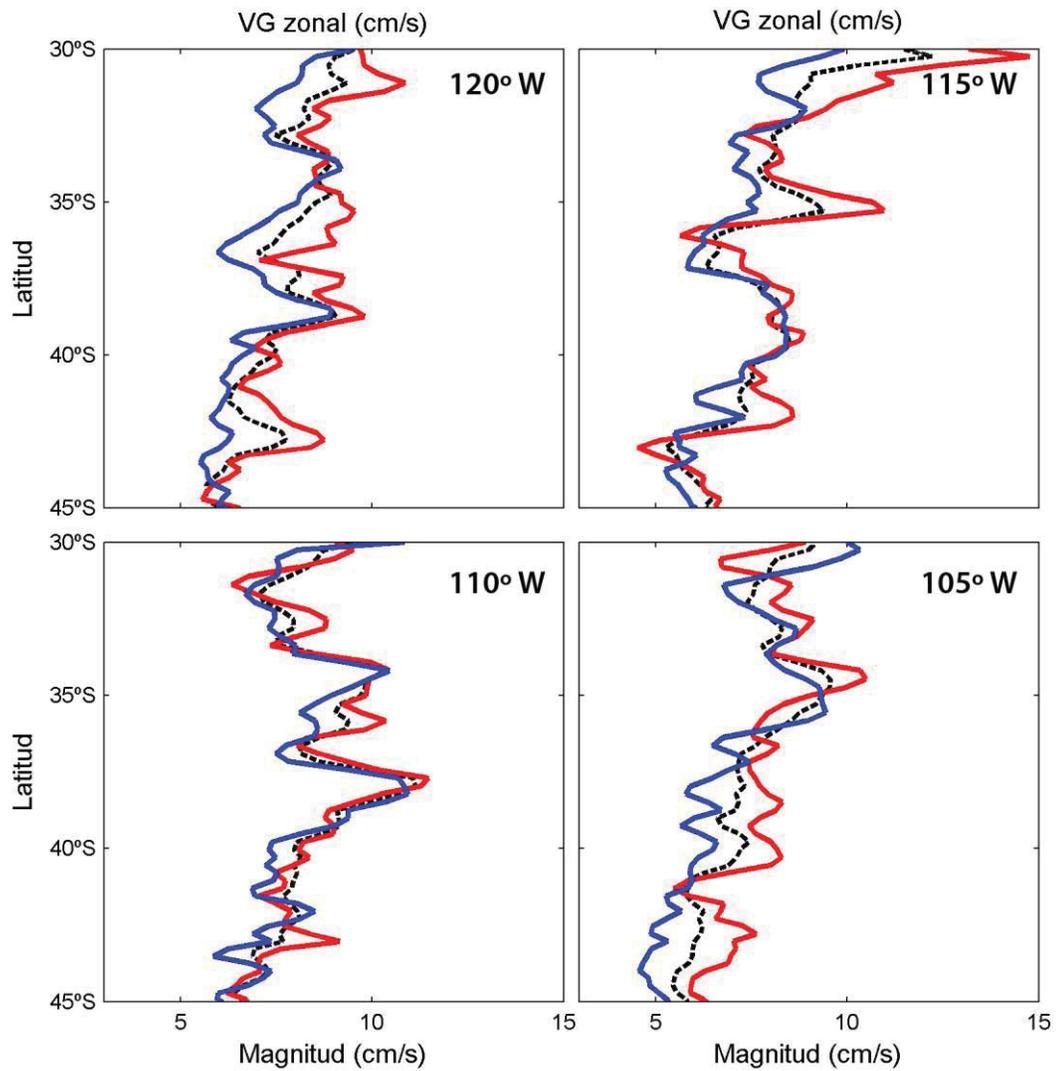


Figura 15. Velocidades geostróficas superficiales zonales con dirección este para transectas: 120°W, 115°W, 110°W y 105°W. Línea de color rojo representa el promedio para los meses de verano (enero, febrero y marzo), línea de color azul representa el promedio para los meses de invierno (julio, agosto y septiembre) y línea de color negro segmentada representa el promedio general.

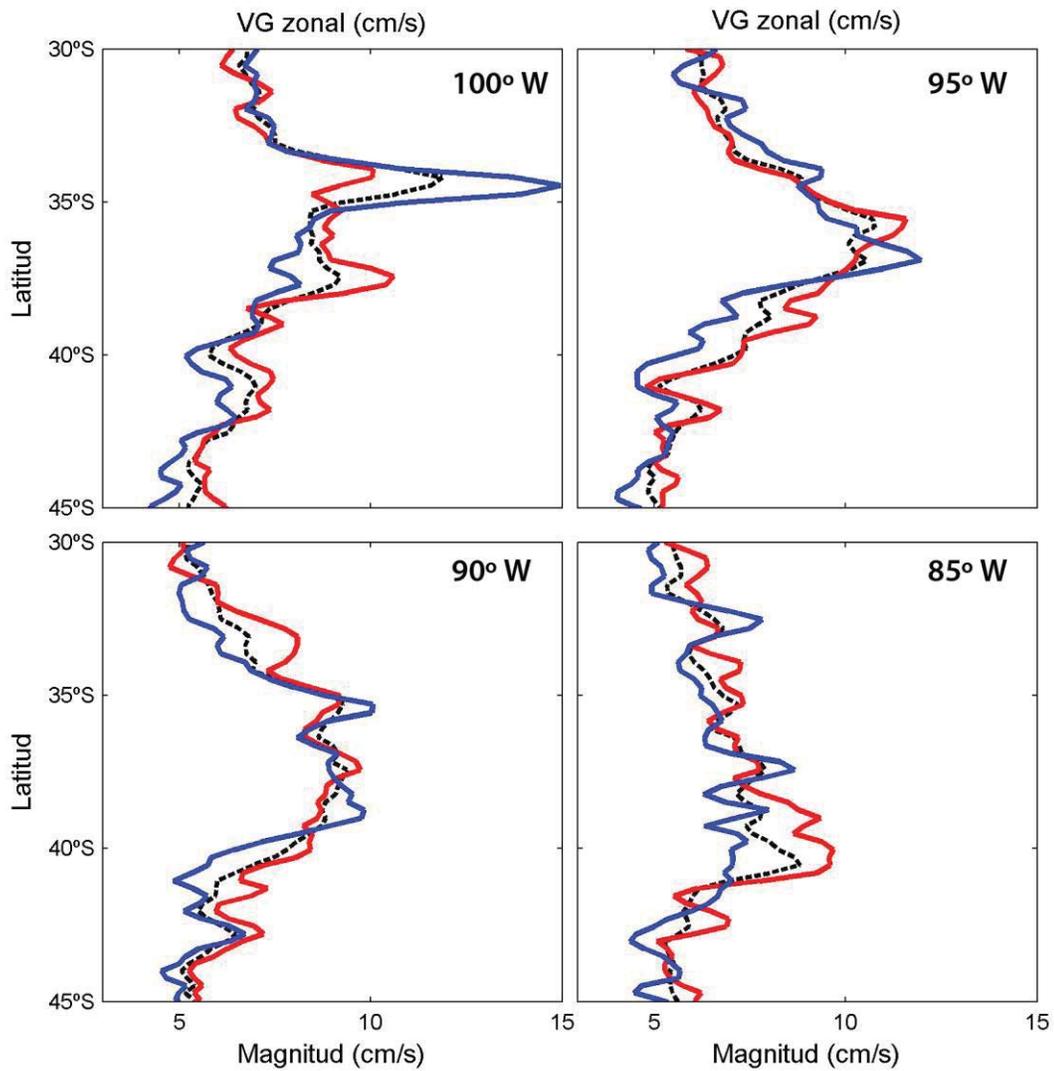


Figura 16. Velocidades geostóficas superficiales zonales con dirección este para transectas: 100°W, 95°W, 90°W y 85°W. Línea de color rojo representa el promedio para los meses de verano (enero, febrero y marzo), línea de color azul representa el promedio para los meses de invierno (julio, agosto y septiembre) y línea de color negro segmentada representa el promedio general.

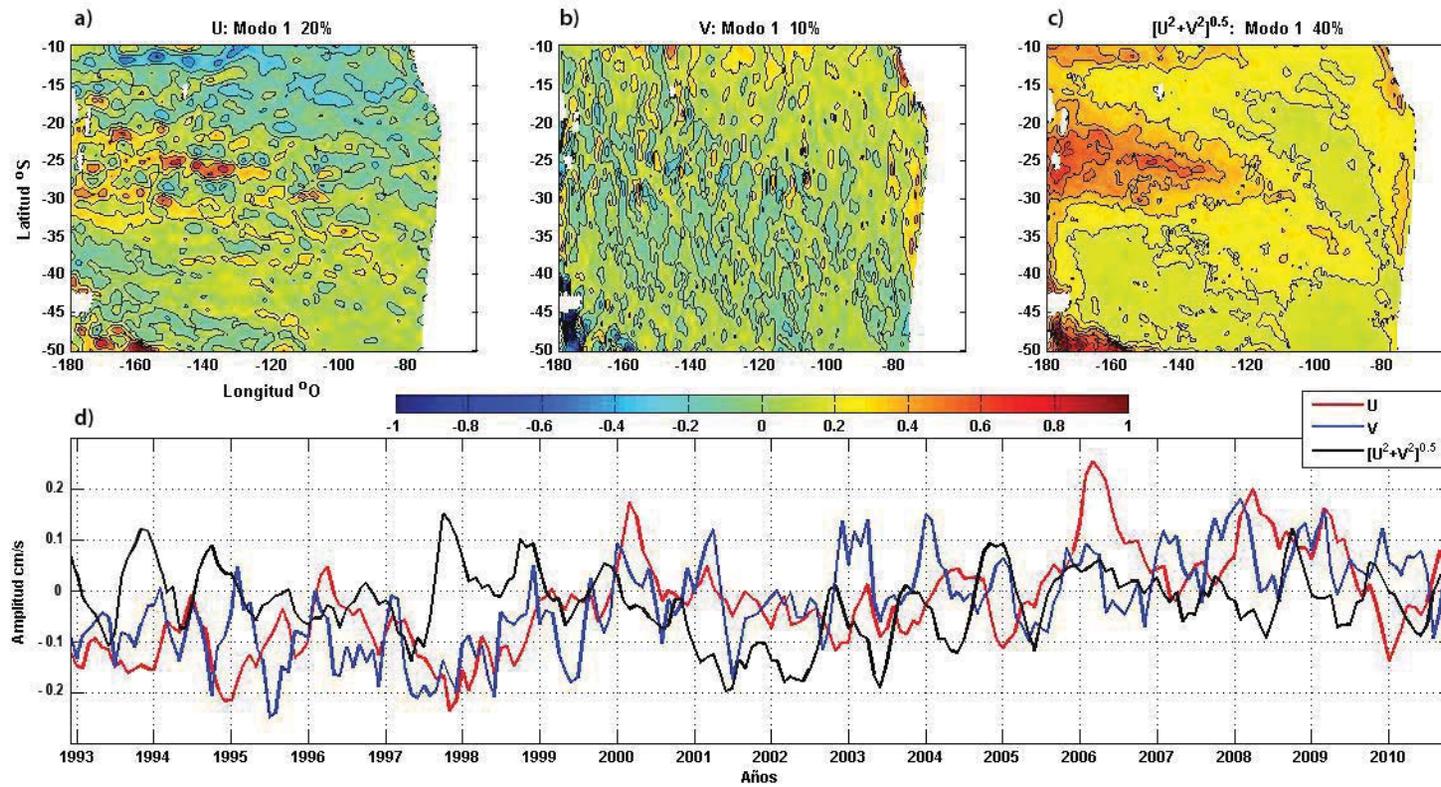


Figura 17. Funciones empíricas ortogonales del primer modo de la velocidad geostrófica representando la amplitud (fondo de color) en Pacífico Sur: a) Zonal, b) Meridional, c) Magnitud, d) Evolución temporal.

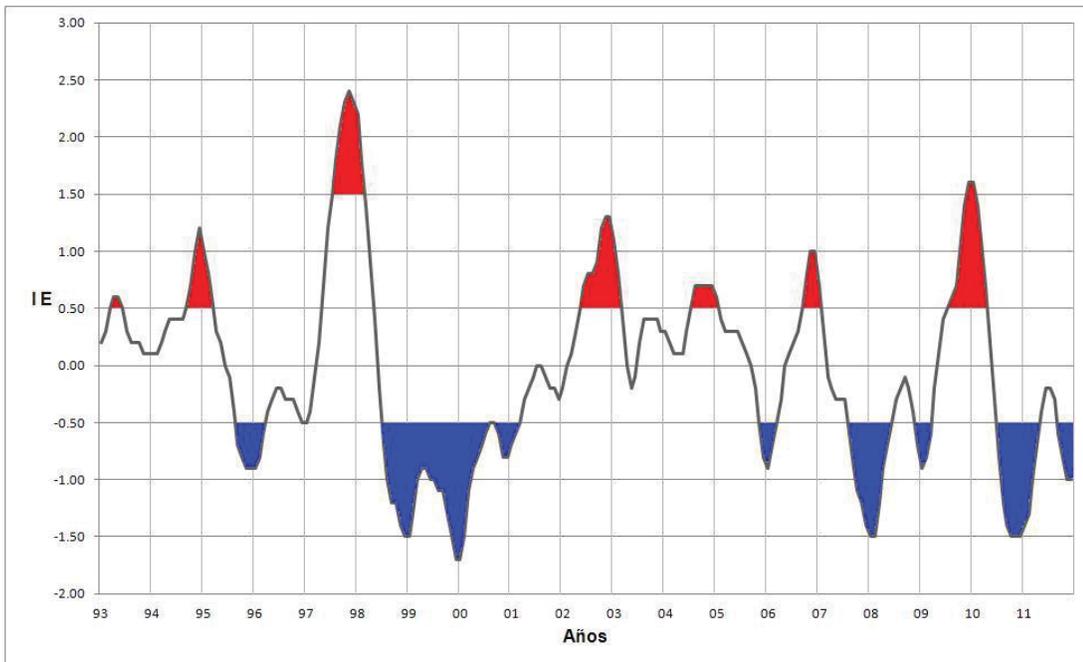


Figura 18: Serie de tiempo de la anomalía de la TSM. El eje “x” presenta los años y el eje “y” presenta el Índice Ecuatorial (I E). (Fuente: NOAA <http://www.nws.noaa.gov>)

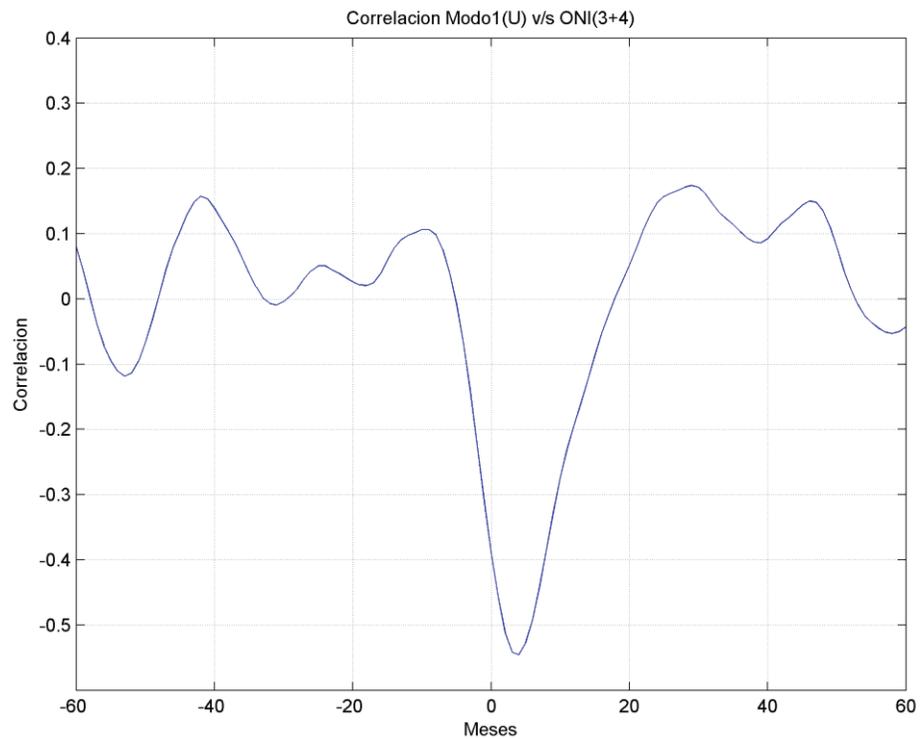


Figura 19: Correlación cruzada entre la serie temporal del primer modo de la componente zonal (U) y el Índice Oceánico de “El Niño” (ONI)

ANEXO

Validación

Como parte de la metodología usada se decidió realizar una validación de los datos de salinidad y temperatura de la climatología CSIRO Atlas of Regional Seas (CARS) usados para el cálculo de la velocidad geostrofica. Los datos fueron comparados con la climatología del World Ocean Atlas (WOA), para los promedios mensuales de los parámetros físicos utilizados (Temperatura y Salinidad) en el mes de marzo.

Se escogieron 5 estaciones a diferentes latitudes (9.5° S, 19.5° S, 29.5° S, 39.5° S y 49.5° S) a lo largo de las longitudes 100° W (P18 WOCE) y 90° W (P19 WOCE).

Se realizo análisis de regresión lineal (r) y se encontró el polinomio de ajuste de curvas (P) entre las respectivas variables de cada climatología la cual se detalla en los sientes gráficos.

Salinidad transecta 100° W:

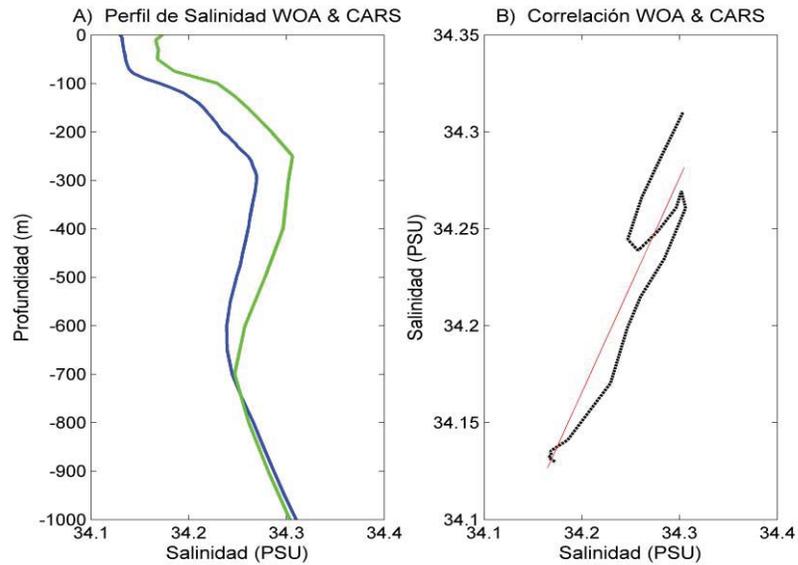


Figura A1: Estación Latitud 49,5° S. A) Perfiles de salinidad en profundidad de climatologías WOA (verde) y CARS (azul). B) Correlación lineal (roja) entre datos salinidad de climatologías WOA y CARS. $r = 0,9500$; $P = 1,1076 \times 10^{-3},7134$

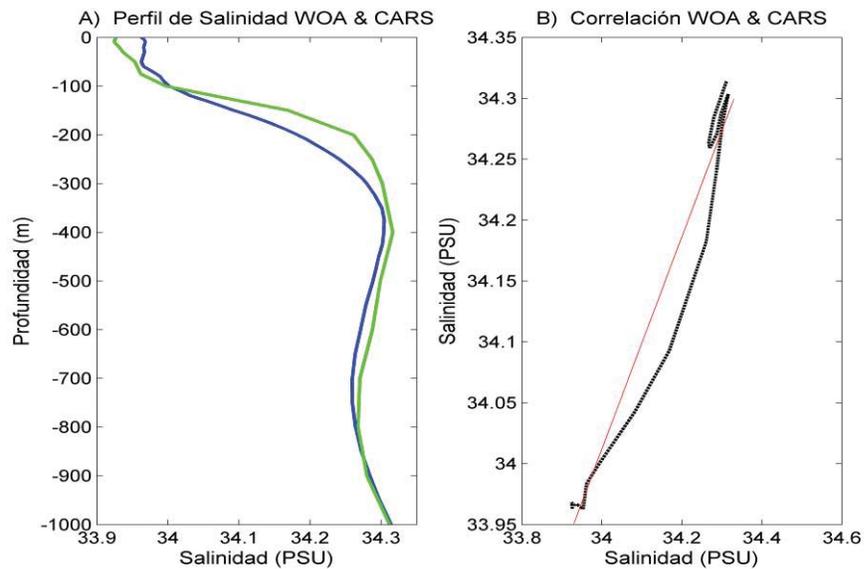


Figura A2: Estación Latitud 39,5° S. A) Perfiles de salinidad en profundidad de climatologías WOA (verde) y CARS (azul). B) Correlación lineal (roja) entre datos salinidad de climatologías WOA y CARS. $r = 0,9820$; $P = 0,8718 \times 10^{-4},3708$

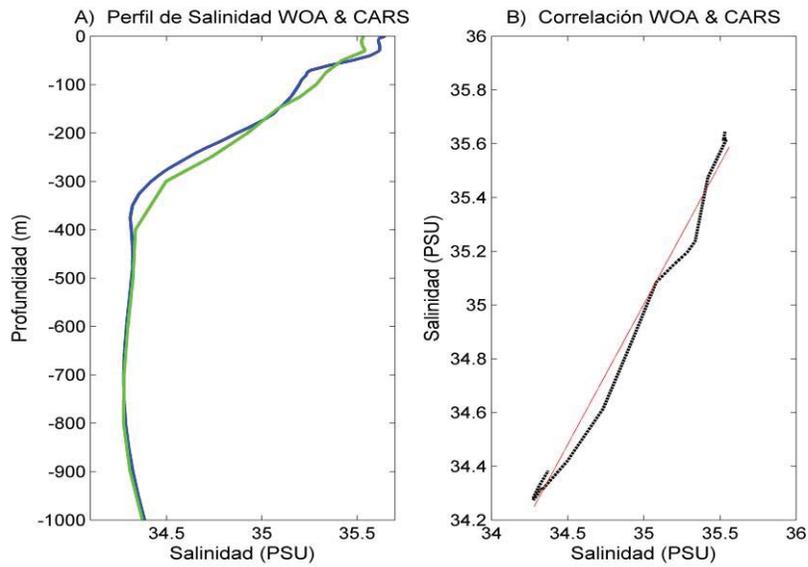


Figura A3: Estación Latitud 29,5° S. A) Perfiles de salinidad en profundidad de climatologías WOA (verde) y CARS (azul). B) Correlación lineal (roja) entre datos salinidad de climatologías WOA y CARS. $r = 0,9934$; $P = 1,0444X - 1,5525$

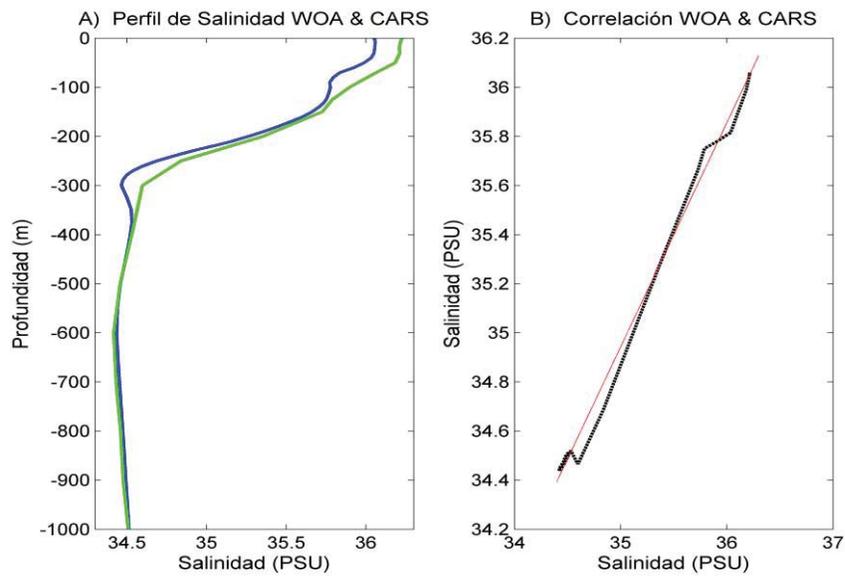


Figura A4: Estación Latitud 19,5° S. A) Perfiles de salinidad en profundidad de climatologías WOA (verde) y CARS (azul). B) Correlación lineal (roja) entre datos salinidad de climatologías WOA y CARS. $r = 0,9976$; $P = 0,9129X + 2,9894$

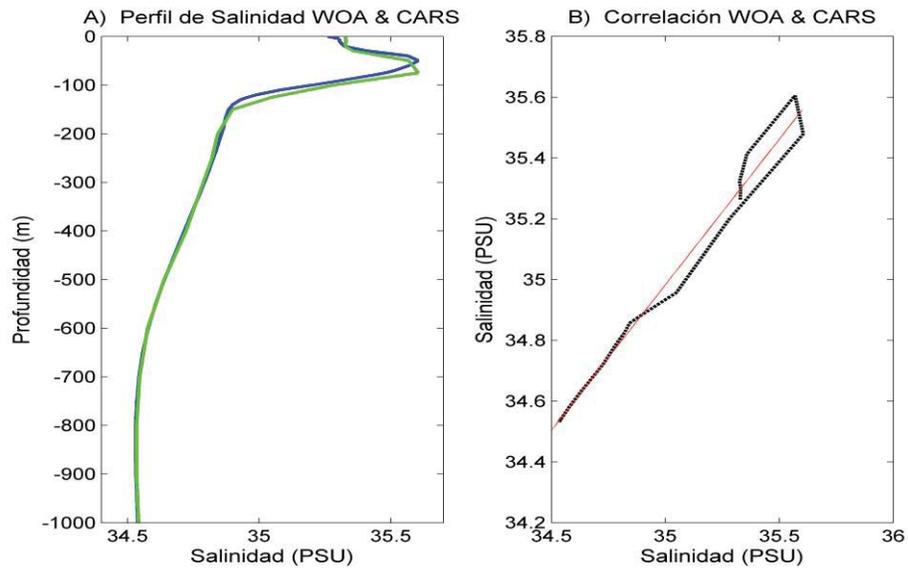


Figura A5: Estación Latitud 9,5° S. A) Perfiles de salinidad en profundidad de climatologías WOA (verde) y CARS (azul). B) Correlación lineal (roja) entre datos salinidad de climatologías WOA y CARS. $r = 0,9933$; $P = 0,9585X + 1,4357$

Salinidad transecta 90° W:

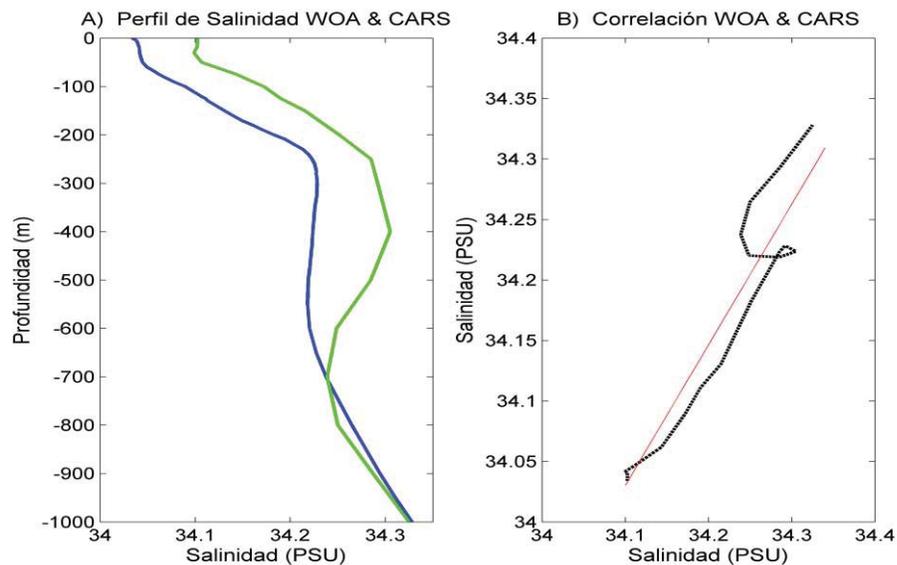


Figura A6: Estación Latitud 49,5° S. A) Perfiles de salinidad en profundidad de climatologías WOA (verde) y CARS (azul). B) Correlación lineal (roja) entre datos salinidad de climatologías WOA y CARS. $r = 0,9502$; $P = 1,1623X - 5,6041$

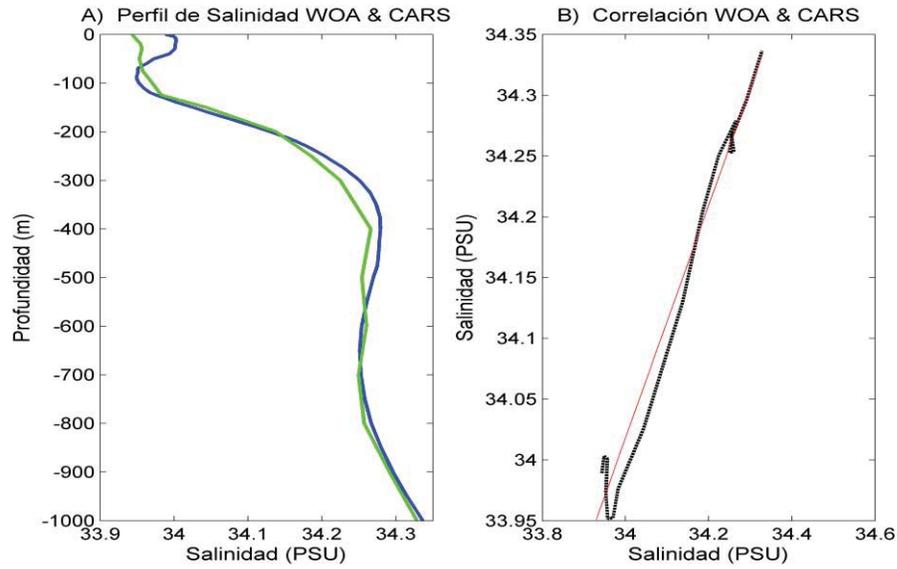


Figura A7: Estación Latitud 39,5° S. A) Perfiles de salinidad en profundidad de climatologías WOA (verde) y CARS (azul). B) Correlación lineal (roja) entre datos salinidad de climatologías WOA y CARS. $r = 0,95891$; $P = 0,9573X + 1,4708$

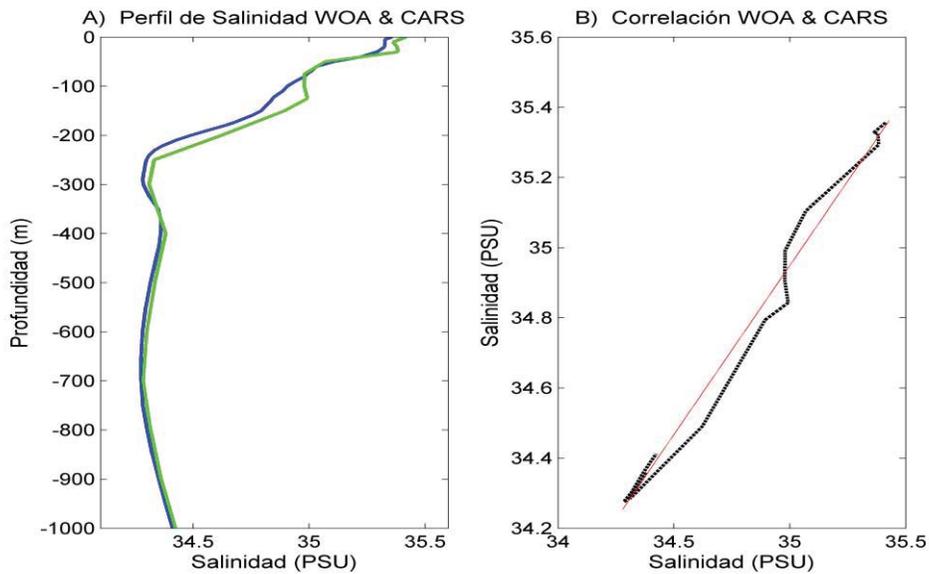


Figura A8: Estación Latitud 29,5° S. A) Perfiles de salinidad en profundidad de climatologías WOA (verde) y CARS (azul). B) Correlación lineal (roja) entre datos salinidad de climatologías WOA y CARS. $r = 0,9944$; $P = 0,9636X + 1,2208$

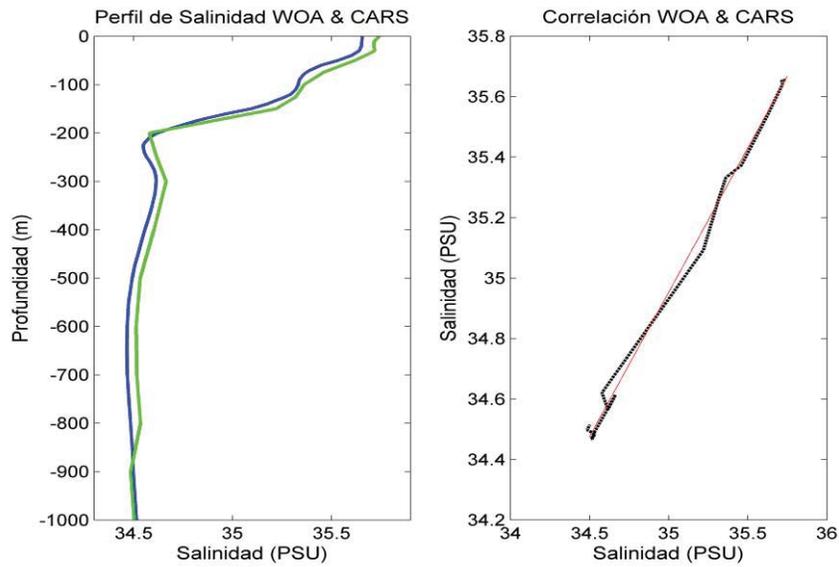


Figura A9: Estación Latitud 19,5° S. A) Perfiles de salinidad en profundidad de climatologías WOA (verde) y CARS (azul). B) Correlación lineal (roja) entre datos salinidad de climatologías WOA y CARS. $r = 0,9990$; $P = 0,9536X + 1,5765$

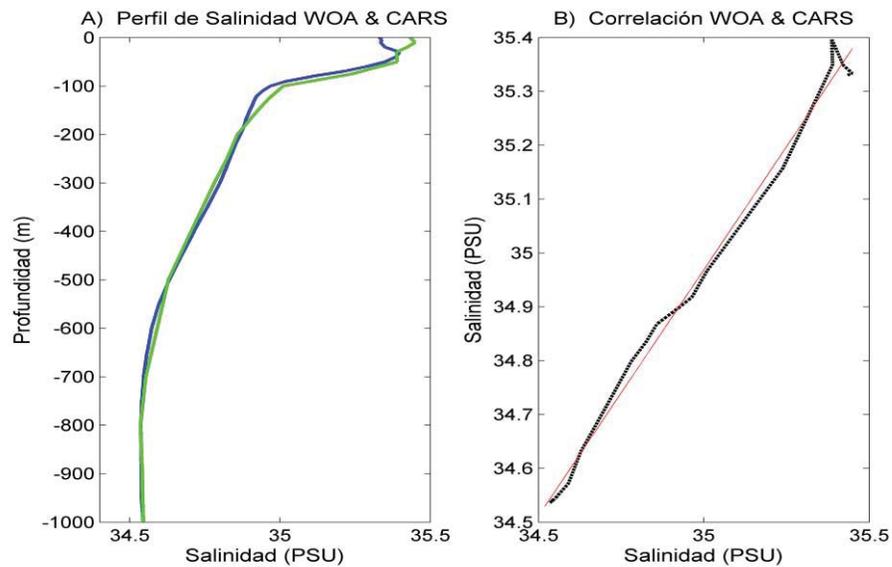


Figura A10: Estación Latitud 9,5° S. A) Perfiles de salinidad en profundidad de climatologías WOA (verde) y CARS (azul). B) Correlación lineal (roja) entre datos salinidad de climatologías WOA y CARS. $r = 0,9961$; $P = 0,9143X + 2,9685$

La correlación entre las salinidades de las climatologías para todas las estaciones de las distintas transectas mostró una alta y fuerte correlación en las estaciones más cercanas al Ecuador ($r > 0,98$). Por el contrario, las estaciones más al sur tienen una correlación mas baja, pero de igual manera lo suficientemente alta como para demostrar una correlación fuerte ($r > 0.95$).

A profundidades mas someras se encuentran las mayores diferencias entre los promedios de salinidad de las diferentes climatologías, mientras que en profundidades tienden a ser casi iguales entre sí.

La menor correlación encontrada en aguas someras a altas latitudes, es debido al aporte de agua fría y menos salina proveniente de la corriente circumpolar, que en esas latitudes tienen una alta variabilidad en los parámetros de salinidad y temperatura.

En general se puede decir que la correlación para todas las estaciones es lineal, directa, fuerte y positiva, por lo tanto las variables covarían positivamente, lo que indica una alta significancia entre las variables lo que da una alta validez y fiabilidad de los datos.

Temperatura transecta 100°W:

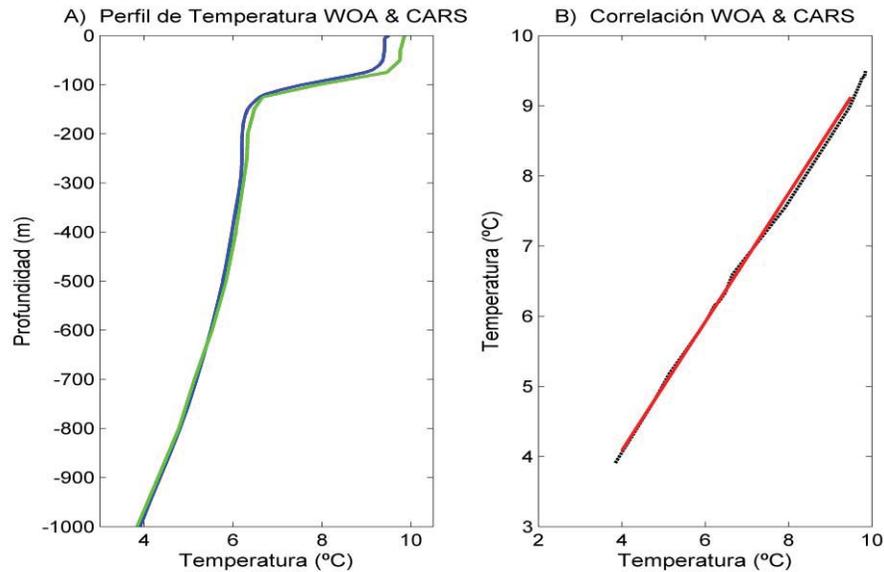


Figura A11: Estación Latitud 49,5° S. A) Perfiles de temperatura en profundidad de climatologías WOA (verde) y CARS (azul). B) Correlación lineal (roja) entre datos temperatura de climatologías WOA y CARS. $r = 0,9996$; $P = 0,9153X + 0,4248$

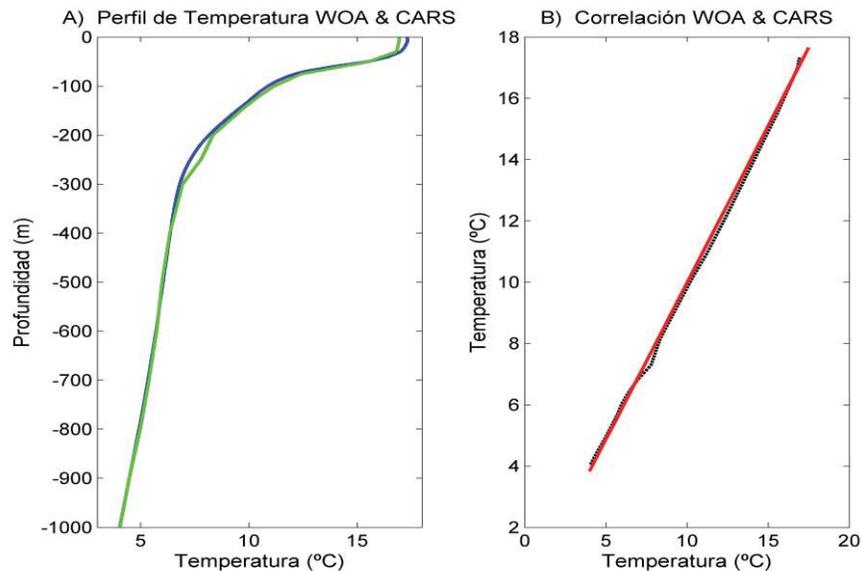


Figura A12: Estación Latitud 39,5° S. A) Perfiles de temperatura en profundidad de climatologías WOA (verde) y CARS (azul). B) Correlación lineal (roja) entre datos temperatura de climatologías WOA y CARS. $r = 0,9992$; $P = 1,0236X - 0,2631$

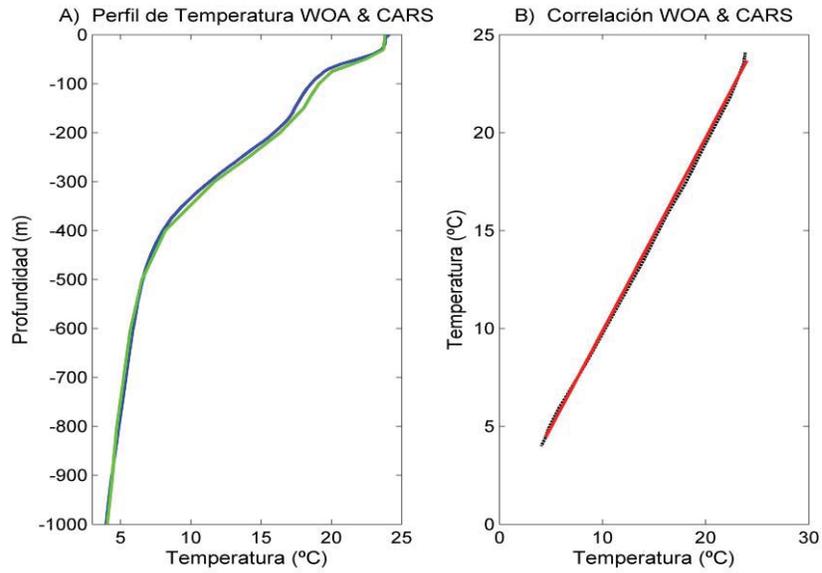


Figura A13: Estación Latitud 29,5° S. A) Perfiles de temperatura en profundidad de climatologías WOA (verde) y CARS (azul). B) Correlación lineal (roja) entre datos temperatura de climatologías WOA y CARS. $r = 0,9992$; $P = 0,9864 \times 10^{-3}$

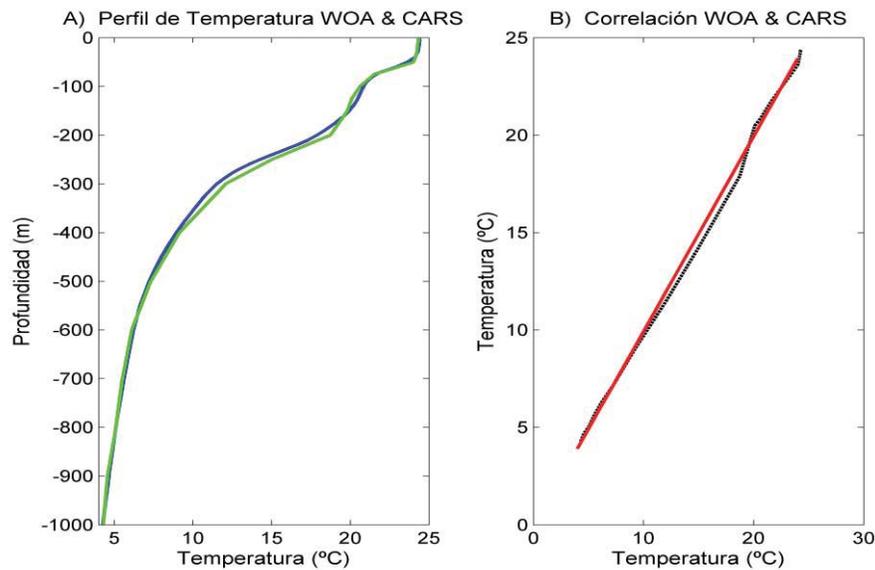


Figura A14: Estación Latitud 19,5° S. A) Perfiles de temperatura en profundidad de climatologías WOA (verde) y CARS (azul). B) Correlación lineal (roja) entre datos temperatura de climatologías WOA y CARS. $r = 0,9991$; $P = 1,0013 \times 10^{-3}$

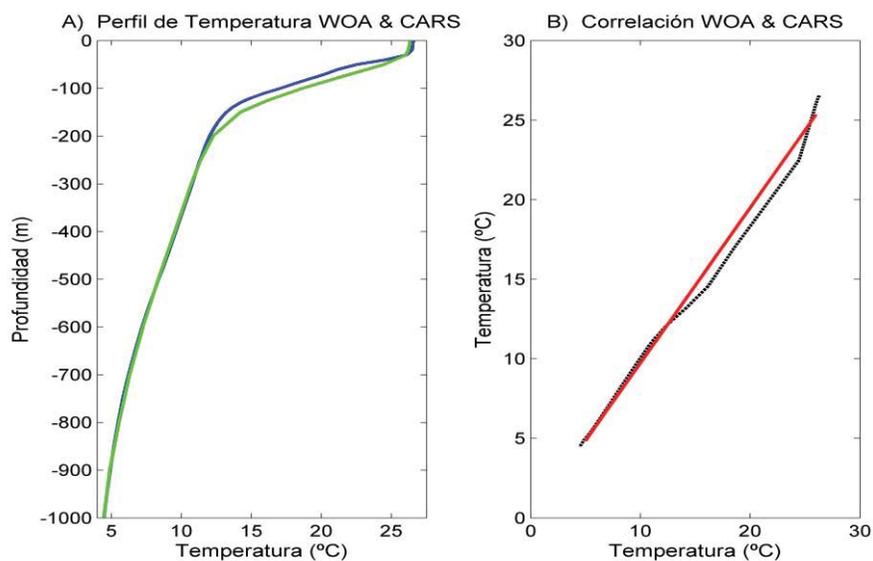


Figura A15: Estación Latitud 9,5° S. A) Perfiles de temperatura en profundidad de climatologías WOA (verde) y CARS (azul). B) Correlación lineal (roja) entre datos temperatura de climatologías WOA y CARS. $r = 0,9958$; $P = 0,9761X - 0,0330$

Temperatura transecta 90°W:

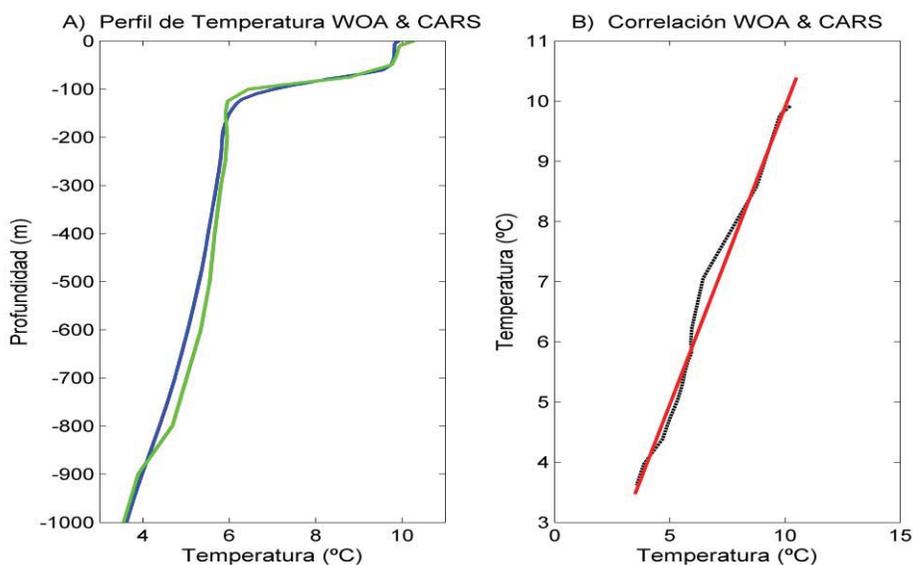


Figura A16: Estación Latitud 49,5° S. A) Perfiles de temperatura en profundidad de climatologías WOA (verde) y CARS (azul). B) Correlación lineal (roja) entre datos temperatura de climatologías WOA y CARS. $r = 0,9948$; $P = 0,9879X - 0,0159$

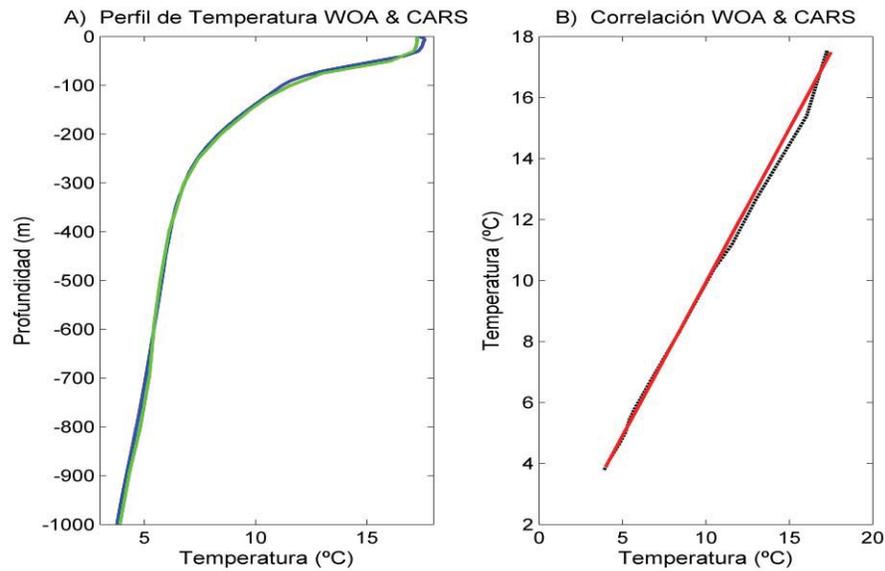


Figura A17: Estación Latitud 39,5° S. A) Perfiles de temperatura en profundidad de climatologías WOA (verde) y CARS (azul). B) Correlación lineal (roja) entre datos temperatura de climatologías WOA y CARS. $r = 0,9990$; $P = 1,0068X - 0,1322$

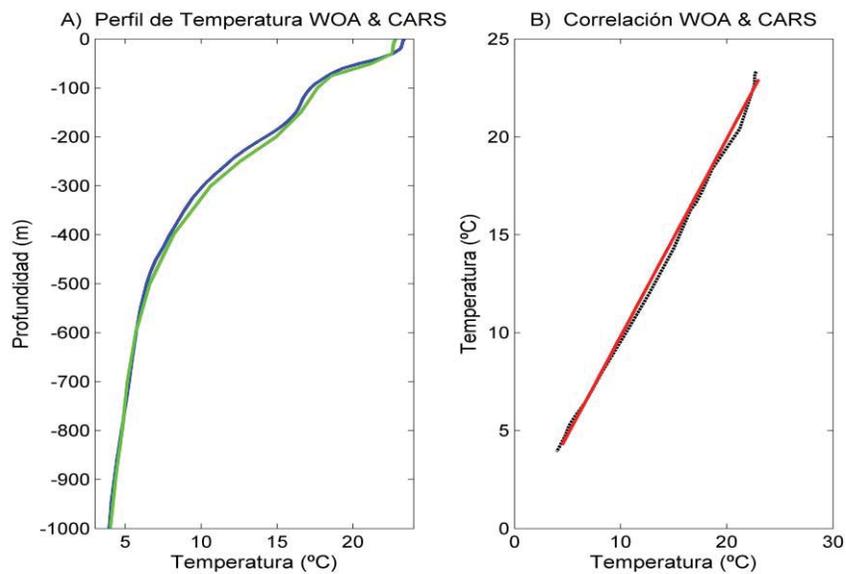


Figura A18: Estación Latitud 29,5° S. A) Perfiles de temperatura en profundidad de climatologías WOA (verde) y CARS (azul). B) Correlación lineal (roja) entre datos temperatura de climatologías WOA y CARS. $r = 0,9985$; $P = 1,0091X - 0,2815$

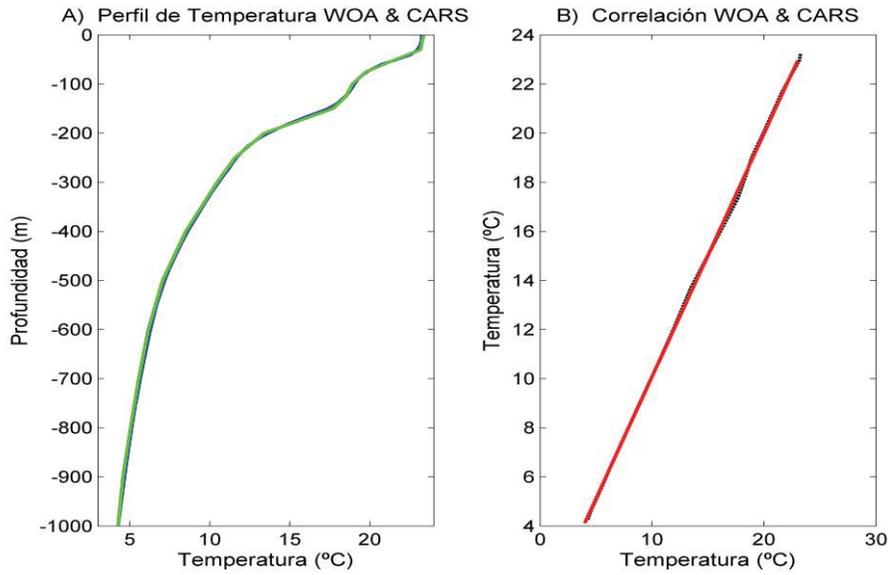


Figura A19: Estación Latitud 19,5° S. A) Perfiles de temperatura en profundidad de climatologías WOA (verde) y CARS (azul). B) Correlación lineal (roja) entre datos temperatura de climatologías WOA y CARS. $r = 0,9999$; $P = 0,9904X + 0,1600$

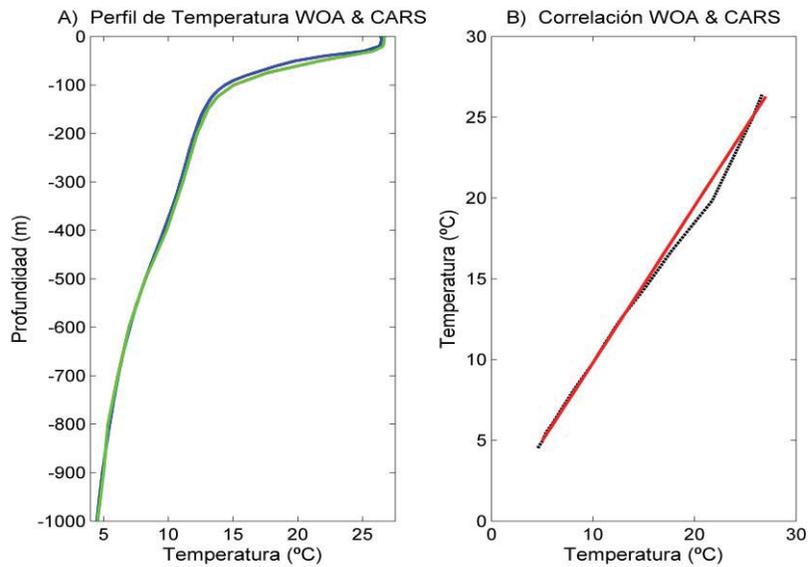


Figura A20: Estación Latitud 9,5° S. A) Perfiles de temperatura en profundidad de climatologías WOA (verde) y CARS (azul). B) Correlación lineal (roja) entre datos temperatura de climatologías WOA y CARS. $r = 0,9986$; $P = 0,9691X + 0,1052$

La correlación entre las temperaturas de las climatologías para todas las estaciones de las distintas transectas mostró una alta y fuerte correlación ($r > 0,99$).

Al igual que la salinidad, a profundidades mas someras se encuentran las mayores diferencias entre los promedios de temperatura de las diferentes climatologías, mientras que en profundidad tienden a ser casi iguales entre sí, excepto en la estación más austral ($49,5^{\circ}$ S) de la transecta a los 90° W.

En general se puede decir que la correlación para todas las estaciones de temperatura tiene una alta significancia entre las variables, ya que es lineal, directa, fuerte y positiva. Por lo tanto las variables tienen una alta validez y fiabilidad, ya que covarían positivamente.