

Universidad de Concepción

Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas

Departamento de Geofísica



Variabilidad de las Corrientes Geostróficas Profundas Del Pacífico Suroriental a lo Largo de la Línea P06 (32,5°S)

Manuel Ignacio Torres Godoy

Habilitación Profesional

Profesor Guía: Dr. Oscar Pizarro Arriagada

Marzo 2022

Resumen

La circulación profunda es clave para el sistema climático del planeta, esta contribuye a la distribución y transporte de calor, gases de efecto invernadero y sustancias disueltas relevantes para la vida. Sin embargo, poco se sabe sobre la circulación profunda en el Pacífico Suroriental dada la escasez de mediciones y las dificultades propias para estimar las características de los flujos profundos. Como no hay formación de aguas profundas en el Pacífico Norte, la ventilación de las aguas profundas en esta cuenca ocurre desde el Océano Austral. Aguas circumpolares profundas y de fondo entran al Pacífico Norte por el lado oriental del Pacífico Sur, mientras que una rama del flujo de salida que transporta aguas profundas de retorno hacia el Océano Austral tiene lugar frente a las costas chilenas. Aunque últimamente ha aumentado el conocimiento de la circulación profunda, las características de este flujo profundo frente a Chile continúan siendo muy poco conocidas. En el presente estudio se comparan los flujos geostroficados profundos en las 4 repeticiones de la transecta WOCE-P06 (específicamente en la parte del Pacífico Suroriental) realizadas los años 1992, 2003, 2010 y 2017. Para estimar el nivel de no movimiento se minimizó la varianza del transporte entre las densidades neutras $\gamma_n = 27.526$ y $\gamma_n = 28.046$ entre la costa y los 89°W . Los resultados mostraron un transporte hacia el sur de $6 \pm 0.68 \text{ Sv}$. Consistente con estudios previos que muestran un flujo que lleva Agua Profunda del Pacífico proveniente del Pacífico Norte hacia el Océano Austral.

1) Introducción

1.1) Circulación Profunda

Comprender la circulación del océano es una de las tareas centrales de la oceanografía dado su importante rol en la regulación del clima (e.g., Vallis, 2011; Stocker, 2013; Ferrari, et al., 2014). Esta transporta calor (Macdonald et al., 2009) y gases de efecto invernadero alrededor de todo el planeta (Sarmiento & Toggweiler, 1984). Además, la circulación del océano regula el desarrollo de los ecosistemas marinos a través del intercambio de nutrientes y otras sustancias disueltas que son esenciales para la vida (Wunsch et al., 1983).

Los principales rasgos de la circulación oceánica de gran escala son representados por la Circulación Meridional de Retorno (CMR o Meridional Overturning Circulation; MOC. Figura 1) que se obtiene al promediar zonalmente la circulación global del océano. Conceptualmente la CMR está compuesta por dos celdas (e.g. Marshall & Speer, 2012): Una inferior formada por el hundimiento de aguas muy frías y densas en latitudes altas del Océano Austral y su posterior flujo hacia el norte llenando las partes más profundas de las cuencas oceánicas, la rama de retorno de esta celda fluye hacia Océano Austral siempre en el océano profundo, donde se mezcla con aguas profundas que, en el caso del Atlántico, se forman en la parte más septentrional del Atlántico Norte (e.g. Talley et al., 2011). En profundidades intermedias y superiores la CMR muestra una rama de aguas más cálidas que fluyen hacia el norte (Talley et al., 2011; Vallis, 2011). A partir del programa de investigación internacional en oceanografía llamado WOCE (World Ocean Circulation Experiment), iniciado a fines del siglo pasado (Siedler et al, 2001; 2013), se ha obtenido un conjunto de observaciones profundas de todos los océanos del mundo que han permitido mejorar de manera importante el conocimiento de la circulación de gran escala. Actualmente se pueden reconocer las diferentes trayectorias que siguen las distintas masas de agua (Figura 2) y sus correspondientes volúmenes, transportes y tasa de transformación con márgenes de error al menos cuantificables (eg. Stammer et. al, 2003).

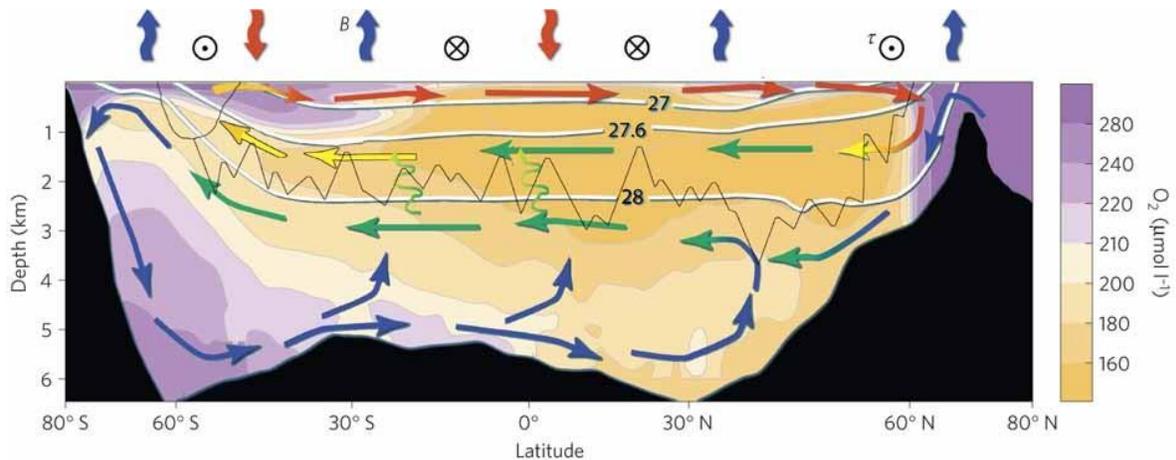


Figura 1. Diagrama esquemático de las celdas superior e inferior que conforman la Circulación Meridional de retorno. Los colores indican oxígeno disuelto, los valores amarillos indican valores bajos y así agua más antigua, mientras que los colores púrpuras indican valores altos y así aguas recientemente ventiladas. Las líneas blancas muestran las densidades neutras de 27, 27.6 y 28 kg/m^3 . La línea negra delgada muestra la profundidad aproximada de la Dorsal Meso-Atlántica y la Dorsal de Scotia, note que es entorno a ese nivel de profundidad donde se genera el flujo de retorno hacia el Océano Austral (Figura tomada de Marshall & Speer, 2012).

En general, la circulación profunda responde a cuatro forzantes principales:

- 1) Termohalino, causado por las propiedades termodinámicas (temperatura y salinidad) de las masas de agua que generan gradientes de flotabilidad (Schmitz, 1995).
- 2) Turbulencia, encargado de transportar calor de la superficie a través de la propagación y rompimiento de ondas internas de gravedad en profundidad (Nikurashin & Ferrari, 2013).
- 3) El viento, particularmente en el Océano Austral donde los vientos del oeste generan zonas de divergencia y bombean aguas profundas hacia la superficie, además en zonas subantárticas generan zonas de convergencia donde se hunden aguas superficiales formando aguas intermedias (Nikurashin & Vallis, 2011; Talley, 2013).
- 4) Efectos topográficos, que determinan las condiciones de borde de las diferentes cuencas, afectando directamente en la fricción con el fondo y el rompimiento de

ondas internas que modulan la mezcla y así la circulación profunda (Naveira Garabato et al., 2004; de Lavergne et al., 2017).

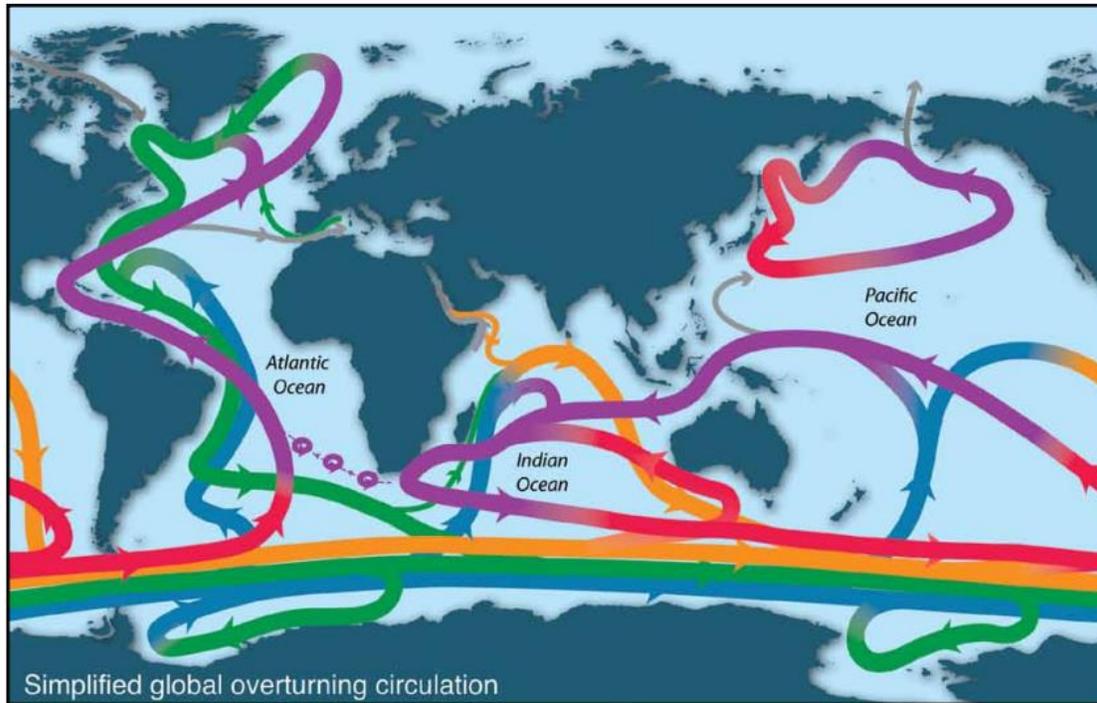


Figura 2: Esquema simplificado de la Circulación General de Retorno. Las flechas moradas corresponden a flujos superficiales y en la termoclina. Las flechas rojas indican el movimiento de las aguas en una termoclina (con aguas relativamente densas y aguas intermedias). Las flechas naranjas indican Agua Profunda del Índico y Agua Profunda del Pacífico. Las flechas verdes indican Agua profunda del Pacífico Norte. Las flechas azules indican Agua Antártica de Fondo. Las flechas grises indican componentes del Estrecho de Bering y la afluencia del Mar Mediterráneo y Mar Rojo (Figura tomada de Talley, 2013).

Si bien las tecnologías para la observación del océano han experimentado grandes avances, sigue siendo un desafío para la investigación oceanográfica el observar y medir directamente los flujos profundos, es decir bajo cientos de metros de profundidad. Esto se debe a los altos costos y a la complejidad asociada a las mediciones profundas, además de las dificultades propias de estimar flujos promedios que tienen magnitudes relativamente pequeñas, del orden de 1 cm/s y relativamente alta variabilidad temporal asociada a la marea y procesos de mesoescala. Lo anterior dificulta la posibilidad de obtener mediciones de corrientes directas de manera extensa y por largos

periodos para usar como referencia en los cálculos de velocidades absolutas a partir de las estimaciones geostróficas.

A causa del calentamiento global las propiedades del océano han experimentado cambios de manera acelerada: Desde 1950 existe un aumento del calor almacenado por el océano y un aumento de la estratificación en diferentes niveles de profundidad. Durante el siglo XX la temperatura superficial del mar ha aumentado sostenidamente, también ha aumentado el nivel promedio del mar desde los 80's y en algunas regiones se han acelerado las corrientes superficiales generadas por el viento (e.g. Roemmich et al., 2007; Hu et al., 2020).

Si bien las zonas más afectadas son las capas superficiales y subsuperficiales del océano, existen regiones donde el océano profundo está conectado directamente con la superficie debido al hundimiento de masas de agua, lo cual afecta directamente a las aguas profundas y de fondo. Por otra parte, los cambios en el océano profundo poseen escalas temporales mucho mayores que las escalas que dominan los procesos superficiales; el océano profundo es un sistema muy estable, por lo que cambios moderados pueden tener un impacto significativo en su dinámica interna y en los ecosistemas que lo habitan. Además, si se reduce la productividad en superficie (como predicen algunos modelos) habrá menos exportación de materia orgánica hacia el océano profundo, la cual es la principal fuente de alimento para las comunidades profundas. Por lo tanto, es de suma importancia saber el régimen de circulación profunda bajo una tendencia de calentamiento global cada vez más acelerada.

1.2) El Pacífico Suroriental

Para comprender el Sistema climático global es fundamental conocer la circulación del Pacífico Sur, por su gran impacto en el transporte de calor a nivel global (Wijffels et al., 2001). Debido a que no hay formación directa de aguas profundas en el Pacífico Norte, las aguas profundas allí solo se renuevan (y ventilan) desde el Océano Austral. El agua profunda y de fondo entra a la cuenca del Pacífico Norte por la parte occidental, allí estas aguas se transforman lentamente ganan flotabilidad y se mezclan con las aguas antiguas allí presentes (Figura 3). En efecto las aguas profundas del Pacífico Norte son las aguas más antiguas, con edades que superan los 1500 años (e.g. Broecker, 2010).

Una rama importante del flujo de salida de las aguas profundas del Pacífico se ubica en el Pacífico Suroriental frente a las costas de Chile. Estas aguas se caracterizan por

sus bajos niveles de oxígeno disuelto y altos valores de nutrientes (nitrato, fosfato y silicato). Por otro lado, al este de este flujo de retorno pareciera existir una pequeña rama que permite la entrada a la cuenca de Chile de Agua Circumpolar Profunda Superior (UCDW por sus siglas en inglés) proveniente del océano austral (Figura 3). Esta última es un agua más joven y por ende tiene mayor concentración de oxígeno que el Agua Profunda del Pacífico. Es así como en la cuenca de Chile (bajo los 1500 m de profundidad existirían masas de agua con diferente origen, por un lado de UCDW proveniente del sur que mantiene la las masas de aguas más profundas y de fondo ventiladas y por otro lado el Agua Profunda del Pacífico (PDW) proveniente del norte y que retorna al Océano Austral donde se mezclará con las masas de aguas presentes allí (Loshlyakov & Tarakanov, 2004).

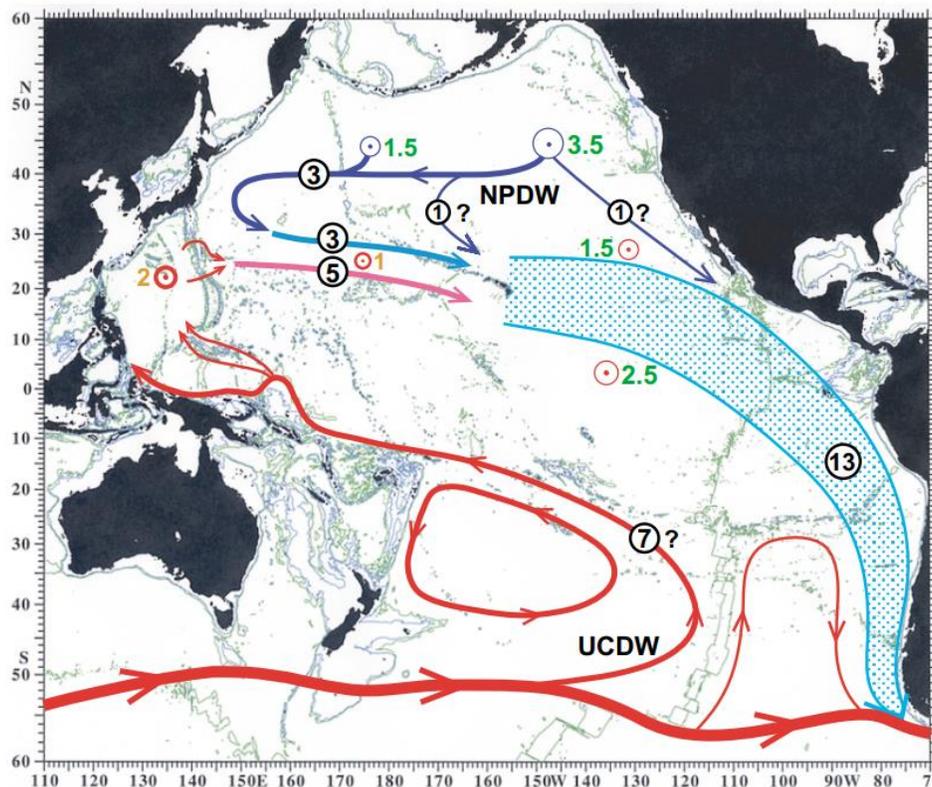


Figura 3: Circulación del Océano Pacífico en la capa profunda superficial (2000 – 3500 [m] de profundidad) transportando Agua Profunda del Pacífico Norte (NPDW) y Agua Circumpolar Profunda Superior (UCDW). La flecha azul con punto muestra un flujo que transporta NPDW modificada, este se conoce como flujo de retorno del Pacífico Suroriental. El numero en un círculo negro muestra el volumen de transporte en Sv. El numero verde con un círculo naranja indica el transporte en Sv de la capa inferior a esta capa mientras que el numero naranja con un círculo rojo indica el transporte en Sv de la capa superior a esta capa. Tomado de Kawabe & Shinzou (2010).

Trabajos previos han estimado el transporte profundo en el Pacífico Suroriental utilizando diferentes métodos o conjuntos de datos. A continuación, se presenta un pequeño resumen de los principales estudios con énfasis en los transportes estimados y los niveles de no movimiento utilizado cuando corresponda:

Wijffels et al. (2001) (desde ahora en adelante W2001) analizaron los datos hidrográficos a lo largo de la línea P06 realizada el año 1992. Los autores combinan la distribución de las propiedades de las masas de agua con observaciones directas de velocidad obtenidas de correntómetros y flotadores para obtener velocidades y transportes consistentes entre sí. En el borde oriental del Pacífico Sur estiman un transporte de aguas profundas hacia el sur de 10 Sv, el cual es mayor que el flujo abisal de LCDW a lo largo del flanco de la EPR cuyo transporte hacia el norte es de 5 – 7 Sv.

Ganachaud (2003) (desde ahora en adelante G2003) calcula el transporte y formación de masas de agua a partir de un modelo lineal de inversión a nivel global conocido como “box inverse model” (Ganachaud & Wunsch, 2000), el cual considera datos hidrográficos del WOCE entre 1985 – 1996 y del Java Australian Dynamic Experiment. Sus resultados del Pacífico Sur a lo largo de 32°S entregan un transporte profundo hacia el sur de 9 ± 3 [Sv] entre 2000 [m] – 3500 [m] y un transporte de fondo hacia el norte de 7 ± 2 [Sv] entre 3800 [m] y el fondo. Este valor es producto de la integración zonal de todo el transporte desde 155°E – 78°W, por lo que también considera la cuenca del Pacífico Sudoccidental.

Shaffer et. al (2004) (desde ahora en adelante S2004) calcula la velocidad geostrófica que atraviesa la línea P06E del WOCE (112°W – 72°W) ajustado a un nivel de no movimiento basado en observaciones de correntómetros y otras restricciones asociadas a la topografía y las propiedades de las masas de agua. Integrando la velocidad por el área de cada sección obtiene un flujo profundo hacia el ecuador de 3 – 4 [Sv] a lo largo del flanco este de la EPR y un transporte profundo hacia el polo de 10 [Sv] a lo largo del borde oriental, alcanzando los 1500 [km] fuera de la costa chilena.

Hernández-Guerra & Talley (2016) (desde ahora en adelante HT2016) estudia la variabilidad en el transporte del Océano Pacífico e Indico para los años 2003 y 2009 a partir de las repeticiones hechas por el WOCE, donde utiliza un “inverse box model” para estimar el transporte que atraviesa los 30° y 32°S para el Océano Indico y Pacífico

respectivamente. Para ambos océanos se obtuvo un transporte hacia el norte en las capas de fondo, hacia el sur en las capas profundas, mientras que un transporte hacia el norte en las capas superficiales del Océano Pacífico y un transporte hacia el sur en el Océano Índico. El transporte profundo del Pacífico es del orden de 13 ± 3.6 [Sv] para el año 2003 y 12 ± 3.5 [Sv] para el año 2009.

Schulze & Speer (2018) (desde ahora en adelante SS2018) integran datos hidrográficos WOCE, trazadores biogeoquímicos y mediciones de corriente con ADCP para identificar la trayectoria de la corriente de borde oriental profunda presente en la Cuenca de Chile, que ya había sido descrita por los autores anteriormente mencionados. De sus análisis para la sección P06 en los años 1992, 2003, 2010 y 2017 obtuvieron un transporte hacia el sur de 6 Sv de aguas ricas en silicatos y bajas en vorticidad potencial, indicativa de agua profunda del pacífico. A diferencia de Shaffer (2004) la extensión de este transporte no tiene una gran extensión cercada a 1500 m, sino que está confinada cerca de la Fosa Perú – Chile.

Trabajos recientes de modelación han analizado la dinámica del flujo profundo hacia el sur presente en los bordes orientales. Yang et. al (2019) utiliza modelos computacionales idealizados y realistas para estudiar la dinámica y estructura de las corrientes profundas de borde oriental (DEBC por sus siglas en inglés) en los océanos Atlántico, Pacífico e Índico, donde existe un transporte hacia el polo entre 2 – 4 km de profundidad, acumulando un tercio del transporte profundo a nivel global. En estos se observa que los modelos idealizados no son suficientes para explicar el transporte hacia el sur presente en estas secciones, puesto que el principal forzante corresponde a un balance interior que solo ocurre cuando se considera la estratificación y el efecto de la topografía.

Todos estos trabajos nos entregan un esquema general de cómo es la circulación en el Pacífico Suroriental y que tanta masa se transporta fuera de las costas de nuestro país, no obstante, poco se ha estudiado en torno a la variabilidad asociada al transporte profundo a lo largo del tiempo y también como cambia la velocidad de las masas de agua a partir de un diferente nivel de referencia.

1.3) Velocidades geostróficas y niveles de no movimiento

El balance geostrófico es una de las herramientas físicas más útiles que tiene la oceanografía para comprender el régimen de circulación del océano en cualquier latitud. No obstante, el determinar el flujo geostrófico al interior del océano es un problema lleno de estimaciones. Esto pues, es necesario integrar mediciones de propiedades químicas y dinámicas de las masas de agua con modelos matemáticos para discernir un nivel de referencia y así obtener una superficie de velocidad absoluta (Wunsch 1996). Aquí, es donde aparece el problema del nivel de no movimiento.

Se conoce como nivel de no movimiento la superficie de referencia ubicada en una profundidad característica de la columna de agua donde la velocidad es cero, de esta manera se pueden hacer cálculos de velocidad utilizando una profundidad dada como nivel de referencia en vez de la superficie. La pregunta que aparece es: ¿Cómo se elige un nivel de no movimiento adecuado para una sección oceánica? Durante mucho tiempo se elegían profundidades subsuperficiales como niveles de no movimiento, puesto que todavía no existían mediciones profundas de las columnas de agua, por lo que muchas eran estimaciones hechas a partir de los datos con los que se contaban. Posteriormente, con un mayor conocimiento sobre las propiedades físico-químicas de las masas de agua, se pudo estimar un nivel de no movimiento a partir del punto medio entre dos masas de agua que provienen de fuentes opuestas, como ocurre con el Agua Intermedia Antártica que viaja hacia el ecuador y el Agua Profunda del Pacífico que se propaga hacia el polo en el Pacífico Suroriental. Con el desarrollo de correntómetros profundos se puede evaluar empíricamente el nivel de no movimiento a partir de la profundidad donde la velocidad es cero o lo más cercano a este.

También, es posible conocer el nivel de no movimiento utilizando un método inverso, es decir, sabiendo el resultado del transporte total promedio sobre una zona determinada se pueden ir variando las velocidades de referencia hasta obtener un transporte cercano al real. Asimismo, también es posible definir sumar una magnitud constante a todo el campo de velocidad obtenido para acercarse lo más posible al promedio histórico de cierta corriente, tal como ejemplifica Wunsch (1996) sobre la forma de calcular el transporte total para la Corriente de Florida.

Para nuestra zona de estudio, el nivel de no movimiento varía entre superficies de densidad neutral y densidad potencial. Tanto HT2016 como G2003 utilizaron un nivel de referencia cercano a 3900 [m] ($\gamma_n = 28.11$ [kg/m³]) a partir de propiedades en las masas de agua. La compleja topografía del fondo marino a lo largo de la sección P06 hace que múltiples estaciones tengan profundidades menores al nivel de no movimiento,

para estos casos se elige la profundidad común más profunda entre estaciones para los casos donde el fondo es más somero que el nivel de no movimiento.

S2004 usó un nivel de referencia variable a lo largo de la superficie de densidad potencial $\sigma_4 = 45.83 \text{ kg/m}^3$ para que se ajustara a los valores promedio obtenidos por correntómetros anclados fuera de las costas de Chile. Entre $72.5^\circ\text{W} - 89^\circ\text{W}$ se utilizó el nivel de no movimiento asociado a esta superficie de densidad potencial, cercano a 3700 m de profundidad. Entre $89^\circ - 104^\circ\text{W}$ se escoge la profundidad promedio del fondo marino 3650 m. Entre $104^\circ - 110^\circ\text{W}$ y $110^\circ - 112^\circ\text{W}$ se utiliza una profundidad de 3000 y 2700 m respectivamente para los niveles de no movimiento.

Por otro lado, SS2018 utilizaron un nivel de no movimiento variable utilizando la distribución de trazadores y perfiles de velocidad que identificaban un nivel de referencia; en presencia de topografía marcada utiliza el método de triángulos profundos tomando la velocidad de mayor profundidad en común entre dos estaciones. A partir de esto utilizaron un nivel de no movimiento más somero de 1700 m, profundidad donde las velocidades presentaban una inversión entre el transporte subsuperficial hacia el norte y el transporte profundo hacia el sur. Este nivel de referencia era robusto para el cálculo de velocidades geostróficas para niveles de no movimiento entre 1200 – 1800 m para el año 2010 y entre 1200 – 2000 m para el resto de años. No optaron por niveles de no movimiento más profundos ya que alteraban el transporte observado en la fosa, donde predomina una corriente hacia el sur.

Otro factor a considerar para calcular velocidades geostróficas es la presencia del talud continental. Las secciones que consideran el borde del Pacífico Suroriental, aparecen estaciones que están sobre el talud continental que a su vez generan anomalías en la altura dinámica y por tanto en las isobaras que determinan el balance geostrófico. Para solucionar esto, Reid & Mantyla (1976) extrapolan los valores de altura dinámica más cercanos a la costa a lo largo de la profundidad en que fueron medidas, obteniendo así valores a lo largo del talud continental. Este ajuste es también utilizado por S2004 para calcular la velocidad geostrófica entre los 72.5°W y la costa chilena.

Viendo todo lo mencionado anteriormente, es notorio que la elección de un nivel de no movimiento sigue siendo tema de discusión al momento de calcular transporte a partir del balance geostrófico, puesto que elecciones arbitrarias de este puede entregar flujos que no coinciden con la realidad histórica. Para la zona del Pacífico Suroriental sigue sin existir consenso sobre cuál es el nivel de referencia a utilizar, sumado a que la compleja topografía a lo largo de los 32°S del Océano Pacífico dificulta definir una

referencia de presión constante. Más aún, sigue sin integrarse un nivel de no movimiento adecuado para cada una de las mediciones hechas por el WOCE en la línea P06 para los años 1992, 2003, 2010 y 2017, donde es fundamental saber si existe variabilidad asociada a la circulación oceánica en la región.

2) Hipótesis

A partir de los antecedentes reseñados anteriormente sobre la importancia de la circulación profunda y la dinámica del Pacífico Suroriental bajo los 1000 m de profundidad, se plantean las siguientes preguntas:

¿Cómo es la variabilidad de las corrientes geostróficas profundas (bajo los 1000 m) estimadas a partir de las diferentes repeticiones de la línea P06 (32,5°S)?

¿Emerge un patrón común en estas secciones?

¿Hay evidencias de un flujo profundo hacia el sur en este patrón?

¿Qué tan estable o sensible es el flujo geostrófico estimado a diferentes niveles de no movimiento usados en la zona de estudio?

Se espera encontrar un transporte predominante hacia el sur cercano al continente Sudamericano consistente con un flujo profundo hacia el sur descrita anteriormente. Además, se espera que este flujo sea un patrón robusto, poco sensible a diferentes niveles de no movimiento usados tradicionalmente.

3) Objetivos

Objetivo general:

- Analizar las corrientes profundas en el Pacífico Suroriental y determinar las características de la corriente profunda hacia el sur presente en la zona central de Chile.

Para abordar las preguntas planteadas anteriormente y poner a prueba la hipótesis que orienta la presente investigación se plantean los siguientes objetivos específicos

Objetivos Específicos:

- Analizar la distribución de las propiedades hidrográficas y las masas de agua en las diferentes repeticiones de la línea P06-Este.
- Analizar la sensibilidad de los transportes geostróficos profundos a diferentes niveles de no movimiento.

- Determinar los niveles de no movimiento que reducen la variabilidad de los transportes geostróficos profundos entre las diferentes repeticiones de la sección P06.

4) Metodología

4.1) Datos

Se utilizaron 4 secciones hidrográficas realizadas en el Pacífico Suroriental en el marco de los programas WOCE, CLIVAR y GO-SHIP, estas corresponden a la línea P06 centrada en 32° 30'S (Figura 4). Esta sección fue repetida los años: 1992, 2003, 2010 y 2017. Todas las repeticiones incluyeron muestras de temperatura, salinidad y presión utilizando un sistema CTD/Roseta para la adquisición de muestras de agua para trazadores químicos y biológicos como oxígeno disuelto, radiocarbono, silicatos, entre otros. El espaciado cada estación de medición es cercana a 80 km, exceptuando las estaciones cercanas a la costa chilena donde la distancia entre estaciones se reduce considerablemente alcanzando valores entre 7 y 9 km. El detalle de las estaciones y las diferentes muestras recolectadas, así como los instrumentos usados y el procesamiento de la información den cada crucero se encuentra en el sitio web de Carbon Hydrographic Data Office (CCHDO) indicados en la Tabla 1.

Tabla 1.- Los datos de CTD fueron obtenidos en los diferentes cruceros indicados abajo. También se indican los diferentes sitios donde se puede obtener más información sobre los cruceros y el procesamiento de los datos.

<i>Año</i>	<i>Buque</i>	<i>Crucero</i>	<i>CCHDO Sitio Web</i>
1992	KNORR	316N138_3	https://cchdo.ucsd.edu/cruise/316N138_3
2003	MIRAI	49NZ20030909	https://cchdo.ucsd.edu/cruise/49NZ20030909
2010	MELVILLE	318M20100105	https://cchdo.ucsd.edu/cruise/318M20100105
2017	N. B. PALMER	320620170820	https://cchdo.ucsd.edu/cruise/320620170820

La información sobre los científicos y las correspondientes instituciones que participaron en el análisis de la información y proporcionaron los diferentes parámetros se puede encontrar en los informes de crucero (ver links indicados en Tabla 1).

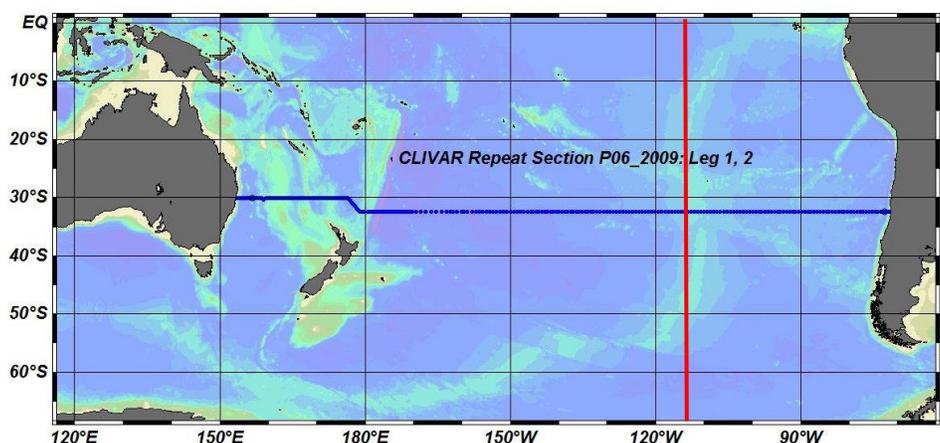


Figura 4.- Sección P06 del programa WOCE utilizada para la repetición del año 2009. La sección a la derecha de la línea roja demarca la sección que utilizaremos para nuestro trabajo. La imagen fue tomada del sitio web de la NOAA (Wanninkhof et. al, 2010)

En este trabajo se utilizó la parte este de la sección P06, que considera desde 112°W hasta la costa chilena. Cada una de las repeticiones posee un número diferente de estaciones, las cuales se indican en la siguiente tabla:

Tabla 2.- Cantidad de estaciones tomadas por el crucero para cada repetición de la línea P06E. Las secciones fueron divididas en diferentes segmentos de acuerdo con las regiones tomadas por Shaffer et. al. (2004) y que son utilizadas en este estudio para analizar los transportes.

Repetición P06	71°W – 78°W	78° - 89°W	89° - 103°W	103° - 112°W	Total Estaciones
1992	16	17	21	15	69
2003	17	16	20	15	68
2010	17	17	22	15	71
2017	20	12	17	14	63

Cabe notar que la sección del año 2017 posee una mayor resolución cercade la costa de Sudamérica. Sin embargo, se redujo la resolución en la región más oceánica (Tabla 2).

4.2) Densidad Neutral

Dada la importancia que tienen las variaciones de la densidad en el océano, puesto que permiten estudiar el movimiento de las diferentes masas de agua, así como su grado

de estratificación y mezcla, es preferible utilizar superficies de densidad neutral para analizar la circulación profunda. La densidad neutral (Jackett y McDougall, 1997) corresponde a un análogo continuo de la densidad potencial (discreta) en donde el movimiento a lo largo de planos tangentes de densidad neutral constante minimiza el gasto energético de las parcelas de agua. Los diferentes niveles de densidad neutral al interior del océano generan superficies neutras donde las parcelas pueden fluir “libremente” –sin variar su energía potencial– de este modo, a lo largo de estas superficies ocurre una fuerte mezcla lateral (con difusividades epineutrales del orden de $10^3 \frac{m^2}{s}$ mientras que la difusividad dianeutral es de $10^{-5} \frac{m^2}{s}$ para un océano típico; por ejemplo MacKinnon et al., 2013).

La densidad neutral es función de las tres variables oceanográficas fundamentales (presión, salinidad y temperatura) junto a la ubicación geográfica de la masa de agua (latitud y longitud). Para llegar de estas variables a las superficies neutras seguiremos la explicación dada en Stanley (2019). Considere la densidad del agua de mar y su gradiente in situ:

$$\rho = R(S, \theta, p)$$

$$\nabla \rho = \rho_S \nabla S + \rho_\theta \nabla \theta + \rho_p \nabla p$$

Donde R representa la ecuación de estado de agua de mar (función no lineal), S la salinidad, θ la temperatura potencial y p la presión.

Al desplazar una parcela de agua con densidad potencial in situ ρ un diferencial de distancia $d\mathbf{r}$, ρ cambiará debido a las contribuciones de salinidad, temperatura potencial y presión que ejerce el medio. Si la parcela de fluido se mueve de manera adiabática, es decir conservando su temperatura potencial y salinidad, el desplazamiento solo generará una contribución asociada al gradiente de presión, lo cual crearía una fuerza de boyantez entre las densidades in-situ desde medio a la parcela. Por ende, si el desplazamiento $d\mathbf{r}$ es perpendicular al vector dineutral \mathbf{N}

$$\mathbf{N} = \rho_S \nabla S + \rho_\theta \nabla \theta$$

La fuerza de boyantez será cero. Por ende, se puede definir un plano tangente neutral como el plano perpendicular a \mathbf{N} (McDougall, 1987), cuya magnitud y dirección viene dada por el gradiente de salinidad y gradiente de temperatura potencial.

La superficie neutral se define como aquella superficie ubicada dentro del plano tangente neutral. Por ende, si esta existe al interior del océano la helicidad neutral (asociada a la helicidad hidrodinámica; Moffat, 1969) expresada por la siguiente ecuación:

$$H = \mathbf{N} \cdot \nabla \times \mathbf{N}$$

$$H = (\rho_{\theta}\rho_{Sp} - \rho_S\rho_{\theta p})\nabla p \cdot \nabla S \times \nabla \theta$$

Debe ser igual a cero, lo cual solo se cumple si los gradientes de p , S y θ están en un mismo plano. Esta condición se satisface con un factor de integración $\mathbf{b}(\mathbf{x},\mathbf{y},\mathbf{z})$ con la propiedad que:

$$b\rho(\beta\nabla S - \alpha\nabla\theta)$$

Es irrotacional (McDougall & Jackett, 1988), con alfa y beta siendo coeficientes de expansión termal y contracción salina, respectivamente. Bajo estas condiciones existe un potencial escalar (γ) que satisface la ecuación:

$$\nabla\gamma^n = b\rho(\beta\nabla S - \alpha\nabla\theta)$$

y que corresponde justamente a la densidad neutral.

4.3) Viento Térmico y Velocidades Geostróficas

Los movimientos de gran escala al interior del océano son afectados por la rotación planetaria y la estratificación. En contraste, la fricción es muy pequeña y generalmente despreciable, sus escalas verticales son muy pequeñas en comparación con sus escalas horizontales y el movimiento permanece en balance hidrostático. En el plano horizontal la aceleración de Coriolis dómina largamente sobre la aceleración relativa resultando en un número de Rossby

$$R_o = \frac{U}{fL} \ll 1$$

donde U y L son escalas típicas para la velocidad y los desplazamientos asociados al movimiento horizontal, y f es el parámetro de Coriolis. $\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} +$

$$w \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + 2\Omega v \sin(\varphi) + F_X$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g + F_Z$$

Considerando lo anterior, las ecuaciones de movimiento se aproximan a

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} = fv, \quad \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} = -fu, \quad \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} = -g$$

Las primeras dos ecuaciones corresponden al balance geostrófico, donde la fuerza del gradiente horizontal de presión es balanceada por la “fuerza” de Coriolis (Stewart, 2008). La otra ecuación corresponde al balance hidrostático, donde la componente vertical del gradiente de presión está en equilibrio con la aceleración de gravedad. **4.3.1) Cálculo de velocidad geostrófica en el océano**

Con tal de calcular de manera discreta los gradientes de presión que aparecen en el balance geostrófico, haremos uso de los siguientes parámetros físicos.

El geopotencial, que corresponde al cambio de la aceleración de gravedad \mathbf{g} asociada a una altura, o en el caso del océano, una profundidad \mathbf{z} .

$$\Phi = \int_0^z g dz$$

El volumen específico, que corresponde al inverso de la densidad y para el agua de mar es función de la salinidad, la temperatura y la presión. Esta puede expresarse como un

volumen específico para un océano estándar (con una salinidad de 35 psu y una temperatura de 0°C) más una anomalía de volumen específico.

$$\alpha = \frac{1}{\rho}$$

$$\alpha = \alpha(S, t, p) = \alpha(35, 0, p) + \delta$$

Considerando la forma diferencial del geopotencial y sustituyendo el volumen específico en la ecuación de balance hidrostático obtenemos:

$$\partial\Phi = g \partial z = -\alpha \partial p = \frac{\partial p}{\rho}$$

E integrando el geopotencial con respecto a la presión nos queda:

$$\Delta\phi = [\phi_2 - \phi_1] = -\int_{p_1}^{p_2} \alpha dp$$

Que corresponde a la distancia dinámica entra las isobaras p1 y p2, donde p2 en el caso oceanográfico es la superficie marina (p2=0). Esta puede ser expresada utilizando un término estándar y la anomalía geopotencial de la siguiente manera:

$$[\phi_2 - \phi_1] = -\int_{p_1}^{p_2} \alpha dp = -\int_{p_1}^{p_2} \alpha_{35,0,p} dp - \int_{p_1}^{p_2} \delta dp$$

$$= -\Delta\phi_{21\text{estándar}} - \Delta\phi_{\text{anom}}$$

Finalmente, en el caso de tener dos estaciones oceanográficas A y B que están a una distancia **L** de separación, la velocidad geostrofica en dirección perpendicular al plano donde se ubican las estaciones viene dada por la expresión:

$$Vg = \frac{\Delta\Phi_b - \Delta\Phi_A}{2\Omega L \sin \varphi}$$

Donde Ω es la rapidez angular de la rotación terrestre y φ la latitud. La ecuación corresponde a la forma discreta de obtener una corriente geostrofica (Zarate, 2015).

4.3.2) Nivel de no movimiento

Utilizando este método sobre una sección transversal del océano, se puede derivar un campo de velocidades denotado por Vg_{ij} . Esta velocidad se encuentra referenciada a

la superficie puesto que considera un nivel de referencia asociado a la presión $p = 0$. Para obtener la velocidad del flujo asociado a una presión o superficie en particular es necesario definir un nivel de no movimiento denotado por N, que se asocia a una sección del campo de velocidades V_{Nj} . De esta manera, es posible hacer que en el nivel de referencia N de Vg_{ij} tenga una velocidad cero mediante la siguiente operación:

$$Vg_{ij} - V_{Nj}$$

Logrando que el campo esté referenciado al nivel de presión $p = p(N)$.

4.4) Métodos

4.4.1) Cálculo de propiedades hidrográficas

Para el cálculo de salinidad absoluta y temperatura conservativa a partir de la temperatura in situ y salinidad práctica (obtenidas de la base de datos de CCHDO), así como la densidad neutral y velocidad geostrófica se utilizaron funciones de la librería Gibbs Seawater (GSW) Oceanographic toolbox of Theos-10 en formato Matlab (Pawlowicz, 2010; IOC SCOR and IAPSO 2010; McDougall & Barker, 2011). Esta contiene subrutinas para evaluar las propiedades termodinámicas de agua dulce (usando IAPWS-09) y agua de mar (usando IAPWS-08 para la componente salina). Utiliza la nueva ecuación termodinámica para el agua de mar (IOC, SCOR & IAPSO, 2010)

La densidad neutral se obtuvo con la función `eos80_legacy_gamma_n` desarrollado por Jackett y McDougall (1997). Requiere como variables de entrada la salinidad práctica, la temperatura in-situ, presión, latitud y longitud.

La salinidad absoluta se obtuvo con la función `gsw_SA_from_SP` (McDougall et. al, 2012). Requiere como variables de entrada la salinidad práctica, presión, latitud y longitud.

La temperatura conservativa se obtuvo con la función `gsw_ST_from_t`. Requiere como variables de entrada la salinidad absoluta, la temperatura y la presión.

Los resultados de estas propiedades serán presentados en la sección **5.1**.

4.42) Cálculo de velocidad y transporte geostrófico

Para la velocidad geostrófica utilizamos la función `gsw_geostrophic_velocity`, que calcula la velocidad geostrófica relativa a la superficie (McDougall & Klocker, 2010). Requiere como variable de entrada una función de corriente geostrófica, la cual fue calculada utilizando la función `gsw_geo_strf_isopycnal`; esta utiliza niveles de densidad neutral para calcular el potencial de velocidad a lo largo de superficies neutras. Sus variables de entrada son: salinidad absoluta, temperatura conservativa, presión, presión de referencia, densidad neutral y densidad neutral de referencia.

Se usaron 37 superficies de densidad neutral particulares para calcular el flujo geostrófico y los correspondientes transportes. De esta manera tendremos (en promedio) una velocidad geostrófica cada 100 dbar aproximadamente. Como una primera estimación se usaron niveles de no movimiento cercanos a los utilizados por S2004 ($\gamma_n = 28.05$) y SS2018 ($\gamma_n = 27.826$). Esto nos permitió comparar nuestros resultados con estos estudios. Cabe notar que estos autores no usaron densidades neutras. Particularmente, S2004 y SS2018 usaron superficies isopícnalas (de igual densidad potencial) e isobáricas, respectivamente para calcular las velocidades geostróficas.

Para calcular el transporte es necesario conocer el área definida por la distancia horizontal entre cada par de estaciones y las distancias vertical entre dos superficies dadas de γ_n . Como la distancia entre γ_n varía en cada estación estas definen un trapecioide, al multiplicar el área de este trapecioide por la velocidad geostrófica se obtiene el transporte geostrófico entre cada par de estaciones y entre cada par de superficies de densidad neutral, los cuales pueden ser posteriormente sumados (integrados) en una región más amplia. Como es usual el transporte representado en unidades de Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$).

Para evaluar la sensibilidad del transporte a pequeñas variaciones de γ_n en las 4 repeticiones de la sección P06, a partir de los distintos niveles de no movimiento se definieron niveles de referencia cercanos a 3500 y 1700 dbar con un paso de pequeños γ_n (alejadas aproximadamente 20 dbar, i.e. $\sim 20 \text{ m}$ de distancia vertical entre sí), esto nos permite calcular cambios en la velocidad geostrófica y consecuentemente la variabilidad de los transportes.

4.43) Transporte acumulado por secciones y variabilidad

Siguiendo la metodología usada en S2004 la sección P06 fue dividida en 4 subsecciones zonales y en 5 capas verticales delimitadas, en nuestro caso, por superficies de densidad neutral.

Tabla 3.- Extensión de las 4 secciones longitudinales utilizadas en S2004 y que serán empleadas para calcular el transporte acumulado.

Secciones Longitudinales	112° - 102°W	102° - 89°W	89° - 77°W	77°W - Costa
--------------------------	--------------	-------------	------------	--------------

Tabla 4.- Densidad neutral y presión de las superficies neutrales que dividirán las 5 capas de profundidad la sección P06-E

Superficies Neutrales	26	26.8	27.0256	27.5256	27.93	28.05
Presión [dbar]	250	400	500	1100	2000	3620

De esta manera, podemos integrar los transportes de cada sección longitudinal entre superficies neutrales, teniendo así 20 transportes acumulados asociados a un área determinada por su superficie y sección.

Para evaluar el transporte profundo, es decir bajo los 1000 m de profundidad, se sumó el transporte integrado bajo la superficie 27.5256 separando la sección al este de 89°W y al oeste de 89°W. S2004 observaron un transporte hacia el norte en el lado oeste y hacia el sur al este. Aquí se busca evaluar si este rasgo se mantiene para distintos niveles de no movimiento aplicados a las repeticiones 1992, 2003, 2010 y 2017 de la sección P06. A partir de este transporte profundo acumulado calculamos la desviación estándar entre las 4 repeticiones, de esta manera podremos analizar la variabilidad asociada a los flujos al este y al oeste de 89°W como también determinar el nivel de no movimiento de menor varianza.

5) Resultados

5.1) Características Hidrográficas de la sección P06

A gran escala, las 4 repeticiones de la sección P06 presentan rasgos similares, destacando la permanencia de las masas de agua presentes en la región. Sin embargo, procesos de mesoescala (con escalas espaciales de decenas a cientos de km y escalas temporales de algunos meses) generan diferencias que no se pueden eliminar fácilmente a partir de un promedio simple de las 4 repeticiones. A continuación, se describen las principales características hidrográficas de la sección P06, destacando rasgos comunes para todas las repeticiones, pero usando como base la primera ocupación de la sección el año 1992. Luego, se destacan algunas diferencias observadas en las diferentes repeticiones.

En el primer km se distingue claramente la presencia de una termoclina cuya profundidad aumenta hacia el oeste consistente con la presencia del giro subtropical que transporta aguas frías provenientes del sur a lo largo del borde oriental. Sin embargo, la isoterma de 8°C (temperatura conservativa) mantiene una profundidad de alrededor de 400 m a lo largo de toda la sección oriental de la P06 mostrada en la Figura 5a, esta isoterma se asocia a una masa de agua más salina y con bajo oxígeno disuelto presente principalmente al este de los 90°W en la sección (Figura 5a y c). Bajo estas isotermas, y hasta los 1000 m aproximadamente, las isotermas entre 7° y 4°C vuelven a tener una inclinación hacia el oeste consistente con un flujo hacia el norte asociado con el Agua Intermedia Antártica (ver abajo). En profundidades medias la isoterma 3°C posee una profundidad constante cercana a 1400 m, mientras que la isoterma 2°C comienza en su límite occidental a 1900 [m] de profundidad, entre los 105° - 75°W posee una curvatura que la hace alcanzar cerca de los 2100 m. Las capas más profundas, caracterizadas por las isotermas 1.8°C, 1.65°C, se profundizan ligeramente hacia el este. En la región abisal la isoterma 1.5°C se presenta en los 107°W cerca del fondo marino ubicado en los 3500 m y se eleva hasta los 3100 m en los 100°W, posteriormente se curva hacia abajo con una amplitud de 100 m hasta alcanzar los 90°W, donde comienza a tener una profundización hacia el este similar a las isotermas 1.8°C y 1.65°C.

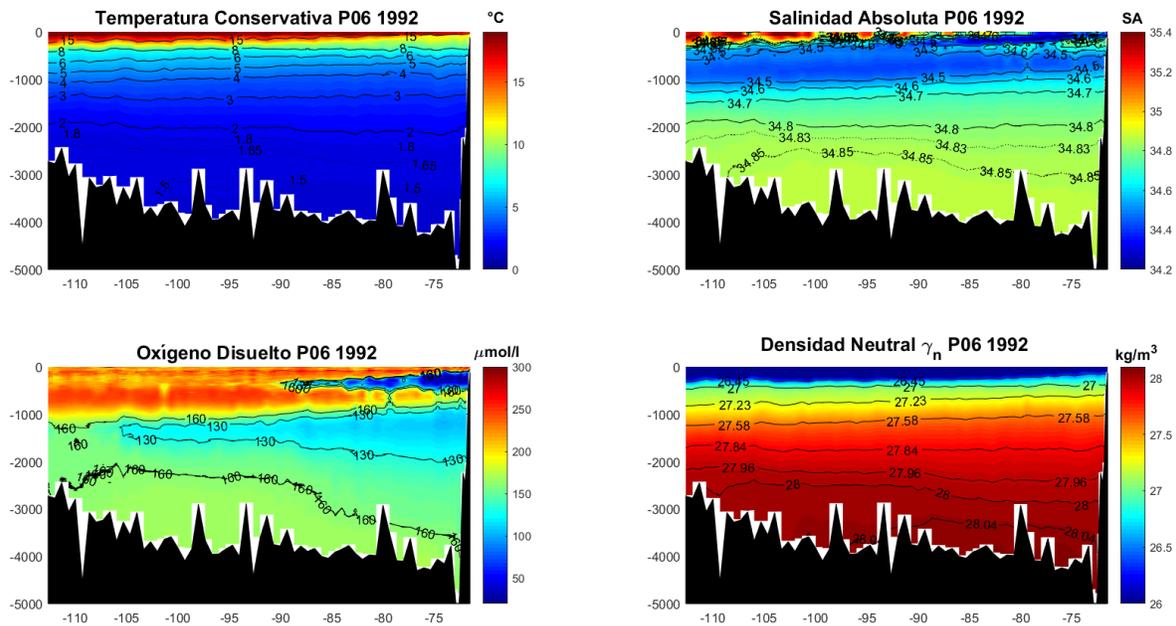


Figura 5.- Sección P06 Este para el año 1992. Cuenta con las propiedades hidrográficas de: a) Temperatura conservativa [°C] b) Salinidad Absoluta [g/kg] c) Oxígeno Disuelto [ml/L] d) Densidad Neutral [kg/m³]

Cerca de la superficie la Salinidad Absoluta aumenta hacia el oeste alcanzando 35.4 g kg⁻¹ sobre los 100 m de profundidad dando cuenta de la alta tasa de evaporación presente en el centro del giro. El borde oriental posee una lengua de baja salinidad (SA ~ 34.2 g kg⁻¹) que se extiende hasta los 90°W a una profundidad de ~ 200 m. Este mínimo salino somero es un rasgo característico de la región (e.g. Reid, 1973; Schnaider et al., 2003) y se extiende hacia el norte siguiendo la rama oriental del giro subtropical. Inmediatamente bajo esta masa de agua, en la parte oriental de la transecta se observa un máximo salino asociado al agua ecuatorial subsuperficial (e.g. Silva et al., 2012). A mayor profundidad, entre los 300 – 1000 m aproximadamente la SA decrece hasta valores cercanos a 34.4 – 34.6 g kg⁻¹ asociada al Agua de Modo Subantártica y al Agua Intermedia Antártica (e.g. Talley et al., 2011; Hartin et al., 2011). Entre los 1200 – 2000 m de profundidad se observan mayores valores de salinidad entre 36.6 – 34.8 g kg⁻¹ con isohalinas que se extienden a una profundidad aproximadamente constante entre 107° - 80°W. En el límite occidental se observa una disminución en la distancia entre las isohalinas de 34.6, 34.7 y 34.8 g kg⁻¹ mientras que en el borde oriental observamos un alejamiento entre ellas. Entre los 2000 m y el fondo se observa una variación mucho menor de salinidad con una magnitud entre 34.83 – 34.86 g kg⁻¹. La isohalina de 34.85 g kg⁻¹ se observa a partir de los ~3000 m de profundidad y entre los 107° - 85°W se curva ligeramente llegando a los 2500 m de profundidad.

La sección de oxígeno disuelto muestra máximas concentraciones en las capas superficiales, aunque, en general, las aguas se muestran relativamente bien ventiladas (con valores superiores a $160 \mu\text{M}$, Figura 5c) hasta los 1000 m de profundidad en el sector oeste de la sección, pero que se va volviendo más somero en dirección este, hasta que alcanza la costa chilena con una profundidad máxima de 700 m aproximadamente. Entre $90^\circ - 72^\circ\text{W}$ se observa un mínimo de oxígeno disuelto muy intenso, con valores entre $0 - 100 \mu\text{M}$ y cuyo núcleo está junto al talud continental. Esta corresponde a la Zona de Mínimo Oxígeno asociada al Agua Ecuatorial Subsuperficial. En la parte oeste ($112^\circ - 105^\circ\text{W}$) del océano profundo, entre 1200 – 2000 m, se observan valores de oxígeno disuelto cercanos a $160 \mu\text{M}$ y una sección este, entre $105^\circ - 72^\circ\text{W}$ con concentraciones no mayores a $130 \mu\text{M}$ asociada a Agua Profunda del Pacífico. Bajo los 2000 m las concentraciones de oxígeno disuelto superan los $160 \mu\text{M}$ en la parte occidental de la sección, esta isolínea de oxígeno se dobla hacia abajo en la parte oriental al este de los 90°W aproximadamente mostrando que las aguas de bajo oxígeno asociadas al agua Profunda del Pacífico, se extiende hasta mayores profundidades junto al borde oriental.

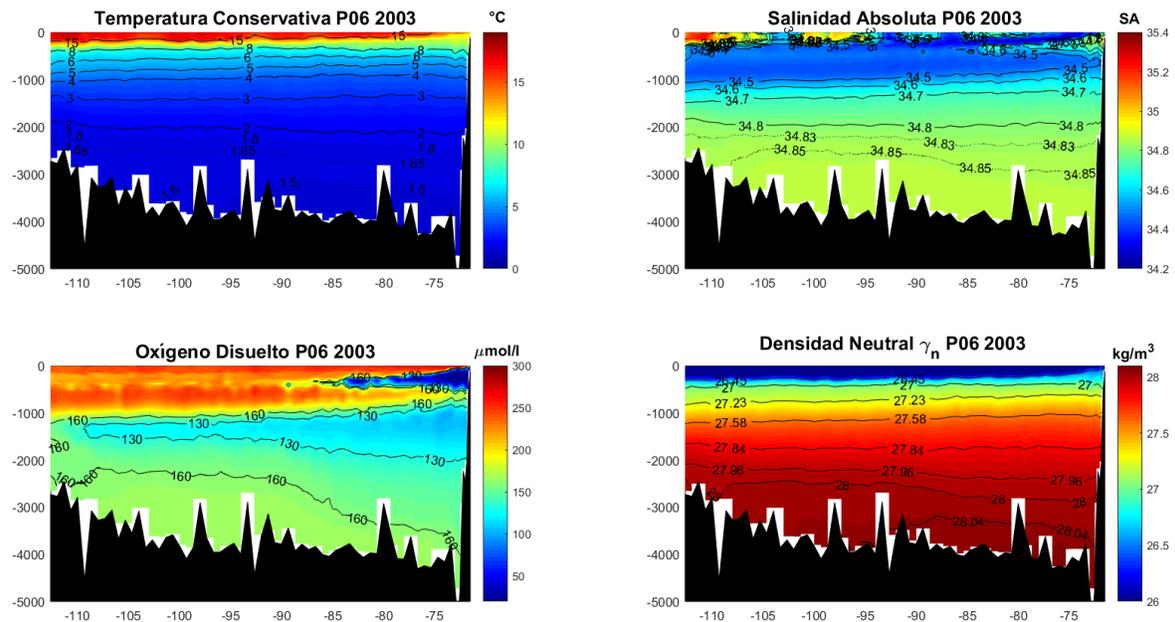


Figura 6.- Similar a la figura 5, pero utilizando la repetición del año 2003 para la línea P06

5.1.1 Algunas diferencias entre las repeticiones

En superficie la distribución de salinidad del año 2003 (Figura 6) es menor en comparación a la observada el año 1992 (Figura 5), teniendo magnitudes mayores a 35.2 g kg^{-1} entre $112^\circ - 110^\circ\text{W}$ en los primeros 100 m. Asimismo, la lengua de baja salinidad de origen costero tiene una mayor extensión hacia el oeste además de extenderse verticalmente hasta alcanzar la superficie cerca de 92°W y 87°W . La salinidad máxima encontrada a nivel subsuperficial posee una mayor concentración de salinidad en comparación al año 1992, teniendo un núcleo de 35 SA. Bajo los 1000 m la isohalina 34.5 g kg^{-1} comienza a curvarse hacia arriba cerca de 85°W , casi alcanzando la zona de Agua Ecuatorial Subsuperficial. Bajo los 2000 m no se observan variaciones en el resto de isohalinas.

En el perfil de oxígeno disuelto (Figura 6) existe una menor extensión de la zona de mínimo oxígeno, llegando a 85°W desde la costa y no a los 90°W que alcanzaba en la repetición anterior 1992 (Figura 5). Bajo los 1000 m de profundidad observamos un mayor alcance de la zona de $130 \mu\text{M}$ llegando a 108°W , mientras que la zona de $160 \mu\text{M}$ queda contenida en el oeste, lo cual se puede relacionar con un mayor flujo de Agua Profunda del Pacífico. Bajo los 2000 m la distribución es casi idéntica al año 1992.

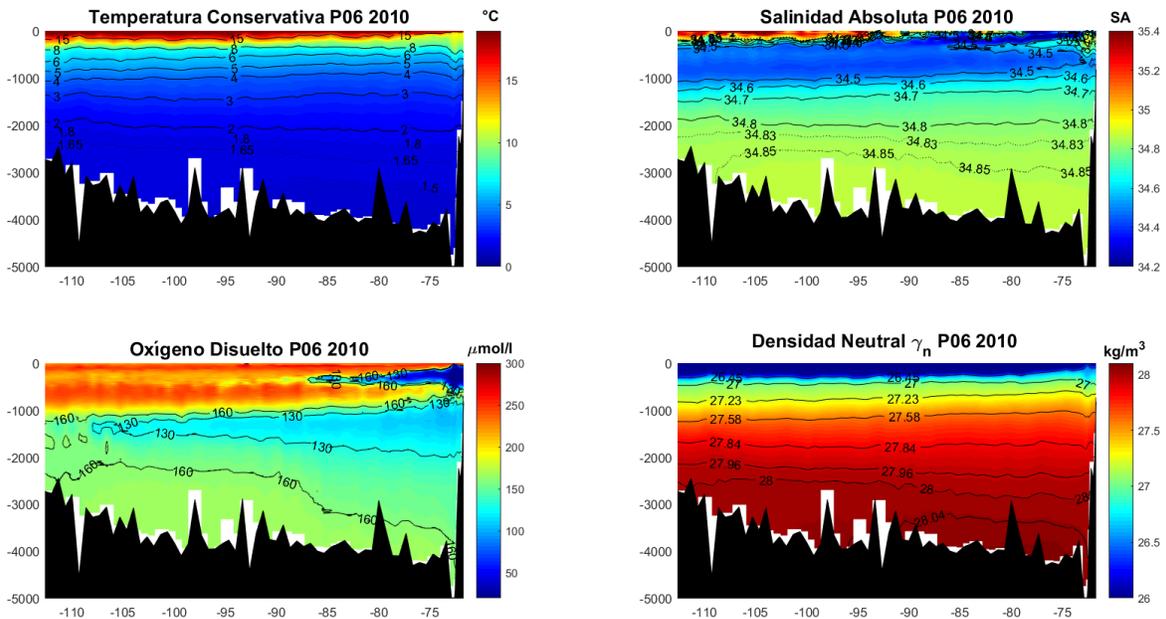


Figura 7.- Similar a la figura 6, pero utilizando la repetición del año 2010 para la línea P06

En la repetición 2010 (Figura 7), para los primeros 1000 m del perfil de temperatura conservativa existe una perturbación cerca de la costa que profundiza 100 m las isotermas 8° - 4°C , la cual logra profundizar la isoterma 3°C ubicada a mayor profundidad, aunque con una menor intensidad.

Para el perfil de salinidad absoluta (Figura 7) hay distribución más constante de alta salinidad superficial desde los 95°W hasta el límite oeste, asociado también a una lengua de agua menos salina similar al año 1992 (Figura 5). Esta agua logra estar en contacto con la superficie cerca de los 88°W . A nivel subsuperficial se puede ver un núcleo más definido del máximo local de salinidad cercano a la costa, con una salinidad de 35 g kg^{-1} que abarca desde 50 m hasta los 400 m de profundidad.

En el perfil de oxígeno disuelto (Figura 7) se observa un crecimiento en la vertical de la zona de mínimo oxígeno, congruente con el núcleo de salinidad mínima relativa descrita anteriormente; lo cual se relaciona a una mayor presencia de Agua Ecuatorial Subsuperficial a causa de una intensificación de la Contracorriente Perú-Chile (Arumí-Planas et. al., 2022). A profundidades la extensión de la zona delimitada por la isolínea $130\text{ }\mu\text{M}$ alcanza los 106°W , abarcando más que en la repetición de 1992 (Figura 5) pero menos que en la del 2003 (Figura 6).

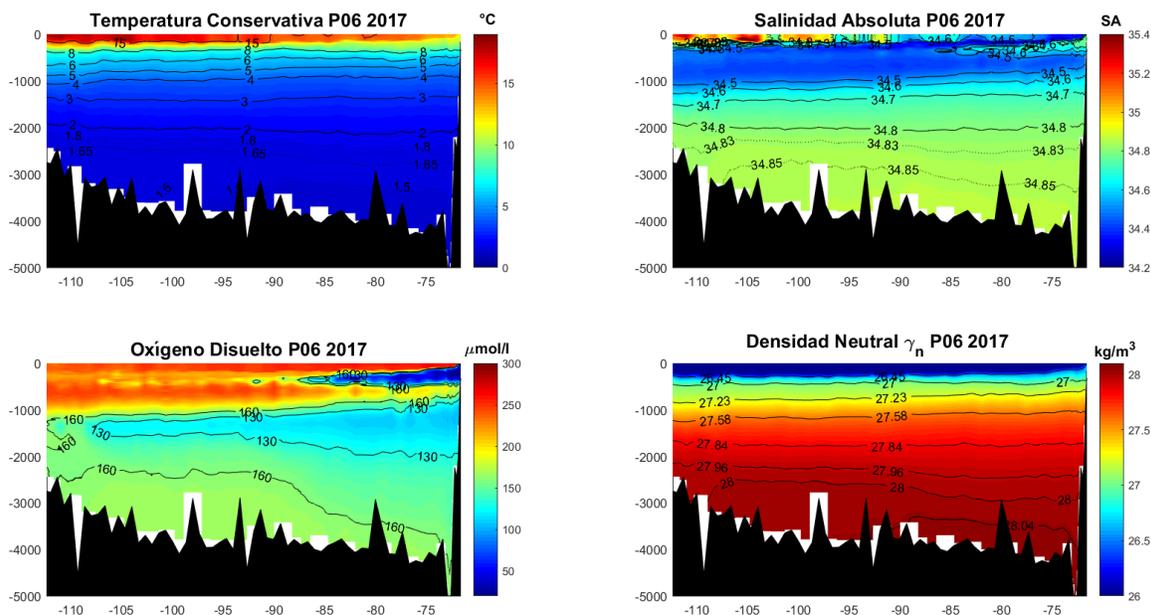


Figura 8.- Similar a la figura 6, pero utilizando la repetición del año 2017 para la línea P06

En la repetición del año 2017 (Figura 8), la salinidad absoluta a nivel superficial vuelve a tener una estructura de máxima salinidad similar al año 2003 (Figura 6), donde los valores cercanos a 35.4 g kg^{-1} poseen una distribución no homogénea al oeste de 100°W . Esto pues la lengua salina originada en la costa alcanza esta longitud a nivel subsuperficial, pero no logra llegar a la superficie como si ocurrió el 2003.

Para el perfil de oxígeno disuelto a nivel subsuperficial (Figura 8) se logra apreciar una distribución horizontal homogénea de la zona de mínimo oxígeno entre los $72^\circ - 85^\circ\text{W}$, aunque está presente un núcleo bien definido cerca de la costa. Entre los 1000 – 2000 m la masa de agua de $130 \text{ }\mu\text{M}$ posee un alcance cercano a 107°W , una menor extensión en comparación al año 2003 (Figura 6).

5.2) Masas de Agua

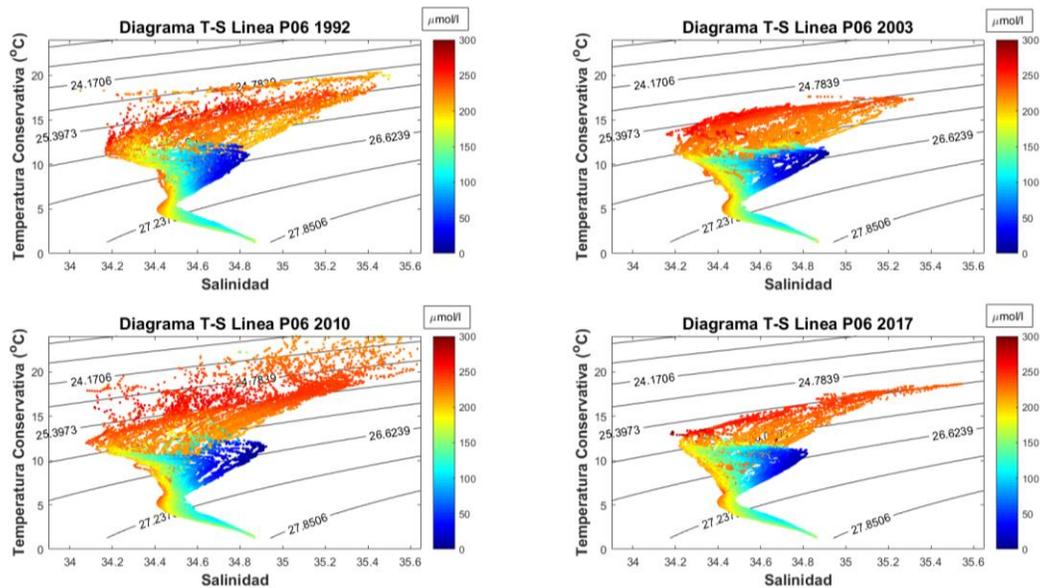


Figura 9.-Diagramas TC-SA para las 4 repeticiones de la transecta P06. Las isolíneas de fondo corresponden a la densidad potencial mientras que los colores de cada punto indican la concentración de oxígeno disuelto en $\mu\text{mol L}^{-1}$ en cada muestra.

Las curvas TC-SA (y DO) mostradas en la Figura 9 permiten distinguir las principales masas de agua presentes en el Pacífico Suroriental. Cerca de la superficie el Agua Central del Pacífico Suroriental, llamada también en estudios regionales simplemente Agua Subtropical (e.g. Silva et al., 2010), caracterizada por altas temperaturas y salinidades (TC $\sim 20.0^{\circ}\text{C}$ y SA $\sim 35.4 \text{ g kg}^{-1}$, ver por ej. Silva et al., 2010). Esta masa de agua es claramente visible en la parte occidental de la transecta y puede estar sometida a variaciones estacionales. Bajo esta masa de agua se encuentra el agua que conforma el mínimo de salinidad somero (shallow salinity minimum, e.g. Karstensen, 2004 o agua intermedia del Pacífico Suroriental (Schneider et al., 2003; Wong & Johnson, 2003), también conocido localmente como agua subantártica (Silva et al., 2010). Cerca de la costa, bajo el mínimo somero de salinidad se observa una masa de agua más antigua, de relativamente alta salinidad (SA = 34.6 – 34.9 g kg^{-1}) y valores muy bajos de oxígeno disuelto (DO $< 45 \mu\text{mol L}^{-1}$), a saber, el Agua Ecuatorial Subsuperficial. El núcleo de esta masa de agua se ubica entre los 100-300 m de profundidad. Bajo esta masa de agua se puede observar la masa de Agua Intermedia

Antártica, caracterizada por su relativa baja salinidad ($SA \sim 34.4 \text{ g kg}^{-1}$) y alto contenido de oxígeno ($DO \sim 200 \mu\text{M}$). En la zona profunda se ubica el Agua Profunda del Pacífico (e.g. Tsuchiya y Talley, 1998), una masa de agua muy antigua, caracterizada por bajos valores de oxígeno disuelto (y altos valores de silicato, ver por ejemplo Talley et. al., 1992). Esta masa de agua tiene su origen en el Pacífico Norte (Figura 3). En la zona abisal, bajo los 3.500 m, agua de fondo proveniente del Océano Austral llena la parte más profunda de la cuenca de Chile.

Aunque las 4 repeticiones presentan una estructura similar en la composición de las masas de agua (Figura 9), las repeticiones de los años 1992 y 2010 tienen una mayor dispersión sobre los 15°C , esto se asocia a temperaturas más altas en la termoclina en comparación a los otros años sumado a un aumento en las salinidades superficiales, superando los 35.2 g kg^{-1} . Las ocupaciones de los años 2003 y 2017 presentan una menor dispersión de datos, todos por debajo de la isopicna potencial de 25.4 kg/m^3 .

Entre $5^\circ - 10^\circ\text{C}$ se observan aguas con oxígeno cercano a $200 \mu\text{M}$ y con salinidades de 34.4 g kg^{-1} , $100 \mu\text{M}$ entre SA de $34.4 - 34.6 \text{ g kg}^{-1}$ y $\sim 0 \mu\text{M}$ entre SA de $34.6 - 34.8 \text{ g kg}^{-1}$; estas últimas asociadas a la zona de mínimo oxígeno, alcanzan mayores salinidades los años 2003 y 2010, además de tener una mayor dispersión. Esto coincide con el núcleo más definido de la ZMO cercano a la costa.

Bajo los 5°C no se aprecia variabilidad entre cada transecta. Se observa un máximo relativo de oxígeno y baja salinidad (34.4 SA) a los 4°C , posteriormente hay un aumento progresivo de salinidad y disminución en el oxígeno, hasta alcanzar 34.8 SA y $100 \mu\text{M}$ respectivamente. Entre $1^\circ - 2^\circ\text{C}$ hay un aumento en el oxígeno disuelto, llegando a $150 \mu\text{M}$ lo cual indicaría un agua profunda de mayor ventilación.

5.3) Transporte geostrófico

Como se mencionó en la sección 1.3, el estudio de S2004, basado en la transecta P06E, utilizó como nivel de no movimiento la superficie de densidad potencial de 45.83 kg/m^3 para realizar los cálculos de transporte geostrófico en la región más oriental de la sección. Los transportes estimados en este trabajo se reproducen en la Figura 10.

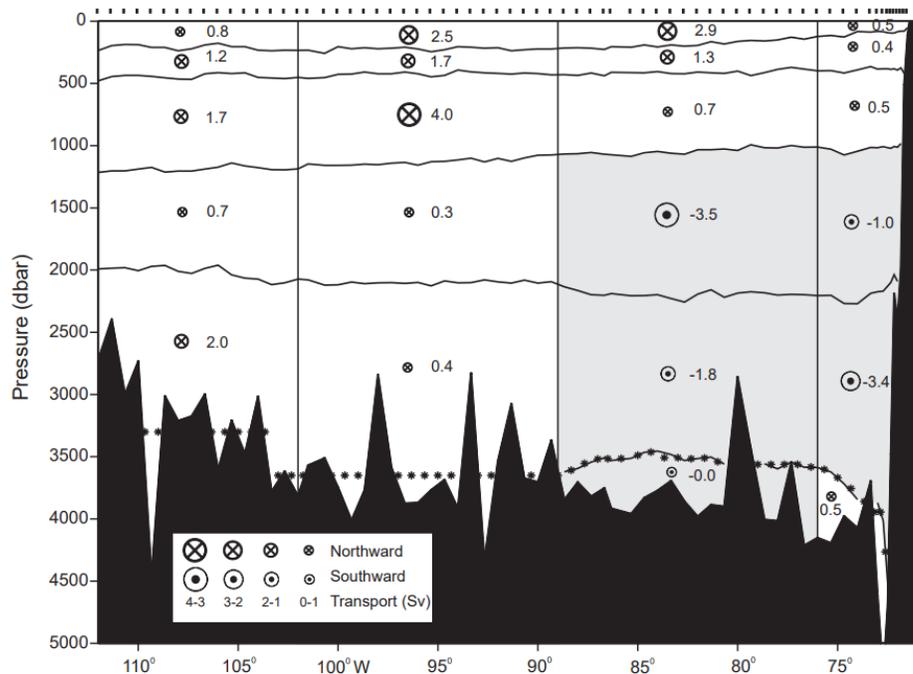


Figura 10.- Transporte geostrófico en dirección norte-sur para la transecta P06E del año 1992. La línea con asteriscos indica el nivel de no movimiento usado en cada par de estaciones. La figura fue tomada del trabajo de Shaffer et. al. (2004).

Cabe recordar que en nuestro estudio utilizamos superficies de densidad neutral para calcular la velocidad geostrófica para las 4 repeticiones de la línea P06E. Con el objetivo de comparar nuestras estimaciones con aquellas obtenidas en S004 se empleó como nivel de no movimiento la superficie neutral $\gamma_n = 28.05 \text{ kg/m}^3$ que corresponde a una superficie cercana a $\sigma_4 = 45.83 \text{ kg/m}^3$, ambas tienen una profundidad promedio similar de 3700 m entre $72.5^\circ - 89^\circ\text{W}$, además ambas muestran una curvatura hacia abajo sobre la Fosa de Perú-Chile.

Las velocidades cercanas al continente son relativamente intensas e influyen de manera importante en el transporte al este de 77°W , incluso en las capas más profundas. Para comparar nuestros resultados con S2004 se calculó la velocidad geostrófica entre 72.5°W y la costa utilizando alturas estéricas (anomalías de las alturas geopotenciales) a partir de un nivel de referencia (el que originalmente en nuestro caso fue de 0 dbar). Se utilizó este método dado que luego es sencillo extrapolar las anomalías geopotenciales al llegar al talud continental y así, calcular la velocidad geostrófica referida a un nivel de no movimiento mayor a la profundidad del lugar

utilizando el método de Reid & Mantyla (1976) para calcular la velocidad cerca de la costa en esta misma sección. Una metodología similar fue usada en S2004.

Para las estaciones al oeste de 89°W utilizamos la superficie neutral cercana a 3750 dbar o la más cercana al fondo como nivel de no movimiento, siguiendo lo propuesto por S2004. Tomando estos niveles de referencia obtuvimos los transportes que se muestran en la Figura 11.

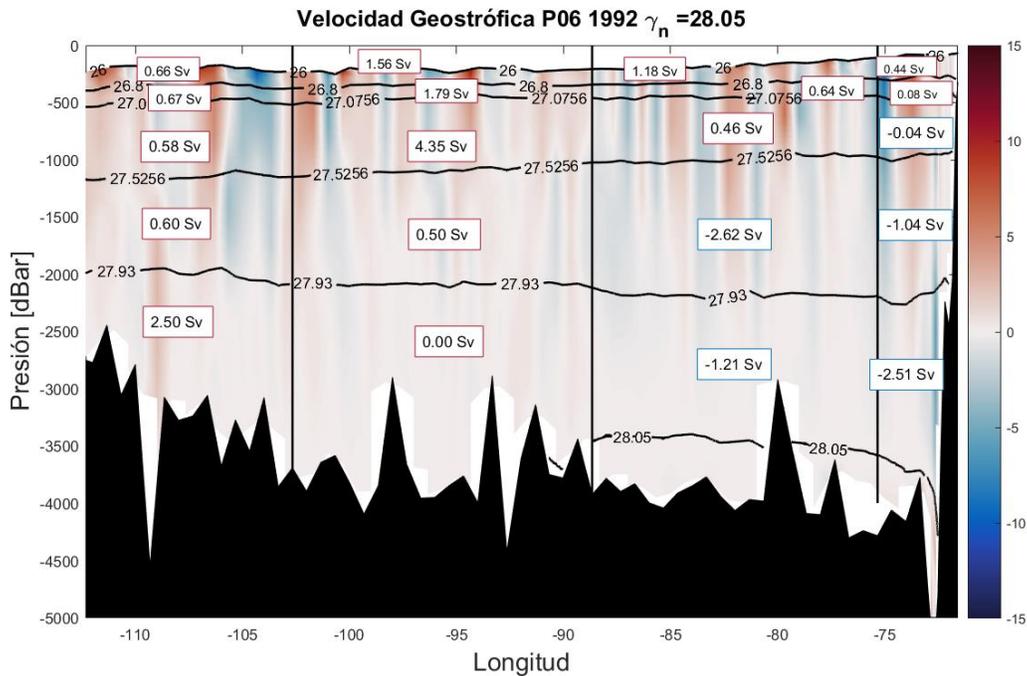


Figura 11.- Velocidades y transportes geostroficados a lo largo de la sección P06E realizada el año 1992. estimados utilizando los siguientes niveles de no movimiento: Para la sección entre la la costa y 72.5°W se usó las alturas estéricas para calcular la velocidad, entre 72.5°W y los 89°W se usó la superficie neutral 28.05, al oeste de esta longitud se usó el fondo. Los colores indican la velocidad del flujo en [cm/s], donde los valores negativos (positivos) indican un transporte hacia el sur (norte). Las secciones fueron divididas según la figura de Shaffer et Al (2004) para poder comparar el transporte geostrofico en secciones similares.

En términos generales los valores de transporte para el año 1992 obtenidos en este trabajo son similares a los estimados por S2004. En ambos se observa un transporte hacia el norte al oeste de 89°W en todas las estaciones, con un valor máximo de 4.35 Sv en 89° - 102°W entre 500 - 1200 m de profundidad (Figura 11), mientras que el

transporte estimado por S2004 fue de 4.0 Sv (diferencia cercana al 9%). Las dos secciones profundas ubicadas al este de 89°W muestran un transporte hacia el sur que también es similar al observado en S2004 con valores de -1.04 y -2.51 Sv para las capas entre 1200 y 2000 dbar, y 2000 y 3700 dbar, respectivamente (siendo los de Shaffer -1.0 Sv y -3.4 Sv, respectivamente). En total hay un transporte hacia el sur de 7.4 Sv bajo los ~1200 dbar entre la costa sudamericana y los 89°W.

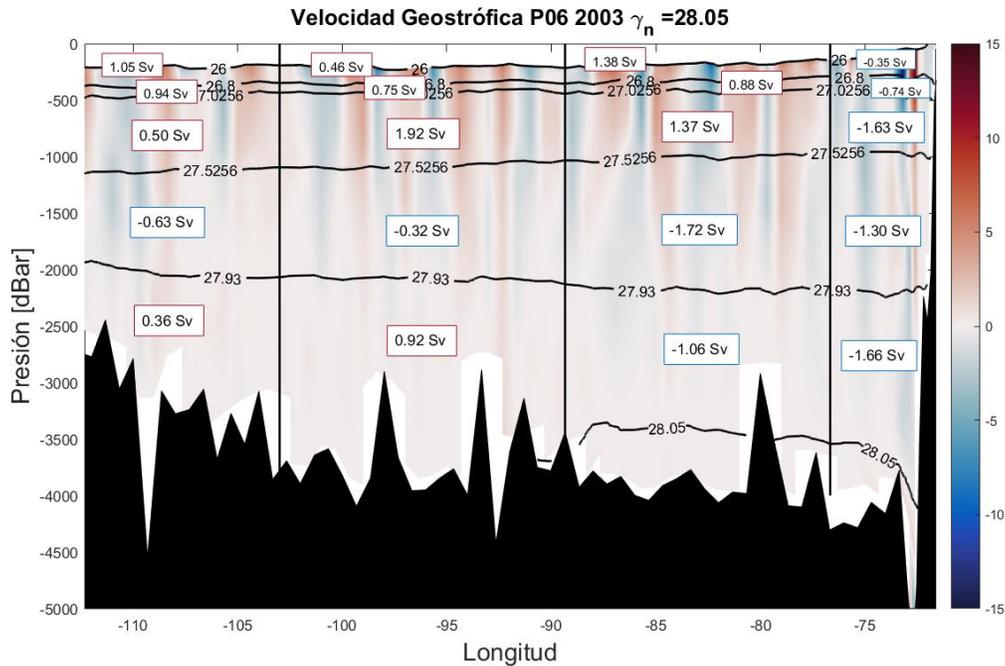


Figura 12.- Similar a Figura 11 pero para la transecta P06E 2003

En el caso de la repetición de 2003 (Figura 12) se observan múltiples diferencias cuando se compara con los transportes estimados para el año 1992 descritos en la Figura 10. Primero, se observan valores negativos de transporte al este de 89°W entre las superficies de densidad neutral (γ_n) de 27.5256 y 27.930 (ubicadas en promedio a 1200 y 2000 dbar, respectivamente) que contrastan con los valores obtenidos el año 1992 que eran positivos, aunque en ambos años se observa una magnitud menor a 1 Sv. Por otra parte, entre 89°W y 102°W la magnitud del transporte entre las superficies de γ_n de 27.0256 y 27.5256 (ubicadas en promedio a 500 y 1200 dbar, respectivamente) disminuyó sustancialmente pasando de 4.35 Sv a 1.92 Sv. Mientras que en las estaciones ubicadas entre 77° - 89°W se observa un transporte hacia el sur en las 2 capas más profundas consistente con lo observado el año 1992, aunque con una menor magnitud entre ~1200 - 2000 dbar con respecto a la repetición de 1992 (los valores observados fueron de -2.62 Sv en 1992 y -1.72 Sv el año 2003). Las estaciones al este

de 77°W presentaron transportes hacia el sur en todas sus capas, donde los primeros 500 dbar (sobre γ_n de 27.0256) son menores a 1 Sv y bajo esta profundidad cada capa tiene una magnitud cercana a 1.5 Sv. En total hay un transporte hacia el sur de 5.74 Sv bajo la superficie neutral de γ_n de 27.5256 (~ 1200 dbar) entre la costa sudamericana y 89°W.

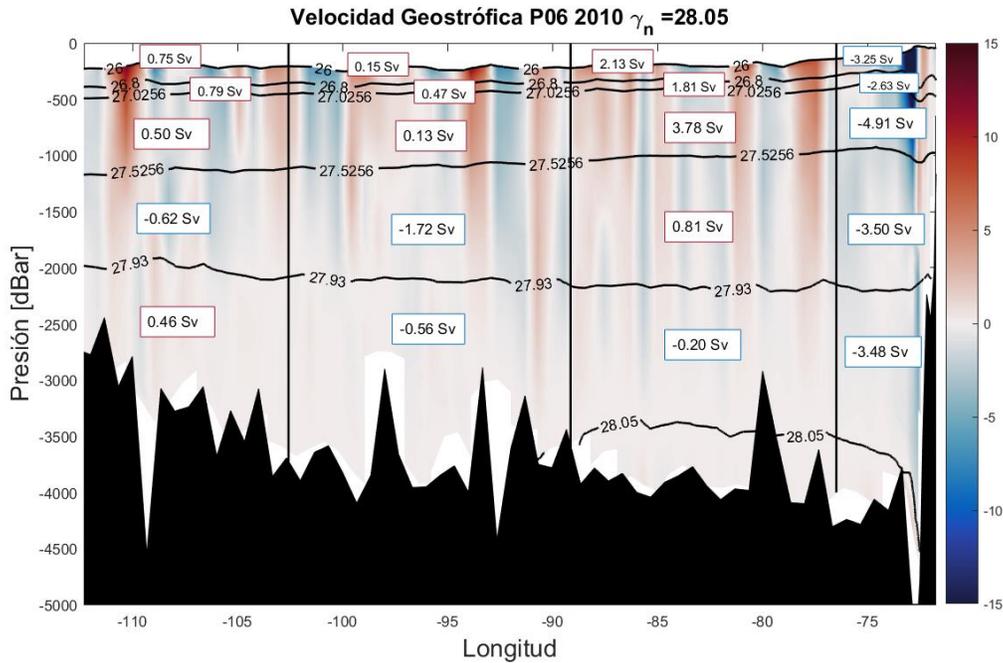


Figura 13.- Similar a Figura 11 pero para la transecta P06E 2010

Las velocidades observadas en la sección P06 del año 2010 (Figura 13) difieren considerablemente de las observadas el año 1992 (Figura 11). La región más occidental de la transecta presenta valores casi idénticos a los obtenidos el año 2003, con un transporte hacia el sur de -0.62 Sv entre ~1200 – 2000 dbar y un transporte hacia el norte menor a 1 Sv sobre la superficie de densidad neutral de 27.5256 kg/m³. La región entre 89°W y 103°W muestra transportes hacia el sur en las 2 capas profundas, intensificando su magnitud con respecto a los valores observados el año 2003 (variando de 0.92 Sv a -0.56 Sv para la capa más profunda y de -0.32 Sv a -1.72 Sv para la capa que está sobre la anterior, contrastar Figuras 12 y 13) mientras que las secciones más superficiales tienen un flujo hacia el norte, aunque con una magnitud menor a 1 Sv. Entre 78°W y 89°W hay un transporte predominante hacia el norte de gran magnitud los primeros ~1200 dbar (sobre la isopícnica $\gamma_n = 27.5256$) y que penetran hasta los ~2000 dbar. El transporte en esta región es positivo, de 0.81 Sv, para la capa ubicada

entre estas dos superficies de densidad. La capa profunda mantiene un transporte hacia el sur, aunque de muy baja intensidad (0.2 Sv). Al oeste de 77°W se observan transportes intensos hacia el polo tanto a nivel superficial como en profundidad. Las 2 capas más someras poseen una magnitud cercana a 3 Sv, la capa entre ~500 – 1000 dbar es de -4.91 Sv y las capas más profundas tienen una magnitud casi idéntica de 3.5 Sv. En total hay un transporte hacia el polo de 6.37 Sv bajo los ~1200 dbar entre la costa sudamericana y 89°W, aunque el flujo hacia el sur está contenido principalmente entre el continente y 77°W.

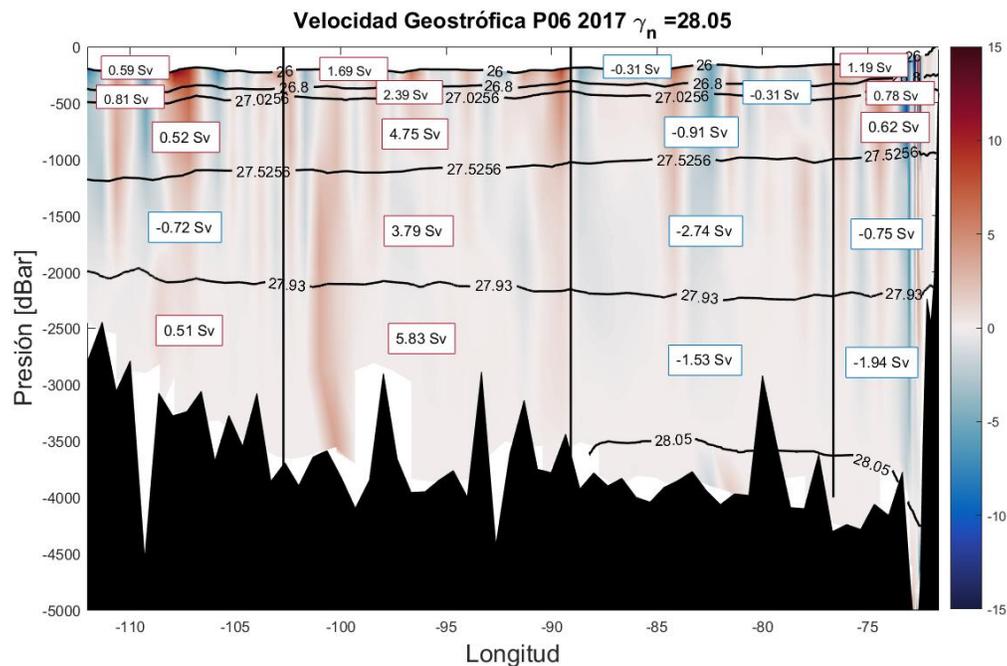


Figura 14.- Similar a Figura 11, pero para la transecta P06E 2017.

Para la región entre 103°W y 112°W se tienen valores similares a los estimados para el año 2003, donde ninguna magnitud supera 1 Sv. La región que la sigue posee un transporte hacia el norte a lo largo de toda la columna de agua similar a los estimados para 1992 aunque con una intensidad mucho mayor (transporte mayor a 3.5 Sv para cada capa bajo los ~500 dbar). Entre 77°W y 89°W se observa un transporte negativo en toda la columna de agua, aunque con valores menores a 1 Sv de magnitud en las primeras 3 capas y con una intensidad similar al año 1992 para las dos capas más profundas. Para la última sección hay transportes hacia el norte en las primeras 3 capas, ligados a intensos transportes positivos que aparecen sobre el talud, mientras que las 2 capas más profundas tienen un transporte hacia el sur de 0.75 Sv y 1.94 Sv entre las ~1200 y 2000 dbar, y 2000 y 3700 dbar, respectivamente. En total hay un

transporte hacia el sur de 6.96 Sv bajo los ~ 1200 dbar entre la costa sudamericana y 89°W .

En resumen, comparando los transportes estimados para las 4 repeticiones podemos señalar lo siguiente:

- Se observó un transporte profundo hacia el sur en la parte oriental de las secciones, aunque el año 2010 no se observó una extensión tan grande, hasta los 89°W , como si ocurrió en las otras repeticiones.
- Existen variaciones importantes del transporte en las capas superiores sobre los ~ 500 dbar entre las distintas repeticiones, estas serán comentadas en la discusión.

5.4) Estimación del transporte geostrófico usando el nivel de no movimiento de Schulze & Speer (2018)

SS2018 retoman el estudio del transporte de la sección P06E posterior a la ocupación del año 2017. El objetivo de su trabajo fue caracterizar la corriente profunda en el borde oriental frente a Chile. Junto a cálculos geostróficos utiliza mediciones directas de corrientes obtenidas con ADCP desplegados junto con la roseta oceanográfica durante las ocupaciones de los años 2003, 2010 y 2017. Para los cálculos de velocidad geostrófica utiliza un nivel de no movimiento fijo, de 1700 dbar. Los autores argumentan que en este nivel hay una inversión del flujo hacia el norte que transporta aguas intermedias, a un flujo hacia el sur que transporta aguas profundas. esta transición fue originalmente registrada por Shaffer et al. (1995) en base a mediciones directas de corrientes. Esta profundidad (~ 1700 dbar) coincide con la superficie de densidad neutral $\gamma_n = 27.826 \text{ kg/m}^3$.

Por otro lado, integrando valores de ADCP del crucero y calculando la distribución de vorticidad potencial para cada transecta, SS2018 concluyeron que la corriente profunda hacia el sur estaba restringida a una región cercano a al borde continental, y la presencia de la fosa de Chile-Perú jugaba un importante rol en la dinámica de este flujo. Para comparar nuestros resultados anteriores con los obtenidos usando un nivel de no movimiento similar al de SS2018, se calculó el transporte geostrófico para las 4 repeticiones de la línea P06 utilizando como nivel de no movimiento la superficie neutral de 27.826 kg/m^3 .

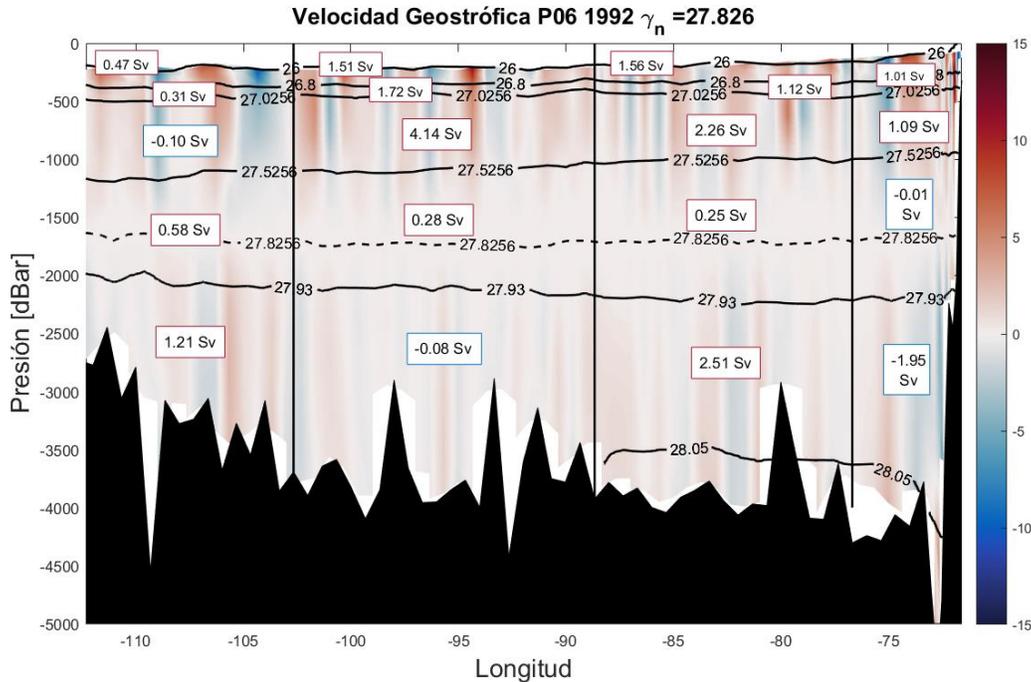


Figura 15.- Velocidad y transporte geostrófico a lo largo de la sección P06E para el año 1992 utilizando como nivel de no movimiento la superficie neutral 27.826 kg/m^3 demarcada por la línea punteada. Los colores indican la velocidad del flujo en cm/s , donde los valores negativos (positivos) significan un transporte hacia el sur (norte). Las secciones fueron divididas según la figura de Shaffer et. al (2004) para poder comparar el transporte geostrófico en secciones idénticas.

Al utilizar el nivel de referencia de $\gamma_n = 27.826 \text{ kg/m}^3$ la sección P06-1992 no muestra cambios significativos en el transporte al oeste de 89°W –en relación a los transportes estimados usando el nivel de no movimiento profundo presentado usado anteriormente–, si bien hay dos subregiones donde hay un transporte hacia el sur, este es de una magnitud menor o igual a 0.1 Sv por lo que si integramos zonalmente entre 89°W y 112°W , seguimos teniendo un transporte hacia el norte en la región ubicada al oeste de 89°W (Figura 15). Al este de 89°W se observan cambios significativos en comparación con el nivel de referencia usado anteriormente, En este caso se observa un transporte profundo bien definido hacia el norte, llegando a 2.51 Sv en la capa más profunda. La región más cercana a la costa mantiene un transporte superficial hacia el norte y un transporte profundo hacia el sur, aunque con una menor magnitud, sobre todo en la capa ubicada entre ~ 1200 y 2000 dbar .

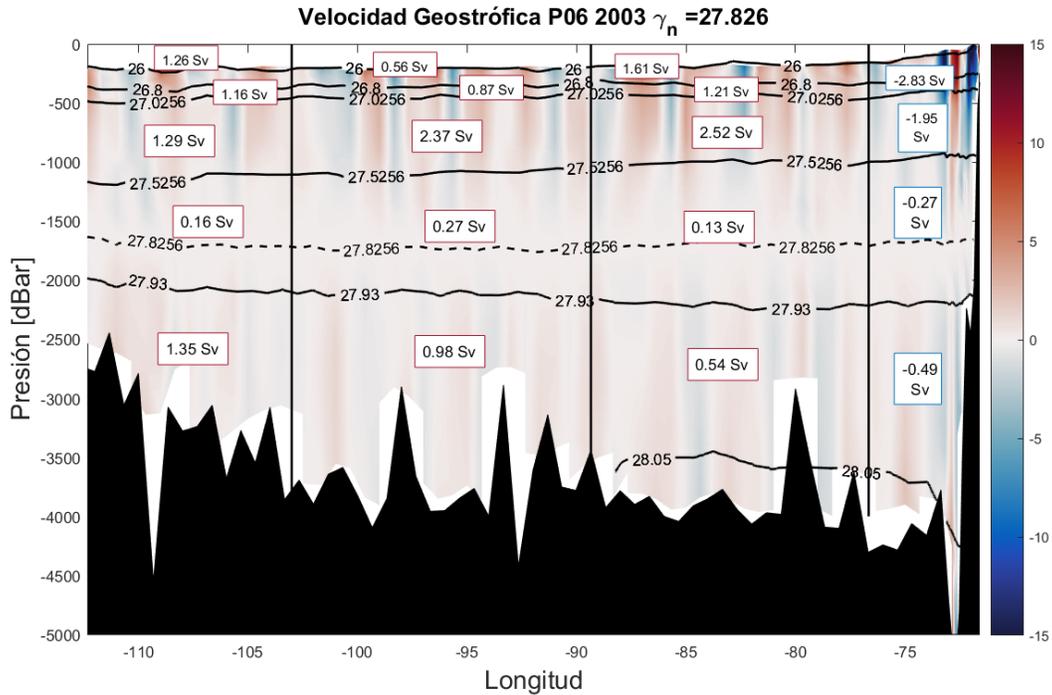


Figura 16.- Similar a Figura 15, pero para la transecta P06E 2003.

La Figura (16) muestra que en la ocupación de 2003, al igual que la sección de 1992, hay un transporte dominante hacia el norte al oeste de 77°W, aunque esta vez la región profunda entre 77°W y 89°W posee un transporte positivo de mucha menor intensidad en comparación con la ocupación de 1992 (este cambia de 2.51 Sv en 1992 a 0.54 Sv en 2003). Esto es evidente cuando se comparan las velocidades geostróficas directamente (representada por los colores en las Figuras 15 y 16) . La región al este de 77°W muestra transportes hacia el sur en la totalidad de su columna, siendo los valores más intensos en las capas superficiales, mientras que las capas profundas no superan los 0.5 Sv.

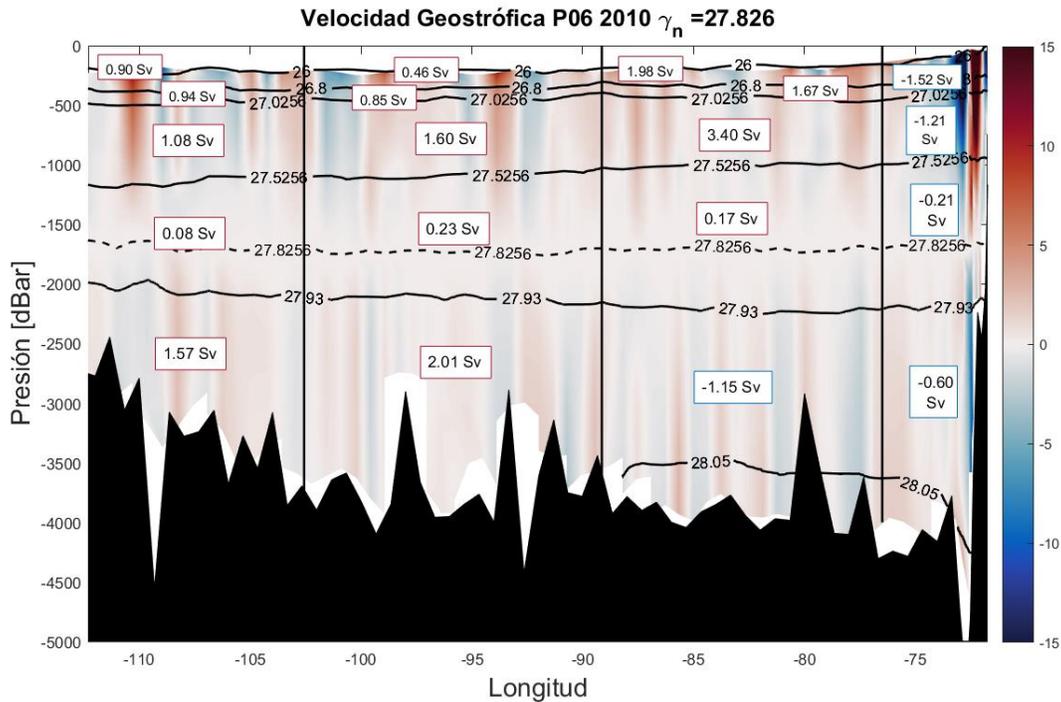


Figura 17.- 6: Similar a Figura 10, pero para la transecta P06E 2010.

Al este de 89°W la ocupación de 2010 (Figura 17) muestra una estructura similar a lo visto en la transecta de 2003 (compare Figuras 16 y 17), con transportes hacia el norte a lo largo de la columna de agua con un valor máximo que no supera los 2.5 Sv de magnitud. Entre 77°W y 89°W hay una gran diferencia, puesto que aparece un transporte profundo hacia el sur de 1.15 Sv que se puede asociar con las velocidades negativas que se observan al este de 82°W . La región cerca del continente vuelve a tener transportes hacia el sur en toda la extensión vertical, aunque con menor magnitud en superficie y levemente mayor magnitud en las capas profundas. Note que las grandes velocidades observadas sobre el talud sobre los 1500 db parecieran estar asociadas a un intenso remolino de mesoescala anticiclónico.

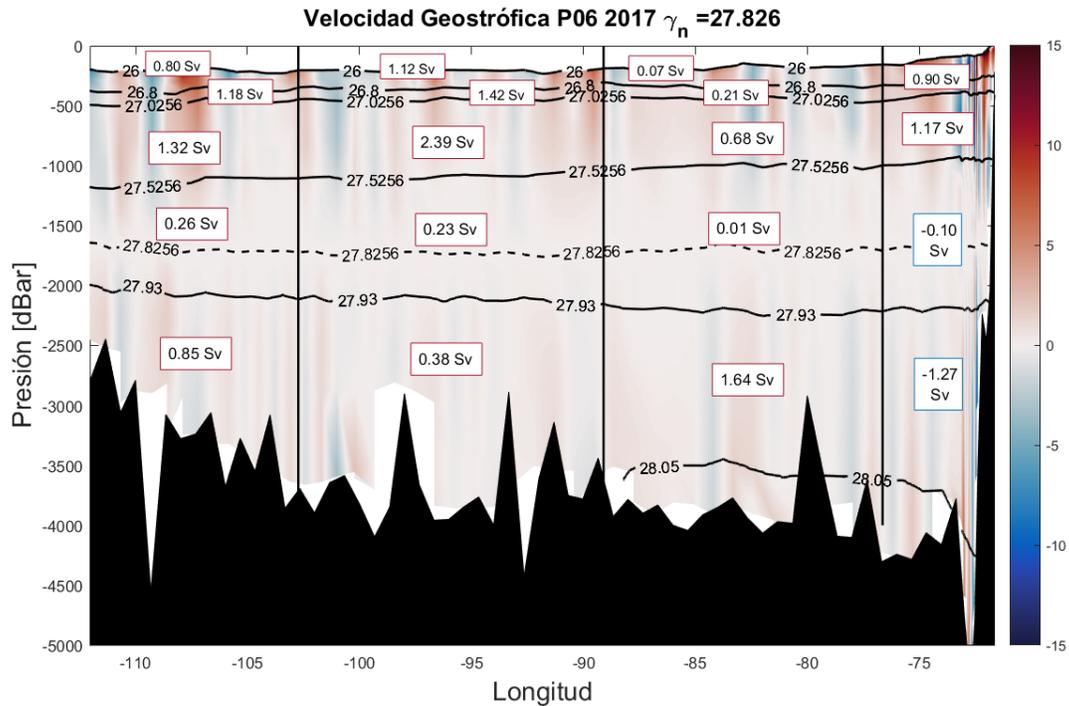


Figura 18.- Similar a Figura 10, pero para la transecta P06E 2017.

La repetición de 2017 (Figura 18) muestra, al igual que la repetición anterior de 2010, un transporte hacia el norte al oeste de 89°W. Mientras que entre 77°W y 89°W hay nuevamente un transporte profundo marcado hacia el norte de 1.64 Sv. La región más al este de la sección vuelve a tener transportes cercanos a los vistos para la repetición de 1992, con transportes superficiales hacia el norte y transportes profundos hacia el sur aunque la variabilidad de mesoescala está presente incluso bajo los 2000m.

Comparando los niveles de no movimiento definidos por S2004 (28.05) y SS2018 (27.826) para calcular el transporte profundo en las 4 repeticiones de la sección P06E se logra observar lo siguiente:

- Para el crucero del año 1992 el transporte profundo en la zona de la fosa de Atacama (sección más cercana a la costa) es casi idéntico para ambos niveles de no movimiento, con un transporte cercano a -1.9 Sv. Sin embargo, para el resto de las repeticiones existen diferencias de magnitud, aunque con ambos niveles de no movimiento sigue existiendo un transporte hacia el sur.
- Para el conjunto de estaciones ubicadas entre 74° - 89°W hay un transporte profundo hacia el norte considerando el NNM de SS2018, mientras que uno predominante hacia el sur para el NNM de S2004.

Esto concuerda con lo planteado por SS2018, quienes señalan que la corriente profunda de borde oriental frente a Chile central tiene una extensión hacia fuera de la costa mucho menor a la propuesta por S2004, alcanzando solo los 76°W y no 89°W propuesto en S2004. Sin embargo, la magnitud de este transporte hacia el sur no sería cercano a 6 Sv como proponen SS2018. Si redujésemos la extensión de la región más cercana a la costa, confinándola entre 74°W (cercano a la fosa) y el continente, el transporte profundo hacia el sur sería cercano a 4 Sv para la repetición 1992 y 2 ~ 3 Sv para el resto de las repeticiones (figuras no mostradas). Aun así, sigue siendo un transporte hacia el sur muy pequeño en comparación con los -6 Sv estimado por SS2018 usando un nivel de referencia de 1700 dbar.

5.5) Sensibilidad del transporte a diferentes niveles de no movimiento cercanos a 3500 dbar

En esta sección analizamos las variaciones del transporte entre la superficie neutral de 27.5256 kg/m³ y las que están indicadas en la Tabla 2 para la región ubicada al este de 89°W de la P06E. Cabe destacar que en todas las repeticiones se observa un transporte hacia el sur en esta región. A medida que va aumentando la presión (profundidad) de la superficie neutral utilizada como nivel de referencia hay un aumento gradual en la magnitud de los transportes profundos en las 4 repeticiones, esta variación es de +0.25 Sv en promedio por cada 0.001 kg/m³ que aumenta el nivel de no movimiento. Tabla 5: Transporte estimado en la sección P06 integrado verticalmente desde la superficie neutral 27.5256 kg/m³ (~1000 dbar) hasta la superficie de no movimiento indicado en la primera columna, considerando la región ubicada al este de 89°W. Se utilizaron niveles de no movimiento desde la superficie de 28.041 kg/m³ hasta 28.59 kg/m³ con un paso de 0.001 kg/m³. Todos los transportes son hacia el sur, por lo que se decidió obviar el signo negativo.

Superficie de No Movimiento	Presión Promedio [dbar]	Transporte 1992 [Sv]	Transporte 2003 [Sv]	Transporte 2010 [Sv]	Transporte 2017 [Sv]	Desviación Estándar [Sv]
28.041	3460	5.34	4.11	3.56	4.64	0.69
28.042	3480	5.67	4.24	3.81	4.90	0.70
28.043	3500	5.87	4.41	4.03	5.14	0.70

28.044	3520	6.11	4.57	4.29	5.38	0.71
28.045	3535	6.33	4.87	4.58	5.62	0.69
28.046	3550	6.57	4.97	4.93	5.87	0.68
28.047	3565	6.86	5.15	5.29	6.12	0.68
28.048	3580	7.09	5.35	5.66	6.41	0.69
28.049	3600	7.42	5.57	6.05	6.67	0.69
28.050	3620	7.38	5.74	6.37	6.96	0.74
28.051	3635	8.03	5.94	6.75	7.27	0.75
28.052	3650	8.39	6.24	7.01	7.58	0.78
28.053	3660	8.77	6.47	7.44	7.97	0.83
28.054	3675	9.19	6.80	7.81	8.15	0.85
28.055	3685	9.62	7.09	8.21	8.30	0.89
28.056	3700	10.06	7.39	8.61	8.44	0.94
28.057	3720	10.48	7.70	8.75	8.57	1.00
28.058	3735	10.89	8.04	9.27	8.71	1.05
28.059	3750	11.39	8.43	9.36	8.88	1.13

En particular, las repeticiones de 1992 y 2017 son las que muestran un mayor transporte cuando se utilizan las superficies de no movimiento de γ_n entre 28.041 kg/m³ y 28.055 kg/m³. Entre las superficies de γ_n de 28.056 kg/m³ y 28.059 kg/m³ la repetición de 2010 muestra un mayor transporte que la de 2017. Para todos los niveles de referencia la repetición de 2003 es la que posee un menor transporte profundo hacia el sur, teniendo una magnitud que es solo un ~75% del transporte estimado para la repetición de 1992.

Dado que los valores de transporte poseen ordenes de magnitud similares y un mismo sentido, la desviación estándar no supera el 20% de la magnitud en ninguna de las repeticiones. Entre los niveles de referencia 28.041 kg/m³ y 28.044 kg/m³ hay un aumento progresivo de la desviación estándar desde 0.69 Sv hasta 0.71 Sv. Para las superficies neutrales de 28.045 kg/m³ y 28.046 kg/m³ hay una disminución que alcanza los 0.69 y 0.68 Sv respectivamente, siendo este último el mínimo absoluto de desviación estándar. En los niveles de referencia 28.047 kg/m³, 28.048 kg/m³ y 28.049 kg/m³ hay un aumento de baja magnitud alcanzando valores de 0.68, 0.69 y 0.69 Sv respectivamente y desde 28.050 kg/m³ hay un salto en magnitud que alcanza los 0.74 Sv y que aumenta rápidamente hasta alcanzar 1.13 Sv en el nivel de no movimiento

28.059 kg/m³. La desviación estándar mínima para el nivel de no movimiento 28.046 representa un 10% del transporte para el año 1992 y un 13% para el año 2010.

Considerando el transporte entre la superficie neutral 27.5256 kg/m³ y las que están indicadas en la Tabla 3 para la región al oeste de 89°W, existe un transporte marcado hacia el norte para las repeticiones 1992 y 2017 y un transporte hacia el sur más débil para las repeticiones 2003 y 2010. A medida que va disminuyendo la profundidad de la superficie neutral utilizada como nivel de referencia hay un aumento gradual hacia el norte en la magnitud del transporte profundo calculado para los 4 años, esta variación es de +0.1 Sv en promedio por cada 0.001 kg/m³ que aumenta el nivel de no movimiento, excepto para el año 2003 donde la variación es más cercana a 0.2 Sv.

Tabla 6: Transporte estimado en la sección P06 integrado verticalmente desde la superficie neutral 27.5256 kg/m³ (~1000 dbar) hasta la superficie de no movimiento indicado en la primera columna, considerando la región ubicada al oeste de 89°W. Se utilizaron niveles de no movimiento desde la superficie de 28.041 kg/m³ hasta 28.59 kg/m³ con un paso de 0.001 kg/m³.

Superficie de No Movimiento	Profundidad Promedio [m]	Transporte 1992 [Sv]	Transporte 2003 [Sv]	Transporte 2010 [Sv]	Transporte 2017 [Sv]	Desviación Estándar [Sv]
28.041	3460	3.20	-1.84	-2.83	8.41	4.48
28.042	3480	3.33	-1.84	-2.94	8.51	4.56
28.043	3500	3.42	-1.82	-2.93	8.62	4.60
28.044	3520	3.48	-1.74	-2.92	8.74	4.63
28.045	3535	3.53	-1.59	-2.86	8.89	4.65
28.046	3550	3.59	-1.38	-2.80	9.08	4.66
28.047	3565	3.71	-1.04	-2.73	9.21	4.64
28.048	3580	3.81	-0.54	-2.66	9.28	4.57
28.049	3600	4.03	0.06	-2.59	9.35	4.50
28.050	3620	4.39	0.33	-2.45	9.43	4.47
28.051	3635	4.73	0.59	-2.30	9.50	4.45
28.052	3650	4.88	0.82	-2.25	9.58	4.44
28.053	3660	4.97	1.02	-2.21	9.65	4.43
28.054	3675	5.06	1.22	-2.16	9.72	4.43
28.055	3685	5.13	1.43	-2.12	9.80	4.42

28.056	3700	5.18	1.63	-2.08	9.87	4.41
28.057	3720	5.12	1.83	-2.03	9.95	4.40
28.058	3735	5.21	2.03	-1.99	10.02	4.33
28.059	3750	5.30	2.24	-1.94	10.10	4.39

En este caso, las repeticiones de 1992 y 2017 son las que presentan mayores transportes para todas las superficies de no movimiento consideradas en la Tabla 3, siendo la magnitud del transporte de 2017 el doble de lo calculado para 1992. Entre los niveles de referencia de $\gamma_n = 28.041 \text{ kg/m}^3$ y $\gamma_n = 28.048 \text{ kg/m}^3$ se observa un transporte hacia el sur menor a 2 Sv, pero desde la superficie neutral de 28.049 comienza un transporte pequeño hacia el norte de 0.06 Sv, pero que alcanza los 2.24 Sv cuando usamos como NNM la superficie neutral más profunda considerada aquí, $\gamma_n = 28.059 \text{ kg/m}^3$. Por otro lado, la repetición del año 2010 posee transportes hacia el sur de baja magnitud (considerando los diferentes niveles de no movimiento comparados), aunque con una magnitud menor a 3 Sv y que presenta una variación de +0.89 Sv desde la superficie neutral de 28.041 kg/m^3 hasta 28.059 kg/m^3 .

Es importante destacar que en este caso los valores de transporte poseen ordenes de magnitud distintos entre cada repetición, además de tener diferentes sentidos de flujo (sumado al hecho de que existe una inversión del transporte en la repetición del año 2003), por tanto, la desviación estándar posee valores cercanos a 4 Sv y que corresponde al doble de la magnitud del transporte observado en las repeticiones de los años 2003 y 2010. Si bien existen superficies de no movimiento donde aumenta o disminuye la variabilidad (desviación estándar) entre las repeticiones los cambios son muy pequeños en comparación con la magnitud de esta. La menor desviación estándar para estos transportes es de 4.33 Sv utilizando como nivel de referencia la superficie neutral de 28.058 kg/m^3 . Cabe destacar que la desviación estándar máxima asociada a los transportes profundos al oeste de 89°W coincide con la desviación estándar mínima para los transportes profundos al este de 89°W (28.046 kg/m^3), donde su diferencia es de 0.33 Sv, menor a un 10% de 4 Sv.

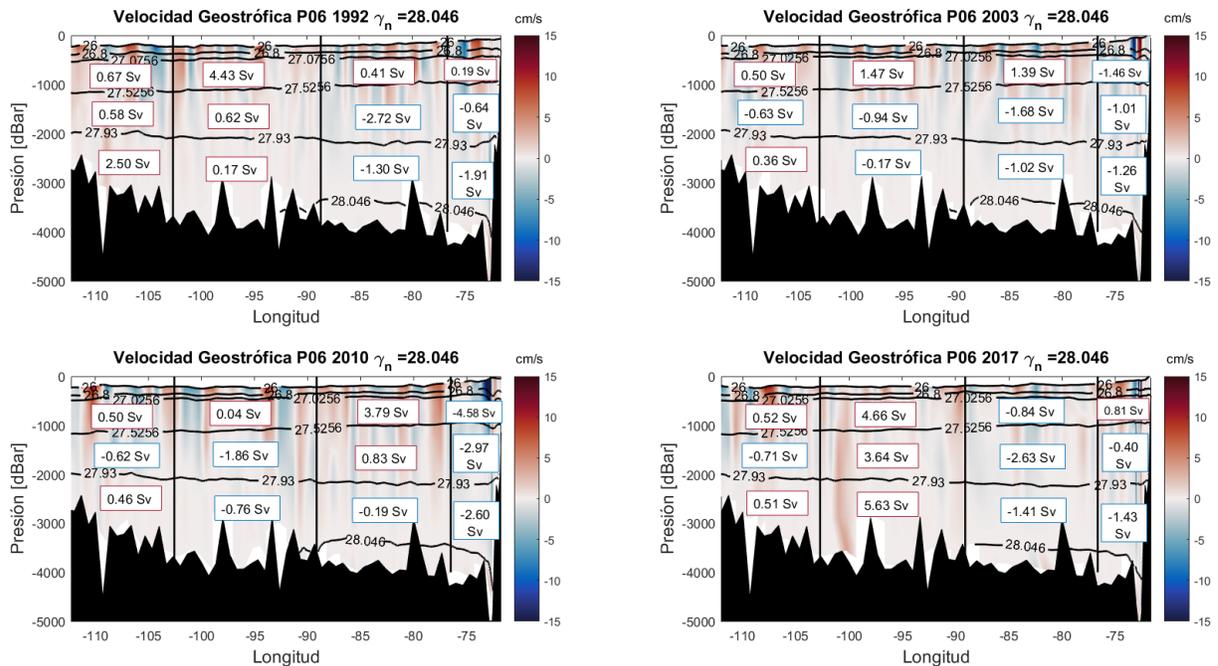


Figura 18.- Velocidad y Transporte Geostrofico a lo largo de la sección P06E para los años 1992, 2003, 2010 y 2010 estimados utilizando los siguientes niveles de no movimiento: Para la sección entre la costa y 72.5°W se usó las alturas estéricas para calcular la velocidad, entre 72.5°W y los 89°W se usó la superficie neutral 28.046, al oeste de esta longitud se usó el fondo. Los colores indican la velocidad del flujo en [cm/s], donde los valores negativos (positivos) indican un transporte hacia el sur (norte). Las secciones fueron divididas según la figura de Shaffer et. Al (2004) para poder comparar el transporte geostrofico en secciones similares.

Utilizando como nivel de no movimiento la superficie neutral 27.046 kg/m^3 , es decir la que posee una menor variabilidad asociada al transporte profundo de borde oriental entre las 4 repeticiones, se obtiene una distribución de transporte similar al que se calculó utilizando 27.05 kg/m^3 como superficie de referencia (Figura 18). Las diferencias que se aprecian es que al este de 89°W y bajo la superficie 27.0256 kg/m^3 ($\sim 500 \text{ m}$ de profundidad) el transporte es más intenso hacia el sur mientras que al oeste de 89°W el transporte es más intenso hacia el norte.

5.6) Sensibilidad del transporte usando un nivel de no movimiento cercano a 1700 dbar

En esta sección, al igual que en la sección anterior (5.6) se analizan los cambios en el transporte asociados a diferentes niveles de no movimientos cercanos a 1700 dbar y cómo cambia la variabilidad (desviación estándar) entre las diferentes repeticiones. Cabe recordar que se eligió este nivel de referencia ya que es similar al usado en SS2018. Se analizaron los cambios en el transporte en cada repetición usando niveles de no movimiento en el rango entre 1538 dbar y 1842 dbar entre las superficies neutrales de 27.5256 kg/m³ y 28.046 kg/m³ para la región ubicada al este de 89°W. Cabe notar que existe un transporte profundo débil hacia el sur en todas las repeticiones a excepción del año 2010. A medida que va disminuyendo la profundidad de la superficie neutral utilizada como nivel de referencia hay un aumento gradual hacia el norte en la magnitud del transporte profundo calculado para las 4 repeticiones, generando una inversión en el sentido del transporte para los años 1992, 2003 y 2017 en las superficies de no movimiento 27.805, 27.840 y 27.830 respectivamente.

Tabla 7: Transporte estimado en la sección P06 integrado verticalmente desde la superficie neutral 27.5256 kg/m³ (~1000 dbar) hasta la superficie de no movimiento 28.046 kg/m³, considerando la región ubicada al este de 89°W. Se utilizaron niveles de no movimiento desde la superficie de 27.780 kg/m³ hasta 27.870 kg/m³ con un paso de 0.001 kg/m³.

Superficie de No Movimiento	Profundidad Promedio [m]	Transporte 1992 [Sv]	Transporte 2003 [Sv]	Transporte 2010 [Sv]	Transporte 2017 [Sv]	Desviación Estándar [Sv]
27.780	1538	-0.54	-0.56	-2.64	-0.56	0.90
27.785	1553	-0.43	-0.51	-2.58	-0.50	0.91
27.790	1567	-0.31	-0.46	-2.51	-0.44	0.91
27.800	1598	-0.06	-0.36	-2.38	-0.33	0.92
27.805	1614	0.06	-0.30	-2.31	-0.27	0.93
27.810	1630	0.19	-0.25	-2.23	-0.20	0.94
27.815	1646	0.31	-0.21	-2.14	-0.14	0.94
27.820	1663	0.43	-0.17	-2.04	-0.07	0.94
27.825	1680	0.56	-0.12	-1.94	-0.02	0.94
27.830	1697	0.69	-0.10	-1.83	0.04	0.93
27.835	1713	0.80	-0.05	-1.71	0.10	0.92
27.840	1730	0.91	0.00	-1.60	0.16	0.91

27.845	1748	1.01	0.05	-1.48	0.21	0.90
27.850	1768	1.10	0.10	-1.35	0.26	0.88
27.855	1786	1.19	0.15	-1.23	0.33	0.86
27.860	1804	1.26	0.20	-1.10	0.39	0.84
27.865	1823	1.33	0.26	-0.98	1.32	0.82
27.870	1842	1.40	0.32	-0.88	0.50	0.81

La repetición que posee el transporte de mayor magnitud es la del año 2010 entre los niveles de no movimiento 27.780 kg/m³ y 27.850 kg/m³, mientras que entre 27.850 kg/m³ y 27.870 kg/m³ la repetición de mayor transporte es la del año 1992, aunque con un máximo de 1.4 Sv con la superficie de referencia de 27.870 kg/m³.

Dado que los valores de transporte de las repeticiones de los años 1992, 2003 y 2017 poseen ordenes de magnitud similares, la desviación estándar posee valores que no superan 1 Sv. Sin embargo, la variabilidad sigue teniendo valores muy altos en comparación a la magnitud total del transporte. Las desviaciones estándar asociado a estos niveles de no movimiento es cercana a 0.9 Sv mientras que el mayor transporte (en magnitud) de esta zona es de -2.64 el año 2010 para la superficie de referencia de 27.780 kg/m³, lo que significa que la desviación estándar representa un 34% del transporte máximo. Además, la variabilidad es mayor que el transporte de las repeticiones de 2003 y 2017 para todos los niveles de no movimiento.

Considerando el transporte estimado cuando se utiliza un nivel de no movimiento en el rango de 1538 - 1842 dbar entre la superficie neutral 27.5256 kg/m³ y 28.046 kg/m³ para la región al oeste de 89°W, existe un transporte hacia el norte para todas las repeticiones. A medida que va disminuyendo la profundidad de la superficie neutral utilizada como nivel de referencia hay una disminución en la magnitud del transporte profundo calculado para los 4 años, con una tasa de ~0.05 para las repeticiones 1992 y 2017; y ~ 0.1 Sv para las repeticiones 2003 y 2010 por cada 0.005 kg/m³ que aumenta el nivel de no movimiento.

Tabla 8: Transporte estimado en la sección P06 integrado verticalmente desde la superficie neutral 27.5256 kg/m³ (~1000 dbar) hasta la superficie de no movimiento 28.046 kg/m³,

considerando la región ubicada al oeste de 89°W. Se utilizaron niveles de no movimiento desde la superficie de 27.780 kg/m³ hasta 27.870 kg/m³ con un paso de 0.001 kg/m³.

Superficie de No Movimiento	Profundidad Promedio [m]	Transporte 1992 [Sv]	Transporte 2003 [Sv]	Transporte 2010 [Sv]	Transporte 2017 [Sv]	Desviación Estándar [Sv]
27.780	1538	2.22	3.17	4.82	1.82	1.15
27.785	1553	2.22	3.19	4.79	1.84	1.14
27.790	1567	2.23	3.20	4.75	1.86	1.11
27.800	1598	2.22	3.19	4.63	1.87	1.06
27.805	1614	2.21	3.17	4.56	1.87	1.04
27.810	1630	2.20	3.15	4.49	1.86	1.01
27.815	1646	2.19	3.13	4.40	1.83	0.99
27.820	1663	2.17	3.07	4.29	1.81	0.95
27.825	1680	2.14	3.01	4.21	1.78	0.93
27.830	1697	2.09	2.94	4.09	1.75	0.90
27.835	1713	2.04	2.86	3.96	1.76	0.86
27.840	1730	1.99	2.77	3.83	1.68	0.83
27.845	1748	1.93	2.67	3.69	1.64	0.79
27.850	1768	1.86	2.57	3.54	1.58	0.75
27.855	1786	1.79	2.46	3.38	1.51	0.72
27.860	1804	1.70	2.35	3.22	1.42	0.69
27.865	1823	1.59	2.23	3.07	1.32	0.67
27.870	1842	1.48	2.09	2.93	1.22	0.65

La repetición que muestra el transporte con mayor magnitud es la del año 2010 para todos los niveles de no movimiento, seguida de los años 2003, 1992 y 2010. El transporte máximo se encuentra usando la superficie de referencia más somera ubicada a 1538 dbar, donde las repeticiones 1992 y 2017 tienen valores cercanos a 2 Sv, la repetición de 2003 muestra un transporte de 3 Sv y la repetición de 2010 de 5 Sv.

A medida que va aumentando la profundidad de referencia va disminuyendo la variabilidad, puesto que existe una convergencia entre las magnitudes de los distintos transportes alcanzando los 0.65 Sv de desviación estándar utilizando la superficie neutral 27.870 como nivel de no movimiento, este valor representa un 22% de la magnitud asociada al transporte en la repetición de 2010 y un 53% de la repetición de 2017.

Las altas desviaciones estándar en comparación a la magnitud de las repeticiones muestran que la variabilidad en este rango de niveles de no movimiento es mucho más grande en comparación al nivel de no movimiento de 28.046 considerando la corriente profunda de borde oriental estimada al este de 89°W y bajo los 1000 dbar.

6) Discusión

6.1) Variabilidad en el Transporte

6.1.1) Variabilidad de las corrientes profundas de borde oriental

Analizar las secciones hidrográficas como la P06 muchas veces presupone un estado de equilibrio estacionario donde la repetición es representativa del valor promedio de la transecta en cada estación. En nuestro caso integrar las 4 repeticiones tomadas hasta la fecha si bien nos permite hacer análisis para minimizar la variabilidad, la muestra no sigue siendo lo suficientemente grande para filtrar turbulencia de gran escala que altera las propiedades termodinámicas y cinéticas del estado promedio de las estaciones utilizadas. Yang et. al (2020), continuando el trabajo sobre corrientes profundas de borde oriental (DEBC) comenzado en Yang et. al (2019), encuentra una variabilidad temporal fuerte en este tipo de corrientes, la cual puede enmascarar la presencia de una corriente profunda hacia el polo en su climatología. Esto significa que bajo mediciones esporádicas (como las que utilizamos en este trabajo) existe la posibilidad de encontrar inversiones en el sentido de la DEBC. Si bien esta inversión parece no afectar nuestros resultados en el transporte profundo al este de 89°W utilizando el nivel de no movimiento la superficie neutral 28.046, si puede explicar la disminución en magnitud entre los años 2003 y 2010 (~ 5 Sv) con respecto a los años 1992 y 2017 (~ 6 Sv). En estos mismos trabajos se menciona la importancia que tiene el transporte turbulento de temperatura en las capas profundas, término que domina por sobre la contribución de vorticidad en las DEBC.

6.1.2) Variabilidad de mesoescala

Otro factor a considerar es la presencia del talud continental en la región más al este de nuestra región de estudio. Aquí la corriente se ve afectada por la interacción con topografía y ondas internas (Xie et. al, 2018), intensificación del viento (Varela et. al, 2018) y ondas atrapadas en la costa (Rydbeck et. al, 2019). Asimismo, la presencia de remolinos de mesoescala afectan la mezcla turbulenta a gran escala en todo nuestro dominio y por tanto afectan las propiedades hidrográficas que permiten calcular la velocidad geostrófica en la transecta. Keppler et. al. (2019) utilizando análisis de compuestos en los remolinos detectados en el Pacífico Sur entre Australia y 170°W pudieron ver que las perturbaciones en temperatura y salinidad podían alcanzar los

1000 m de profundidad, afectando nuestra estimación de velocidad geostrófica para nuestras 3 capas más superficiales. Este mismo trabajo menciona que el transporte de un remolino en los primeros 1000 m es del orden de 8 – 12 Sv, correspondiente al transporte promedio de una corriente regional. Si bien el estudiar la variabilidad de mesoescala de las corrientes geostróficas utilizando la línea P06 se escapa de nuestros objetivos de estudio, es importante considerar que existe un margen de error mayor en las capas superficiales y más aún en la sección más cercana al talud continental en toda su profundidad.

6.1.3) Variabilidad entre niveles de no movimiento

Con respecto a la variabilidad entre las repeticiones mostradas en las Tablas 5 – 8 es notorio que el transporte que presenta menor variación año a año es el transporte profundo al este de 89°W utilizando niveles de no movimiento cercanos a 3600 m de profundidad, en particular la superficie neutral de 28.046 que entrega una desviación estándar de un 10% del transporte visto para cada repetición. Por otro lado, el transporte al oeste de 89°W utilizando el mismo nivel de no movimiento entrega una variabilidad mucho mayor (~4.5 Sv de magnitud), lo cual se puede relacionar con la profundidad del suelo marino menor en comparación al lado este, haciendo más marcadas las variaciones en la corriente. La variación en el transporte para los niveles cercanos a 1700 m de profundidad es similar en magnitud a la vista en la Tabla 5, sin embargo, las magnitudes de los transportes son apenas 3 veces su desviación estándar, por lo que no tiene tanta significancia estadística.

6.2) Transportes y Niveles de no movimiento

Para facilitar la discusión en torno a transportes calculados sobre el pacífico suroriental, la Tabla 9 entregará un resumen de los trabajos discutidos en las secciones **1.2** y **1.3**. Hay una gran diferencia en los niveles de no movimiento empleados por W2001 y S004, cerca de 700 m de distancia entre las superficies utilizadas, aun así, existe una similitud en la magnitud del transporte profundo de borde oriental para la repetición 1992, con 10 Sv transportados hacia el polo localizados al este de 89°W. Hay un mayor transporte hacia el norte en W2001 al oeste de 89°W dado que este trabajo considera la zona más cercana a Australia de la línea P06.

Tabla 9: Tabla resumen de los datos, metodología y resultados obtenido en los estudios de circulación mencionados en las secciones 1.2 y 1.3. Los autores que llevan un asterisco indican que su estudio consideró la región P06 en su totalidad y no especificó la corriente profunda de borde oriental en la que nos estamos enfocando. Los trabajos de S2018 y HT2016 no especifican la presencia de un transporte profundo hacia el norte, sin embargo, este último menciona la presencia de un transporte hacia el norte en la capa superficial y de fondo.

Autor	Datos	Metodología para calcular la velocidad	Nivel de No movimiento	Transporte profundo hacia el norte	Transporte profundo hacia el sur
W2001	- Sección Hidrográfica P06 1992 - Correntómetros - Flotadores	Modelo lineal inverso	$P = 3000$ dbar	$5 \sim 7$ Sv	10 Sv
G2003*	- Datos Hidrográficos WOCE 1985 – 1996 - Java Australian Dynamic Experiment	Inverse box model global	$\gamma_n = 28.11$ kg/m^3	7 ± 2 Sv	9 ± 3 Sv
S2004	- Sección Hidrográfica P06 1992 - Correntómetros	Velocidad geostrofica	$\sigma_4 = 45.83$ kg/m^3	$3 \sim 4$ Sv	~ 9.5 Sv
HT2016*	- Secciones Hidrográficas P06 e I05 2003 y 2009 - Lowered ADCP - Campos de Vientos NCEP	Inverse Box model de los Océanos Pacífico e Indico	$\gamma_n = 28.11$ kg/m^3	\sim	2003: 13 ± 3.6 Sv 2010: 12 ± 3.5 Sv
SS2018	- Secciones Hidrográficas P06, P17, P18, P19 y P21 para todos sus años. - Lowered ADCP	Mediciones de Corriente con ADCP	$P = 1700$ dbar	\sim	6 Sv

Tabla 10: Tabla resumen de los datos, metodología y resultados obtenidos en el presente trabajo. PT es una abreviación de “Presente Trabajo” donde PT1 corresponde a nuestra recreación del cálculo realizado por S2004, PT2 nuestra recreación de SS2018 y PT3 nuestro resultado a partir del nivel de no movimiento que presenta una menor varianza.

Autor	Datos	Metodología para calcular la velocidad	Nivel de No movimiento	Transporte profundo al oeste de 89°W	Transporte profundo al este de 89°W
PT1	- Sección Hidrográfica P06	Velocidad Geostrófica	$\gamma = 28.050 \text{ kg/m}^3$	$\sim 3 \pm 4.47 \text{ Sv}$	$-6 \sim -7 \pm 0.74 \text{ Sv}$
PT2	- Sección Hidrográfica P06	Velocidad Geostrófica	$\gamma = 27.826 \text{ kg/m}^3$	$2 \sim 4 \pm 0.93 \text{ Sv}$	$-2 \sim 0 \pm 0.94 \text{ Sv}$
PT3	- Sección Hidrográfica P06	Velocidad Geostrófica	$\gamma = 28.046 \text{ kg/m}^3$	$-2 \sim 9 \pm 4.67 \text{ Sv}$	$-5 \sim -6 \pm 0.68 \text{ Sv}$

Tanto G2003 como HT2016 utilizaron un mismo nivel de no movimiento y el mismo modelo inverso, lo cual resulta en transportes hacia el sur de 9, 13 y 12 Sv para los años 1992, 2003 y 2010 considerando el dominio completo de la transecta P06. Todas son magnitudes cercanas a 10 Sv y poseen una variabilidad de 3 Sv, lo que demuestra una consistencia en el transporte profundo hacia el polo utilizando metodologías similares.

Para PT1 utilizando la superficie neutral 28.050 como nivel de referencia obtenemos un transporte hacia el sur cerca de 2 Sv menos en magnitud en comparación con S2004, recordando que este solamente calcula el transporte para la repetición 1992. Nuestro transporte calculado mantiene un flujo hacia el sur constante al este de 89°W para las 4 repeticiones de la transecta P06, pero tiene una mayor variabilidad al oeste de esta longitud, logrando un valor promedio cercano a 3 Sv (similar a lo calculado por S2004) aunque con una desviación estándar de 4.6 Sv, lo cual significa una gran variabilidad que significa la inversión de transportes en los años 2003 y 2017.

Con PT2 no se pudo recrear lo calculado por SS2018, puesto que nuestro transporte obtenido es del orden de $0 \sim 2$ Sv mientras que SS2018 obtuvo 6 Sv. Sin embargo, cabe destacar que metodológicamente SS2018 decidió no dividir la transecta en secciones a partir de superficies neutrales para calcular el transporte acumulado, sino que integró el zonalmente el transporte bajo los 1000 m desde la costa hacia el oeste, lo cual le permitió observar donde era máximo el transporte hacia el polo.

Utilizando como nivel de no movimiento la superficie neutral 28.046, asociada a la menor variabilidad de transporte entre las 4 repeticiones de la línea P06, obtenemos un transporte profundo al este de 89°W de 6.57, 4.97, 4.93 y 5.87 Sv para los años 1992, 2003, 2010 y 2017 respectivamente. Estos transportes del orden de $5 \sim 6 \pm 0.68$ Sv son similares en magnitud a los obtenidos por SS2018, aunque con una mayor extensión longitudinal (desde 89°W hasta el continente sudamericano) similar a lo obtenido por S2004. Si bien utilizamos niveles de no movimiento muy distantes entre sí seguimos encontrando un transporte predominante hacia el sur, transportando agua profunda del pacífico norte hacia los polos.

El reciente estudio de Arumí-Planas et. al (2022) describe la variabilidad asociada al transporte en el Pacífico Sur (alrededor de 32°S) utilizando inverse box models. De estos obtiene un transporte profundo en la región oriental de -6.9 ± 4.9 Sv el 1992, -5.3 ± 5.5 Sv el 2003, -9.3 ± 5.0 Sv el 2010 y -8.5 ± 6.8 Sv el 2017. Todos son consistentes con nuestro orden de magnitud de $5 \sim 6$ Sv, aunque aquel trabajo muestra un mayor margen de error para todos los años (propio de las restricciones impuestas en el modelo inverso) y la repetición 2010 tiene el mayor transporte de todos.

6.3) Propiedades y Distribución de las Masas de Agua Profunda

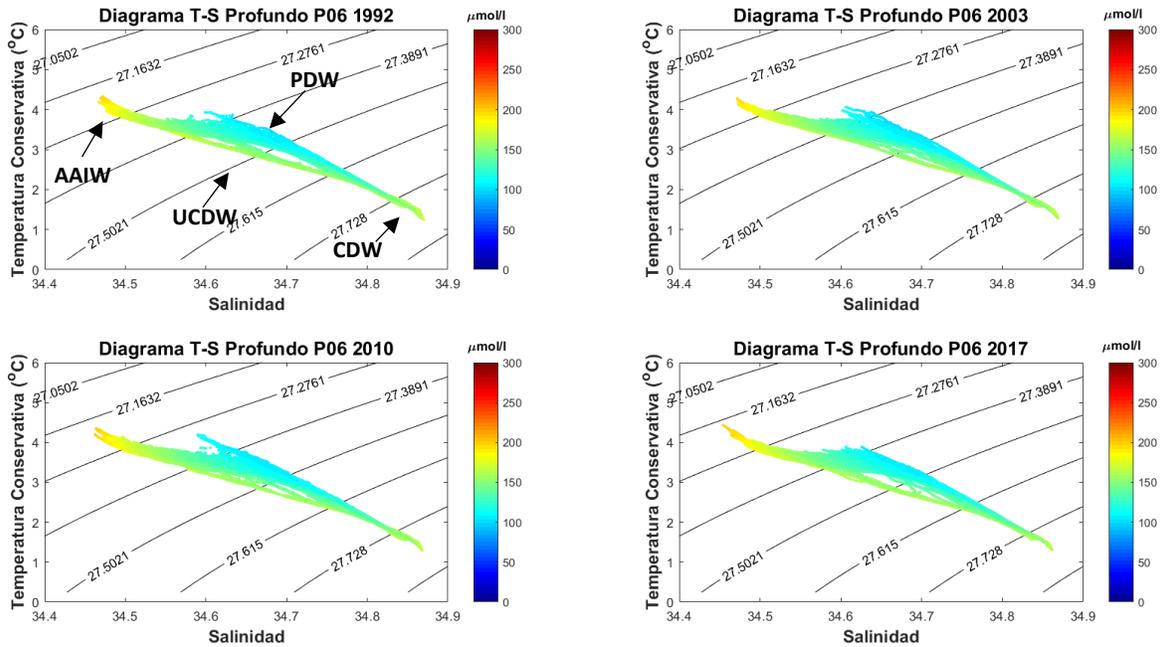


Figura 20.- Diagramas T-S para las 4 repeticiones de la transecta P06 considerando los valores bajo 1000 m de profundidad. Se utilizaron las variables de Temperatura Conservativa (eje y) y Salinidad Absoluta (eje x). Las isolíneas de fondo corresponden a la densidad potencial mientras que los colores de cada punto indican la concentración de oxígeno disuelto en cada muestra. Las masas de agua presentes son: Agua Intermedia Antártica (AAIW), Agua Circumpolar Profunda Superior (UCDW), Agua Profunda del Pacífico Norte (NPDW) y Agua Circumpolar Profunda Inferior

Se pueden apreciar fácilmente las distintas masas de agua presentes en la Figura 20, principalmente a través de sus concentraciones de oxígeno y temperatura. Aquí, el AAIW corresponde a la capa más somera (con respecto a 1000 m) y logra penetrar hasta cerca de 1400 m de profundidad. La NPDW pacífico es levemente más cálida (y por ende más somera) en comparación a la UCDW, además que esta última posee mayores concentraciones de oxígeno. La CDW Posee niveles similares de oxígeno a la UCDW, aunque encontrada a una mayor profundidad y alcanzando los niveles más altos de salinidad del diagrama.

Comparando la Figura 20 con lo visto en W2001 corroboramos que el núcleo de AAIW más puro coincide con la superficie neutral 27.25, con una profundidad promedio de 1000 m. Además, se menciona que bajo la zona de ventilación local (~1200 m) las propiedades están determinadas por la circulación de aguas circumpolares y PDW, donde en la sección más al este se caracteriza por una lengua de bajo oxígeno centrada en 1500 m de profundidad (cercano a 3°C). W2001 menciona que alrededor de 2600 m de profundidad (1.6°C) se encuentra la PDW más pura, lo cual no se aprecia a simple vista a partir del diagrama T-S pero si es congruente con la zona de mayor transporte hacia el sur.

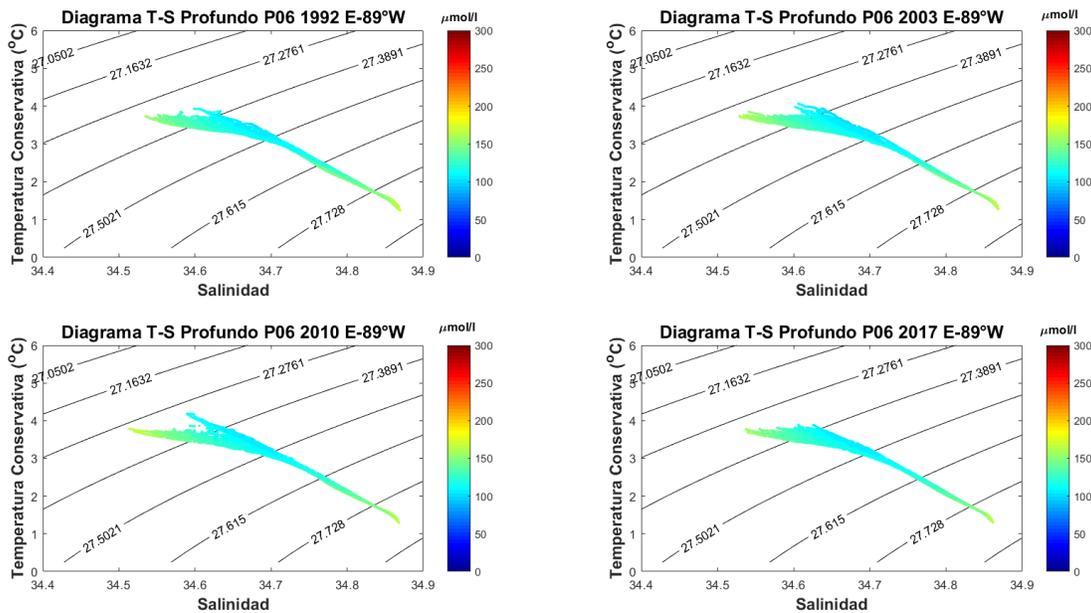


Figura 21.- Diagramas T-S para las 4 repeticiones de la transecta P06 considerando los valores bajo 1000 m de profundidad al este de 89°W. Se utilizaron las variables de Temperatura Conservativa (eje y) y Salinidad Absoluta (eje x). Las isólineas de fondo corresponden a la densidad potencial mientras que los colores de cada punto indican la concentración de oxígeno disuelto en cada muestra.

Para todas las repeticiones del diagrama T-S profundo al este de 89°W (Figura 21) no hay presencia de AAIW ni de UCDW, masas de agua provenientes del sur que estarían asociadas a un transporte hacia el norte. La principal masa de agua presente aquí es la PDW, lo cual da sentido al transporte hacia el sur visto para esta región. Se mantiene

la presencia de CDW asociada al transporte de fondo bajo la PDW, por lo que sigue existiendo un transporte profundo hacia el norte en esta zona, aunque mucho menor en magnitud.

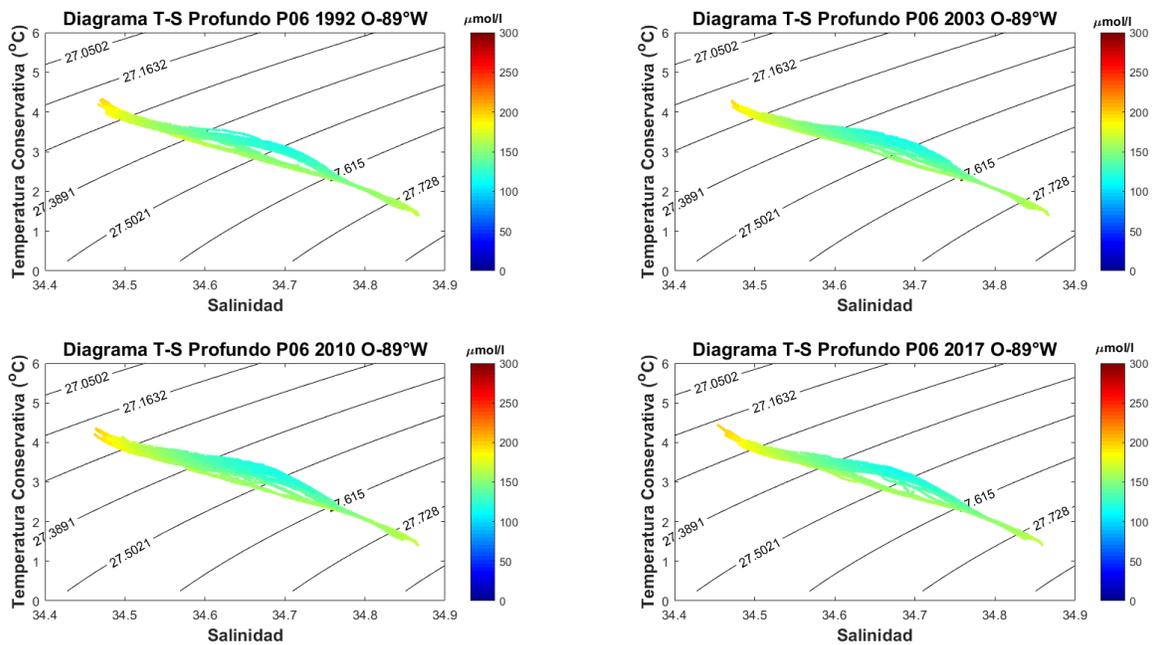


Figura 22.- Diagramas T-S para las 4 repeticiones de la transecta P06 considerando los valores bajo 1000 m de profundidad al oeste de 89°W. Se utilizaron las variables de Temperatura Conservativa (eje y) y Salinidad Absoluta (eje x). Las isolíneas de fondo corresponden a la densidad potencial mientras que los colores de cada punto indican la concentración de oxígeno disuelto en cada muestra.

Para todas las repeticiones del diagrama T-S profundo al oeste de 89°W (Figura 22) volvemos a ver AAIW y UCDW, lo que representa un transporte hacia el norte con un núcleo cerca de 1000 m y 2700 m respectivamente. Se mantiene la presencia de PDW, aunque con una menor concentración en comparación al lado este. Bajo los 2000 m (2°C) domina la presencia de CDW, caracterizada por su transporte profundo hacia el norte, descrito por primera vez por Warren (1973).

Los años 2003 y 2010 se observa una mayor extensión de PDW con respecto a los años 1992 y 2017. Esto se aprecia gracias a la brecha existente en el diagrama T-S entre la masa de agua baja en oxígeno (tono celeste) en comparación al agua con concentraciones medias de oxígeno (tono verde). Esto puede estar relacionado a la variación del transporte profundo al oeste de 89°W, puesto que los años donde el

transporte es levemente hacia el sur con una magnitud ~ 2 Sv coinciden con los años de mayor concentración de PDW proveniente del pacífico norte.

7) Conclusiones

Utilizando niveles de no movimiento entre 3460 y 3750 m existe una corriente profunda hacia el polo presente en todas las repeticiones, localizada bajo ~ 1000 m de profundidad entre 89°W y la costa sudamericana. Por tanto, corroboramos nuestras hipótesis que existe un transporte predominante hacia el sur cerca del continente sudamericano consistente con la corriente profunda hacia el sur discutida por los autores vistos en la sección **6.2**. Además, el flujo posee un patrón robusto para los distintos niveles de no movimiento, donde se mantiene un transporte hacia el sur para las 4 repeticiones, aunque con una mayor intensidad a medida que va disminuyendo la profundidad del nivel de referencia.

Este flujo transporta de manera constante Agua Profunda del Pacífico proveniente de la cuenca del Pacífico Norte con bajas concentraciones de oxígeno disuelto, esto indica que es una masa de agua antigua que no ha podido ser ventilada en la superficie. De esta manera, se transporta agua hacia el polo que será reintegrada en la corriente circumpolar profunda. Al oeste de este flujo, el transporte no mantiene una misma dirección, siendo hacia el norte para las repeticiones 1992 y 2017 y hacia el sur (aunque de menor magnitud) los años 2003 y 2010. Esto se puede deber a la mayor presencia de PDW vista durante estos años, lo cual justificaría un mayor transporte masas de agua hacia el sur. Sin embargo, se desconoce mucho todavía sobre los ciclos de renovación de PDW para sustentar esta hipótesis.

Minimizando la variabilidad de esta corriente entre las 4 transectas de la línea P06 se obtiene que el nivel de no movimiento óptimo es a lo largo de la superficie neutral 28.046 kg/m^3 , resultando un transporte de 6.57, 4.97, 4.93 y 5.87 Sv para las repeticiones 1992, 2003, 2010 y 2017 respectivamente, con una desviación estándar de ± 0.68 Sv. Para los niveles de no movimiento cercanos a 1700 m de profundidad, la magnitud de la desviación estándar es muy cercana a la magnitud de los transportes, por lo que tiene mayor porcentaje de error para las repeticiones.

En todos los trabajos mencionados anteriormente (exceptuando SS2018) no se contaba con la cantidad de repeticiones de la transecta P06 que trabajamos actualmente, lo cual dificulta ver la aparición de patrones comunes en los flujos profundos presentes en la zona. Esperamos que, Con el muestreo de futuras repeticiones y avances en

comprender la dinámica de las corrientes profundas se podrá estudiar con mayor robustez estadística el transporte profundo del pacífico suroriental con una metodología enfocada en la variabilidad y como minimizarla; tal como lo hizo Zilberman et. al. (2020) utilizando boyas Argo profundas para entregar la circulación profunda del Océano Pacífico Sureste.

8) Bibliografía

1. Arumí-Planas, Cristina & Hernández-Guerra, Alonso & Caínzos, Verónica & Velez-Belchi, Pedro & Farneti, Riccardo & Mazloff, Matthew & Mecking, Sabine & Rosso, Isabella & Chretien, Lena & Speer, Kevin & Talley, Lynne. (2022). Variability in the Meridional Overturning Circulation at 32°S in the Pacific Ocean diagnosed by Inverse Box Models. *Progress in Oceanography*. 203. 102780. [10.1016/j.pocean.2022.102780](https://doi.org/10.1016/j.pocean.2022.102780).
2. Broecker, W. *The great ocean conveyor*. Princeton University Press, 2010.
3. Caldeira, K. & Duffy, P. B. The role of the Southern Ocean in uptake and storage of anthropogenic carbon dioxide. *Science* 287, 620–622 (2000).
4. Faure, Vincent & Speer, Kevin. (2012). Deep Circulation in the Eastern South Pacific Ocean. *Journal of Marine Research*. 70. [10.1357/002224012806290714](https://doi.org/10.1357/002224012806290714).
5. Ferrari, R. et al. (2014). Antarctic Sea ice control on ocean circulation in present and glacial climates. *Proc. Nat/Acad. Sci.* 111, 8753–8758
6. Ganachaud, Alexandre (2003) Large-scale mass transports, water mass formation, and diffusivities estimated from World Ocean Circulation Experiment (WOCE) hydrographic data. *Journal of Geophysical Research*, 108. [doi:10.1029/2002jc001565](https://doi.org/10.1029/2002jc001565)
7. Hartin, C. A., Fine, R. A., Sloyan, B. M., Talley, L. D., Chereskin, T. K., & Happell, J. (2011). Formation rates of Subantarctic mode water and Antarctic intermediate water within the South Pacific. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 58(5), 524-534
8. Hernández-Guerra, A., and L. D. Talley, 2016: Meridional overturning transports at 30°S in the Indian and Pacific Oceans in 2002–2003 and 2009. *Prog. Oceanogr.*, **146**, 89–120, <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2016.06.005>.
9. Hu, S., Sprintall, J., Guan, C., McPhaden, M. J., Wang, F., Hu, D., & Cai, W. (2020). Deep-reaching acceleration of global mean ocean circulation over the past two decades. *Science advances*, 6(6), eaax7727.
10. Huybers, P. & Wunsch, C. Paleophysical oceanography with an emphasis on transport rates. *Annu. Rev. Marine Sci.* 2, 1–34 (2010).
11. IOC, SCOR and IAPSO, 2010: The international thermodynamic equation of seawater 2010: Calculation and use of thermodynamic properties. Intergovernmental Oceanographic Commission, Manuals and Guides No. 56,

- UNESCO (English), 196 pp. Available from <http://www.TEOS-10.org>. See section 2.5 and appendices A.4 and A.5 of this TEOS-10 Manual.
12. Jackett, D. R. and T. J. McDougall, 1997: A neutral density variable for the world's oceans. *Journal of Physical Oceanography*, 27, 237-263.
 13. Katsuro Katsumata, Sarah Purkey, Rebecca Cowley, Bernadette M. Sloyan, Stephen C. Diggs Thomas S. Moore II, Lynne D. Talley, James H. Swift 2021. GO-SHIP Easy Ocean: Formatted and gridded ship-based hydrographic section data (in preparation)
 14. Kawabe, Masaki & Fujio, Shinzou. (2010). Pacific Ocean Circulation Based on Observation. *Journal of Oceanography*. 66. 389-403.
 15. Keppler, L., Cravatte, S., Chaigneau, A., Pegliasco, C., Gourdeau, L., & Singh, A. (2018). Observed characteristics and vertical structure of mesoscale eddies in the southwest tropical Pacific. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123, 2731- 2756. <https://doi.org/10.1002/2017JC013712>
 16. Koshlyakov, M. N., & Tarakanov, R. Y. (2004). Pacific deep water in the Southern Ocean. *OCEANOLOGY C/C OF OKEANOLOGIJA*, 44, 299-314.
 17. Lavergne, C., Madec, G., Roquet, F., Holmes, R. M., & McDougall, T. J. (2017). Abyssal ocean overturning shaped by seafloor distribution. *Nature*, 551(7679), 181-186.
 18. Lenton, A. & Matear, R. J. Role of the Southern Annular Mode (SAM) in Southern Ocean CO₂ uptake. *Glob. Biogeochem. Cycles* 21, GB2016 (2007).
 19. Macdonald, A.; S. Mecking; P. Robbins; J. Toole; G. Johnson; L. Talley; M. Cook and S. Wijffels. 2009. The WOCE-era 3-D Pacific Ocean circulation and heat budget. *Progr. Oceanogr.*, 82, 281–325.
 20. MacKinnon, J., St Laurent, L., Naveira Garabato, A.C., 2013. Diapycnal Mixing Processes in the Ocean Interior, in: *International Geophysics*. Elsevier. volume 103, pp. 159–183. doi:10.1016/B978-0-12-391851-2.00007-6.
 21. McDougall, T. J. and A. Klocker, 2010: An approximate geostrophic streamfunction for use in density surfaces. *Ocean Modelling*, 32, 105-117.
 22. McDougall, T. J., 1988: Neutral surface potential vorticity. *Progress in Oceanography*, Vol. 20, Pergamon, 185–221.
 23. McDougall, T.J. and P.M. Barker, 2011: Getting started with TEOS-10 and the Gibbs Seawater (GSW) Oceanographic Toolbox, 28pp., SCOR/IAPSO WG127, ISBN 978-0-646-55621-5.

24. McDougall, T.J., 1987. Neutral Surfaces. *Journal of Physical Oceanography* doi:10.1175/1520-0485(1987)017<1950:NS>2.0.CO;2.
25. McDougall, T.J., D.R. Jackett, F.J. Millero, R. Pawlowicz and P.M. Barker, 2012: A global algorithm for estimating Absolute Salinity. *Ocean Science*, 8, 1123-1134. <http://www.ocean-sci.net/8/1123/2012/os-8-1123-2012.pdf>
26. Moffatt, H.K. (1969) The degree of knottedness of tangled vortex lines. *J. Fluid Mech.* **35**, pp. 117–129.
27. Naveira Garabato, A., Polzin, K. L., King, B. A., Heywood, K. J., & Visbeck, M. Widespread intense turbulent mixing in the Southern Ocean. *Science* 303, 210–213 (2004).
28. Nikurashin, M., & Vallis, G. (2011). A theory of deep stratification and overturning circulation in the ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 41(3), 485-502.
29. Nikurashin, Maxim & Ferrari, Raffaele. (2013). Overturning circulation driven by breaking internal waves in the deep ocean. *Geophysical Research Letters*. 40. n/a-n/a. 10.1002/grl.50542.
30. Pawlowicz, R. (2010). What every oceanographer needs to know about TEOS-10 (The TEOS-10 Primer). Unpublished manuscript. Available at www.TEOS-10.org.
31. Reid, J. L., The shallow salinity minima of the Pacific Ocean, *Deep-Sea Res.*, 20(1), 51– 68, 1973.
32. Roemmich, D., Gilson, J., Davis, R., Sutton, P., Wijffels, S., & Riser, S. (2007). Decadal spinup of the South Pacific subtropical gyre. *Journal of Physical Oceanography*, 37(2), 162-173.
33. Rydbeck, A. V., Jensen, T. G., & Flatau, M. (2019). Characterization of intraseasonal kelvin waves in the equatorial Pacific Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124, 2028– 2053. <https://doi.org/10.1029/2018JC014838>
34. Sarmiento, J. L. & Toggweiler, J. R. A new model for the role of the oceans in determining atmospheric pCO₂. *Nature* 308, 621–624 (1984).
35. Schmitz, W.J. 1995. On the interbasin-scale thermohaline circulation. *Reviews of Geophysics* 33:151–173, <http://dx.doi.org/10.1029/95RG00879>
36. Schneider, W., Fuenzalida, R., Rodríguez-Rubio, E., Garcés-Vargas, J., & Bravo, L. (2003). Characteristics and formation of eastern South Pacific intermediate water. *Geophysical Research Letters*, 30(11).

37. Schulze Chretien, L.M., and Speer, K. (2018), A deep eastern boundary current in the Chile Basin. *J. of Geophys. Res: Oceans*, 124, 27–40. <https://doi.org/10.1029/2018JC014400>
38. Shaffer, G., Hormazabal, S., Pizarro, O., & Ramos, M. (2004). Circulation and variability in the Chile Basin. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 51(10), 1367-1386. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2004.05.006>
39. Siedler, G., Church, J. and Gould, J. (eds.) (2001) *Ocean Circulation and Climate: Observing and Modelling the Global Ocean* (International Geophysics Series, 77), San Fransisco CA, USA. Academic Press, 736pp.
40. Stammer, D., Wunsch, C., Giering, R., Eckert, C., Heimbach, P., Marotzke, J., Adcroft, A., Hill, C. N., and Marshall, J., Volume, heat, and freshwater transports of the global ocean circulation 1993–2000, estimated from a general circulation model constrained by World Ocean Circulation Experiment (WOCE) data, *J. Geophys. Res.*, 108(C1), 3007, doi:10.1029/2001JC001115, 2003.
41. Stanley, Geoffrey J. (June 2019). "Neutral surface topology". *Ocean Modelling*. 138: 88–106. arXiv:1903.10091. Bibcode:2019OcMod.138...88S. doi:10.1016/j.ocemod.2019.01.008
42. Stewart R. H., 2008. *Introduction to Physical Oceanography*. Department of Oceanography Texas A & M University
43. Talley, L. D., and Joyce, T. M. (1992), The double silica maximum in the North Pacific, *J. Geophys. Res.*, 97(C4), 5465– 5480, doi:10.1029/92JC00037.
44. Talley, L. *Descriptive physical oceanography: an introduction*. Academic press, 2011.
45. Talley, L.D. 2013. Closure of the global overturning circulation through the Indian, Pacific, and Southern Oceans: Schematics and transports. *Oceanography* 26(1):80–97, <http://dx.doi.org/10.5670/oceanog.2013.07>
46. Vallis, Geoffrey. (2011). *Climate and the Oceans*. Chapter 4: The Ocean Circulation 10.1515/9781400840625.
47. Varela, Rubén; Lima, Fernando P.; Seabra, Rui; Meneghesso, Claudia; Gómez-Gesteira, Moncho (2018). Coastal warming and wind-driven upwelling: A global analysis. *Science of The Total Environment*, 639(), 1501–1511. doi:10.1016/j.scitotenv.2018.05.273
48. Wanninkhof, R., F. Millero, J. Swift, C. Carlson, A. McNichol, R. Key, A. Macdonald, R. Curry, M. Warner, and R. Fine. 2010. Carbon Dioxide,

- Hydrographic, and Chemical Data Obtained During the R/V Melville Cruise in the Pacific Ocean on CLIVAR Repeat Hydrography Section P06_2009 (November 21, 2009 - February 11, 2010)
49. Warren, B. A., Transpacific hydrographic sections at lats. 43°S and 28°S: The SCORPIO Expedition, II, Deep water, Deep Sea Res., Part I, 20, 9-38, 1973
 50. Wijffels, S. E., Toole, J. M., & Davis, R. (2001). Revisiting the South Pacific subtropical circulation: A synthesis of World Ocean Circulation Experiment observations along 32°S. *Journal of Geophysical Research*, 106(C9), 19,481–19,513
 51. Woods, J. The World Ocean Circulation Experiment. *Nature* 314, 501–511 (1985). <https://doi.org/10.1038/314501a0>
 52. Wunsch, C. (1996). Physics of the Ocean Circulation. In *The Ocean Circulation Inverse Problem* (pp. 17-91). Cambridge: Cambridge University Press. doi:10.1017/CBO9780511629570.004
 53. Wunsch, C. (1996). The Steady Ocean Circulation Inverse Problem. In *The Ocean Circulation Inverse Problem* (pp. 212-296). Cambridge: Cambridge University Press. doi:10.1017/CBO9780511629570.006
 54. Wunsch, C., Hu, D. & Grant, R. Mass, heat, salt and nutrient fluxes in the South Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.* 13, 725–753 (1983)
 55. Xie, X., Liu, Q., Zhao, Z., Shang, X., Cai, S., Wang, D., & Chen, D. (2018). Deep sea currents driven by breaking internal tides on the continental slope. *Geophysical Research Letters*, 45, 6160–6166. <https://doi.org/10.1029/2018GL078372>
 56. Yang, X., Tziperman, E., & Speer, K. (2020). Deep Eastern Boundary Currents: Realistic Simulations and Vorticity Budgets, *Journal of Physical Oceanography*, 50(11), 3077-3094. Retrieved Mar 2, 2022, from <https://journals.ametsoc.org/view/journals/phoc/50/11/JPO-D-20-0002.1.xml>
 57. Yang, X., Tzipermann, E., & Speer, K. (2019). Dynamics of deep ocean eastern boundary currents. *Geophysical Research Letters*, 47, e2019GL085396. <https://doi.org/10.1029/2019GL085396>
 58. Zarate (2015). Validación de Corrientes Geostróficas en el Golfo de Mexico. Facultad de Ingeniería Universidad Nacional Autónoma de México.
 59. Zilberman, N. V., Roemmich, D. H., & Gilson, J. (2020). Deep-ocean circulation in the Southwest Pacific Ocean interior: Estimates of the mean flow and

variability using Deep Argo data. Geophysical Research Letters, 47,
e2020GL088342. <https://doi.org/10.1029/2020GL088342>