

VARIABILIDAD TRANSVERSAL DEL FLUJO Y DE LA DENSIDAD EN LA BOCA DEL FIORDO AYSÉN*

TRANSVERSE VARIABILITY OF THE FLOW AND DENSITY
AT THE MOUTH OF AYSÉN FJORD

MARIO CÁCERES M.¹
ARNOLDO VALLE-LEVINSON⁴
JUAN FIERRO C.³
CLAUDIA VALENZUELA C.³
MANUEL CASTILLO S.²

¹Universidad de Valparaíso, Casilla 5080, Reñaca, Viña del Mar

²Pontificia Universidad Católica de Chile, Casilla 114-D, Santiago

³Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada, Errázuriz 232, Valparaíso, Chile

⁴Center for Coastal Physical Oceanography, Department of Ocean, Earth and Atmospheric Sciences, Old Dominion University, Norfolk, VA 23529, USA

Recepción: enero de 2005 – Versión corregida aceptada: noviembre de 2009

RESUMEN

Utilizando mediciones de corrientes efectuadas con Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) y datos de perfiles verticales de temperatura y salinidad obtenidos con CTD (Conductivity, Temperature and Depth), se estudió la variabilidad transversal del flujo y de la densidad en la boca del fiordo Aysén, sur de Chile.

La distribución de las corrientes de flujo residual en la boca muestra una distribución vertical de tres capas, donde la primera tiene una profundidad de 10-12 m y se atribuye al flujo de agua más dulce proveniente desde el interior del fiordo; la segunda capa, inmediatamente debajo, alcanza los 70 m de profundidad y se atribuye al efecto de la corriente de marea hacia el interior del fiordo; la tercera, presente desde los 70 m de profundidad hasta el máximo alcance del ADCP, puede estar relacionada con un flujo compensatorio de fondo, producto de un fenómeno de resonancia. La inclinación de las líneas de cero velocidad sugieren que la hidrodinámica transversal del fiordo está en balance geostrófico, de acuerdo a la relación de Margules, tanto en superficie como en las regiones más profundas. Las distribuciones verticales de salinidad en la boca son consistentes con este balance. Las amplitudes de la componente semidiurna de la corriente de marea sugieren un balance de momentum transversal determinado principalmente por la advección en el transecto cercano a la isla Colorada y por la fricción en el transecto más alejado.

Palabras claves: Chile, fiordo Aysén, balance transversal, oceanografía de fiordos, física de estuarios, ADCP, corrientes.

ABSTRACT

Current measurements using ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) and CTD casts were made at the mouth of Aysén fjord to study the transverse variability of the flow and density.

* Proyecto CONA-C7F 01-04.

The distribution of the across-fjord residual flow at the mouth, shows a three layer pattern: outflow at the surface layer from 0 to 10-12 m attributed to the fresh water input coming from the head; a second layer outflow covering the portion until 70 m depth, which might be induced by the pressure gradient set up by the effects of tides; and the third, outflow observed from 70 m to the maximum range of the ADCP measurements (aprox. 110 m), probably induced by a compensatory deep flow. The slopes of the interface between these layers, as predicted by the Margules relation, suggest a geostrophic balance in the transverse dynamics at surface and in the interior. Vertical distributions of salinity at the mouth also suggest geostrophy at surface.

Tidal amplitudes of the semidiurnal component of the current suggest a transverse momentum balance dominated by advection in the transect near the sill, and by friction in the transect far of the sill.

Key words: Chile, Aysén fjord, Transverse dynamics, fjords oceanography, physics of estuaries, ADCP, currents.

INTRODUCCIÓN

Al igual que en otros tipos de estuarios, los estudios en fiordos se han enfocado principalmente al entendimiento de la variabilidad longitudinal y vertical del flujo, mientras que la variabilidad transversal ha recibido relativamente poca atención. Los trabajos de Freeland *et al.* (1980) y Farmer & Freeland (1983), pioneros en el estudio de estos sistemas, confirman que la atención preferente ha sido en la dirección longitudinal. En la dimensión transversal la hidrodinámica de fiordos usualmente asume un balance dinámico geostrófico (Dyer, 1997), donde las aceleraciones de Coriolis son balanceadas por el gradiente de presión a lo ancho del estuario, de acuerdo a

$$fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (1)$$

donde f es el parámetro de Coriolis, u es la velocidad del flujo en la dimensión x (a lo largo del canal), ρ es la densidad del agua y $\partial p/\partial y$ representa las variaciones de presión en la dimensión y (a lo ancho del canal).

El estudio de la variabilidad transversal en la región de la boca del fiordo Aysén ha recibido creciente atención en los últimos años (Cáceres *et al.* (2002), Cáceres (2004) y Vera (2005). Cáceres *et al.* (2002) estudiaron la variabilidad transversal sobre una elevación submarina al interior del fiordo Aysén (Fig. 1) entre la isla Colorada y el acceso al canal Pilcomayo. Dicho trabajo, estimó la influencia del efecto del viento y de la topografía submarina en el balance

dinámico durante un ciclo de marea semidiurno. Durante ese experimento, bajo condiciones de viento moderado a calma, se evidenció una estructura vertical del flujo residual en tres capas, contrario a lo esperado para una típica circulación estuarina de dos capas. Dicho estudio también determinó que el balance dinámico transversal puede cambiar en la superficie desde geostrófico, durante ausencia de viento o viento leve, a ageostrófico, durante episodios de viento moderado e intenso. La batimetría submarina tuvo influencia en determinar la concentración de las mayores intensidades del flujo residual en los canales a ambos lados del promontorio submarino (efecto friccional) y en determinar mayores amplitudes de la corriente de marea sobre este rasgo submarino.

El presente trabajo estudia la distribución transversal del flujo en la región de la boca del fiordo Aysén, un sector de importancia para los principales intercambios al interior del fiordo, el cual, a diferencia del trabajo de Cáceres *et al.* (2002), está menos afectado por la batimetría en los patrones del flujo, y más alejado del efecto de advección generada por la isla Colorada y su umbral, y de la región de confluencia con el canal Pilcomayo. El propósito de este trabajo es determinar las características de la distribución transversal del flujo residual durante un ciclo de mareas diurno. La hipótesis de trabajo fue que la dinámica transversal está dominada por condiciones geostróficas, donde el flujo de agua más dulce se concentra sobre el lado sur del fiordo por efecto de Coriolis y donde la línea de cero velocidad entre capas adyacentes de flujo es más profunda en el lado izquierdo de la dirección del flujo. Así, en condiciones geostró-

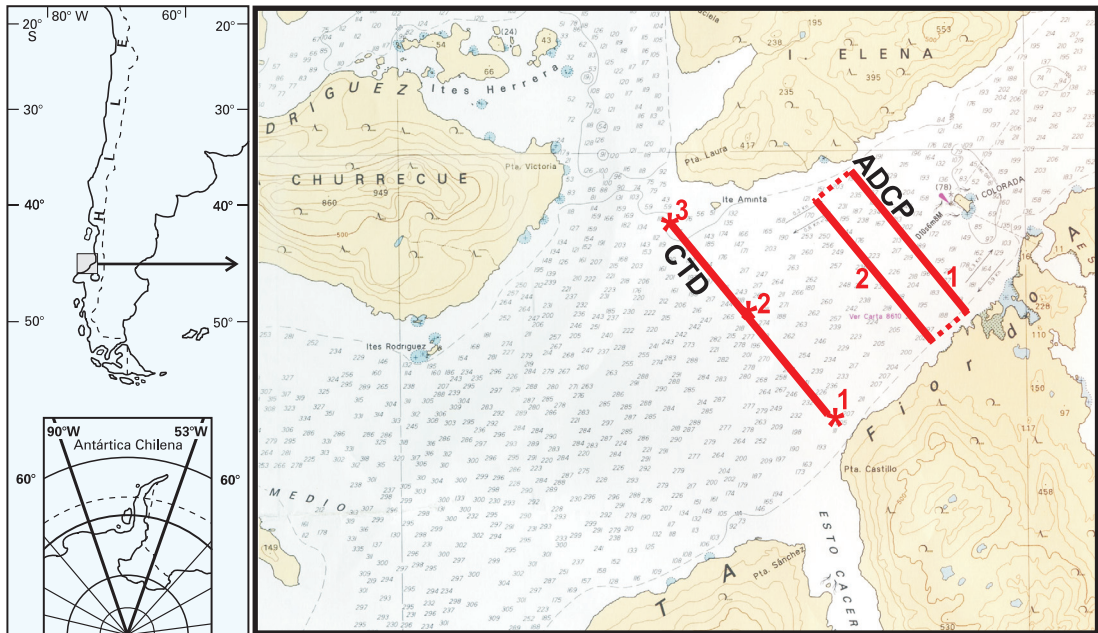


Fig. 1: Posición de los transectos 1 y 2 de ADCP y del transecto de estaciones de CTD en 1-2-3.

Fig. 1: Location of ADCP transects 1 and 2, and CTD stations 1, 2 and 3.

ficas, para la capa de flujo saliendo del fiordo, el grosor de la capa será mayor en el lado sur, mientras que para una capa de flujo entrando éste será mayor en el lado norte.

MATERIALES Y MÉTODOS

Se efectuaron mediciones de corrientes y de densidad vertical del agua de mar los días 17 y 18 de noviembre de 2001 en la boca del fiordo Aysén, con el propósito de describir la estructura transversal de los flujos y la densidad en ese sector. Se obtuvieron perfiles de corrientes sobre el circuito rectangular mostrado en la figura 1, usando un Perfilador Acústico de Corrientes Doppler (ADCP) durante un ciclo diurno de mareas completo. El circuito fue repetido 21 veces durante las 24,5 horas de medición. El muestreo comenzó a las 17:40 horas del día 17 de noviembre y cada repetición demoró alrededor de 70 minutos. El ADCP fue montado mirando hacia abajo en un catamarán de ~3 m de largo, el cual era remolcado a una velocidad de 2,5 m/s por la embarcación pesquera "Millabú". El ADCP grabó los perfiles de datos promediados cada 30 s. El tamaño de celda vertical era de 4 m y la primera celda

estaba centrada a 6,24 m, por lo que la capa superficial sobre esta profundidad no estaba resuelta por estas mediciones. La profundidad de alcance efectivo fue de alrededor de 110 m, no pudiendo obtener señal de fondo para corrección por velocidad relativa en profundidades mayores de 200 m. Los datos de navegación fueron obtenidos con un instrumento GPS (Global Positioning System) marca ASHTEC Z-12 con interfase al computador notebook que recibía los datos de ADCP. Las repeticiones del transecto 1 fueron realizadas sobre una loma submarina de alrededor de 100 m de profundidad, probable prolongación morfológica sur de la isla Colorado, rasgo ausente en el transecto 2.

Los datos de compás del ADCP fueron calibrados siguiendo a Joyce (1989), y los datos de velocidad erróneos fueron removidos siguiendo el procedimiento explicado por Valle-Levinson & Atkinson (1999). La señal de marea semidiurna, representada por la constituyente M_2 con un período de 12,42 horas, fue separada de la señal submareal de las componentes del flujo observado, usando análisis de regresión sinusoidal por mínimos cuadrados, como lo ejemplifica Lwiza *et al.* (1991). La señal submareal, o flujo residual, representó la media de las 24,5 horas de observación.

Las mediciones de corrientes fueron complementadas con perfiles de temperatura y salinidad obtenidos en forma simultánea con un instrumento CTD (conductividad, temperatura y profundidad) SBE-25 desde el AGOR "Vidal Gormaz", de la Armada de Chile. Las estaciones de CTD se efectuaron a máxima profundidad en los puntos 1, 2 y 3 del transecto indicado en la figura 1. Se completaron 13 repeticiones de este transecto en las 24,5 h. El procesamiento de los datos siguió los procedimientos del fabricante del equipo y del programa computacional. Las mediciones de presión, temperatura y conductividad fueron alineadas entre sí, los datos con velocidades ascendentes e inversiones de la presión fueron removidos, y todos los datos fueron promediados cada 1 m. El muestreo con CTD sirvió para conocer la distribución del campo de densidad vertical en la boca del fiordo, sus variaciones durante un ciclo de mareas diurno y su distribución promedio.

Previo al desarrollo de estas mediciones, se encontraba en operación una estación meteorológica en la isla Mitahues, ubicada a 30 km al suroeste del sitio de muestreo. Debido a su corta distancia y a la ausencia de obstáculos naturales con el sitio de muestreo, se considera que los datos colectados son representativos de las condiciones de viento durante el muestreo. Los vientos durante el experimento no sobrepasaron los 5 nds y se observaron extensos períodos de calma. Datos de caudal del río Aysén proporcionados por la Dirección General de Aguas mostraron un valor de 395 m³/s para el día 18 de noviembre, valor por debajo de la media anual de 567 m³/s del año 2001. Así, predominaron condiciones de baja intensidad del viento y bajo caudal del río durante el experimento. Se adoptó un sistema de coordenadas en el cual y era positivo hacia el norte en la orientación de los transectos 1 y 2, y x era positivo hacia el este (interior del fiordo). Así, los componentes de velocidad de la corriente a lo largo y a lo ancho del fiordo eran u y v , respectivamente. Los datos de velocidad fueron rotados en la dirección contra los punteros del reloj en 60°, para generar un sistema de coordenadas con flujo a lo largo u y a lo ancho v . Este ángulo estaba orientado a la dirección de más alta variabilidad de las corrientes de marea

y de los más débiles flujos de marea a lo ancho del fiordo. Así, los nuevos ejes x e y estaban orientados a 030° y 300°, respectivamente.

Para evaluar la mayor o menor cercanía a un balance de momentum transversal geostrófico en la sección bajo estudio, se utilizó la relación de Margules, explicada por Prandtl (1952) y Gill (1982), la cual establece que en una sección transversal, la interfase entre dos capas en balance geostrófico se encuentran inclinadas de la manera que muestra la figura 2. La inclinación de la interfase ($\partial h_2 / \partial y$) es derivada de la hidrostática y el balance geostrófico en las capas de flujo y reflujo. Se deduce que.

$$\frac{\partial h_2}{\partial y} = -\frac{f}{g} \frac{\rho_2}{\rho_2 - \rho_1} [u_2 - u_1] \quad (2)$$

Utilizando valores promedio de densidad en las 13 repeticiones para las tres estaciones de CTD, y combinándolos con valores típicos de velocidad residual en la posición de dichas estaciones, se calcularon valores de $\partial h_2 / \partial y$ para estas tres estaciones a distintas profundidades.

RESULTADOS

Se presentan en esta sección los resultados de la distribución de los flujos residuales y mareales del flujo y la distribución de las salinidades verticales en la boca del fiordo. El flujo residual a lo largo (u) en el período de observaciones (Fig. 3), sugiere una estructura vertical de tres capas, con una primera capa superficial de 10-12 m representativa del flujo de salida atribuido al efecto del agua más dulce, una segunda capa de flujo hacia el interior inmediatamente debajo atribuida al efecto de la corriente de marea, y una tercera capa de flujo de salida compensatorio bajo los 70 m. Esta tercera capa es evidente en toda la sección transversal sólo en el transecto 2, mientras que en el transecto 1 ésta tiende a desaparecer.

La inclinación de la línea de cero velocidad bajo la primera capa sugiere balance geostrófico al presentar una mayor profundización de la capa de velocidades negativas (de salida) en

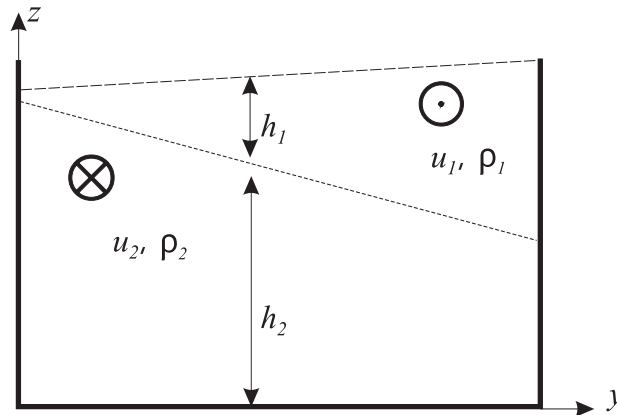


Fig. 2: Inclinación teórica de la interfase entre dos capas de flujo de dirección opuesta, en una sección transversal de acuerdo a la relación de Margules (mirando hacia el interior (cabeza) del fiordo), donde u es velocidad, ρ es la densidad del agua, h es la profundidad, los subíndices 1 y 2 son el número de cada capa de flujo, \otimes indica flujo hacia el interior del papel y \odot indica flujo hacia el exterior.

Fig. 2: Theoretical interface slope between two layers of inflow and outflow in a transverse section according to Margules relation (looking toward the head of fjord), where u is velocity, ρ seawater density, h is depth, 1 and 2 are the indexes of each flow layer, \otimes denotes flow into the paper and \odot denotes flow out of the paper.

el lado sur que en el lado norte. La inclinación bajo la segunda capa también puede estimarse en geostrofia, ya que la columna de datos positivos (hacia el interior del fiordo) es más profunda en el lado norte que en el lado sur. En las tres capas, la columna es más profunda en el lado izquierdo de la dirección del flujo, consistente con una típica relación de Margules para la prueba de geostrofia del sistema. Lo anterior es particularmente evidente en el transecto 2, más alejado del umbral de isla Colorada.

La figura 5, muestra las distribuciones promedio de salinidad y densidad en los primeros 20 m superficiales y entre los 50 y 80 m durante el período de muestreo. En el caso de la capa superficial, las isohalinas son más profundas en el lado sur y más someras en el norte, sugiriendo sostenida presencia de agua más dulce en la ribera sur del fiordo. Esto también constituye evidencia de un probable balance geostrofico en la región de la boca del fiordo bajo condiciones de viento leve o ausencia de viento. Las inclinaciones de las isohalinas más profundas (Fig. 5c) no muestran un patrón de inclinaciones dominantes y sus variaciones verticales y transversales son de baja magnitud.

Las amplitudes de la componente de la corriente de marea semidiurna longitudinal (Fig. 4) mostraron variabilidad transversal con las máximas corrientes de 0,14 m/s concentradas en el lado norte entre 50 y 110 m de profundidad. Los más altos valores en el transecto 2, sin embargo, fueron de 0.1 m/s y se ubicaron en una franja que cubrió toda la sección transversal a las mismas profundidades. En este transecto 2, la fricción puede estar jugando un rol de importancia en el balance de momentum transversal al llevar las mayores amplitudes a la región profunda de la sección, de una manera similar a lo observado para estuarios de costa plana por Li & Valle-Levinson (1999). Por otra parte, la aceleración ocurrida entre los transectos 2 y 1, entre los cuales hay una disminución de la profundidad y aparición de una loma submarina en el centro de la sección, es consistente con observaciones de los flujos más intensos ocurriendo en regiones de umbrales y constricciones en respuesta al efecto Bernoulli (*p.e.* Farmer & Armi, 1986; Cáceres & Valle-Levinson, 2004). Así, en el transecto 1 es la advección la que puede estar jugando el rol más importante en el balance de momentum. La

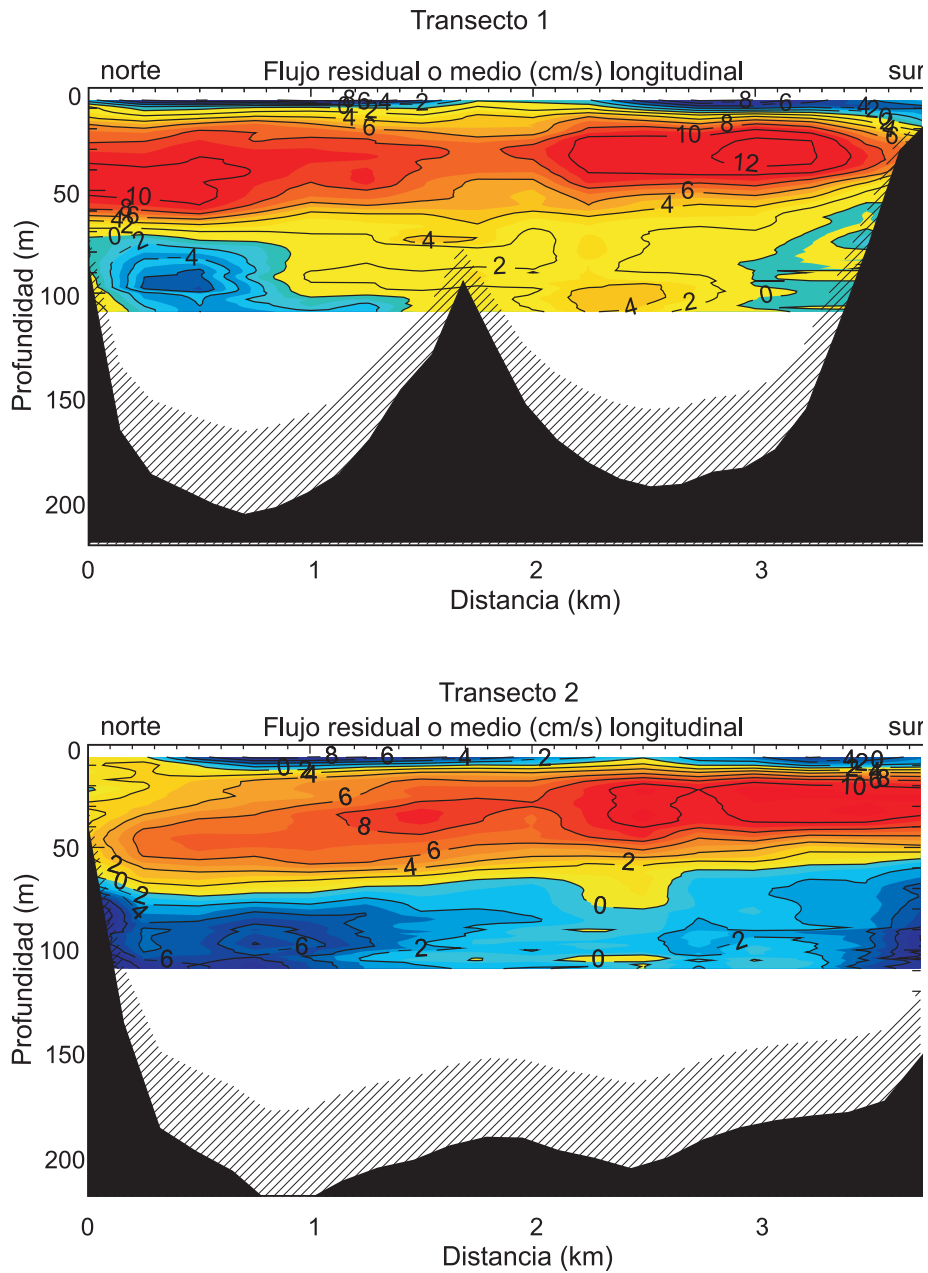


Fig. 3: Contornos de velocidad residual (o media) en los transectos 1 y 2. Banda achurada cercana al fondo indica región de datos contaminados por rebotes, que no debe considerarse en el análisis. Profundidad de alcance efectivo del ADCP hasta 110 m. Mirando hacia el interior del fiordo.

Fig. 3: Velocity contours of residual flow (or mean) in transects 1 and 2. Shaded region near bottom denotes contaminated data by side lobe effects of ADCP, which is not considered in the analysis. Maximum depth range of ADCP data is 110 m, Looking up-fjord.

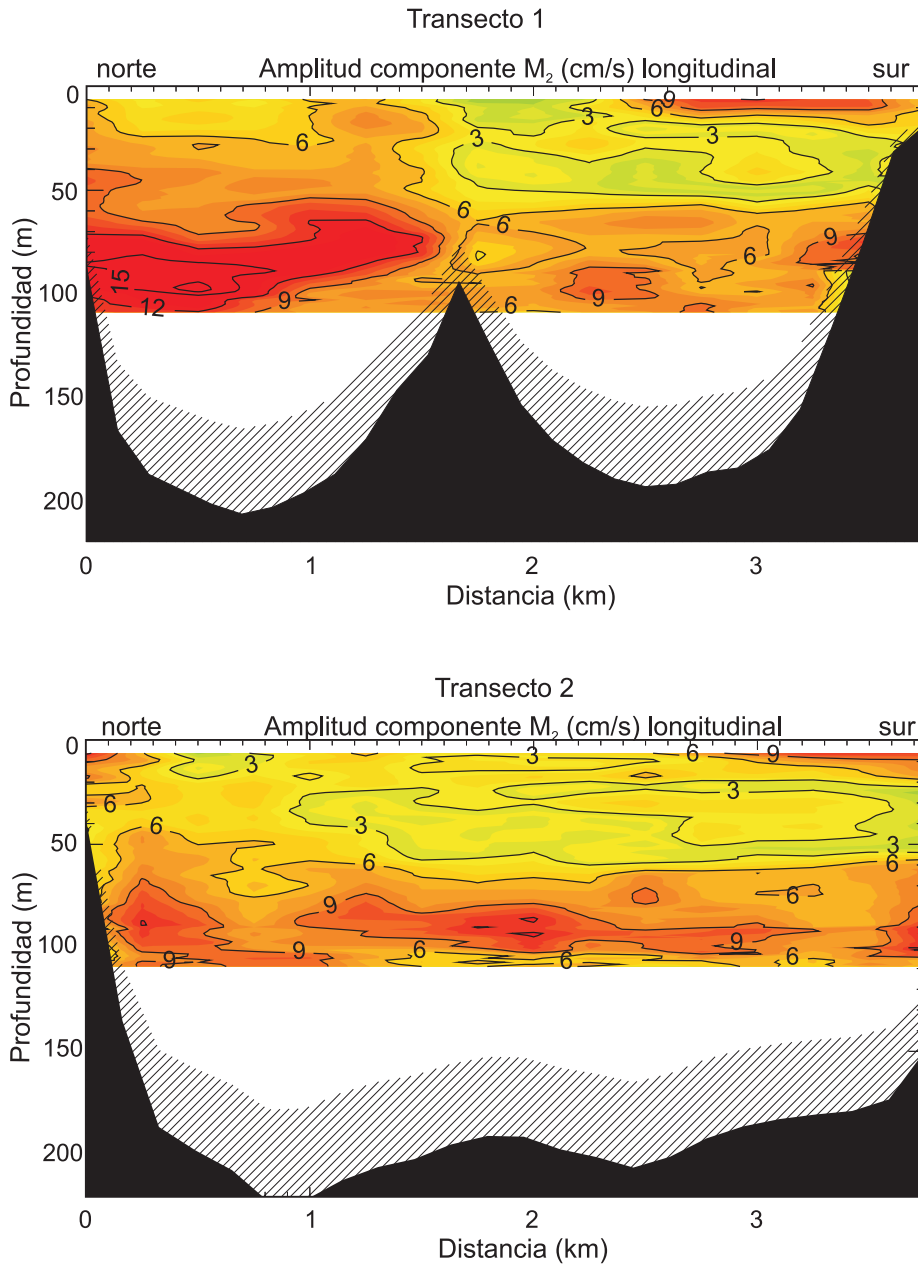


Fig. 4: Contornos de amplitudes de la corriente de marea en los transectos 1 y 2. Banda achurada cercana al fondo indica región de datos contaminados por rebotes, que no debe considerarse en el análisis. Profundidad de alcance efectivo del ADCP hasta 110 m. Mirando hacia el interior del fiordo.

Fig. 4: Velocity contours of tidal current amplitudes in transects 1 and 2. Shaded region near bottom denotes contaminated data by side lobe effects of ADCP, which is not considered in the analysis. Maximum depth range of ADCP data is 110 m, Looking up-fjord.

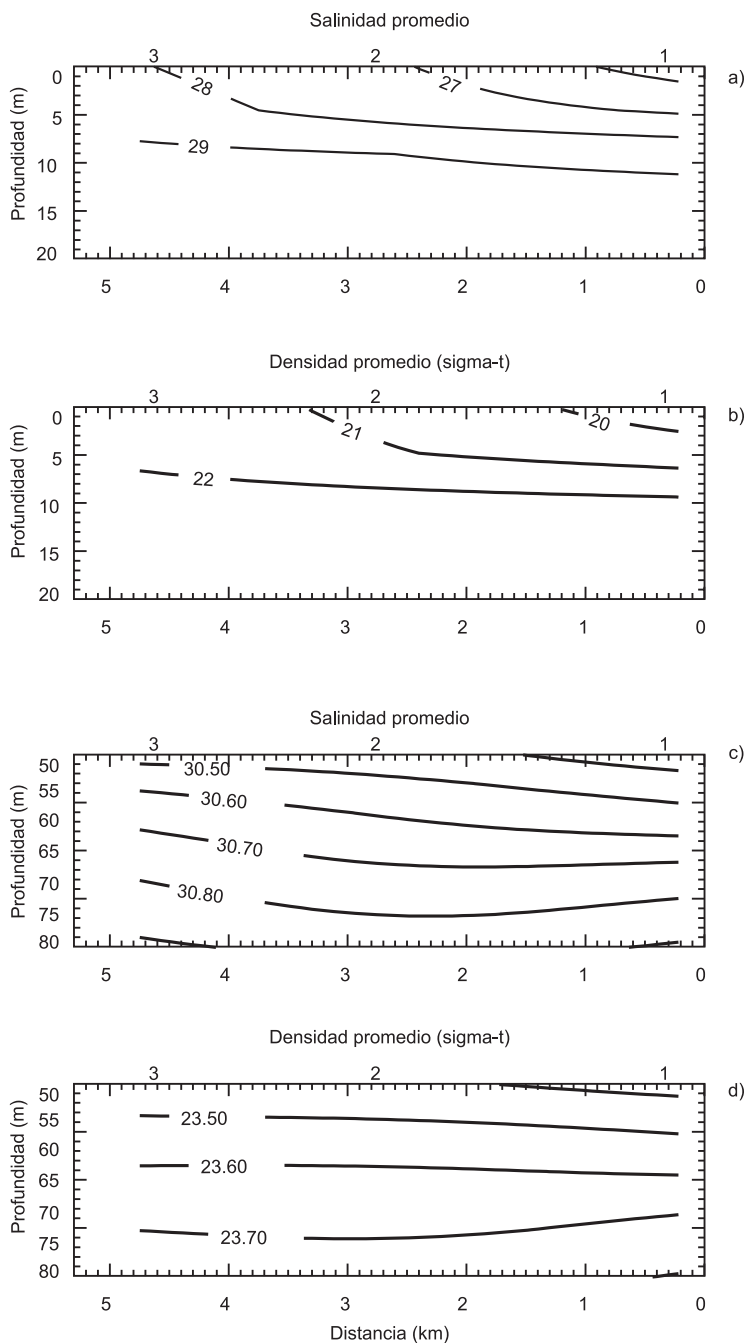


Fig. 5: Contornos verticales promedio de salinidad y densidad en las secciones de CTD. Números 1, 2 y 3 sobre la línea horizontal superior indican posición de las estaciones de CTD. a) y b) son las secciones entre 0 y 20 m, c) y d) son las secciones entre 50 y 80 m. Mirando hacia el interior del fiordo.

Fig. 5: Vertical contours of mean salinity and mean density in the CTD sections. Numbers 1, 2 and 3 over the top line denote position of the CTD stations. a) and b) are the sections between 1 and 20 m, c) and d) are the sections between 50 and 80 m. Looking up-fjord.

aparición de valores altos en las orillas, en la región superficial del transecto 2, también sugieren un efecto de la advección por disminución de la profundidad.

DISCUSIÓN

En este estudio la capa superior de 10 y 12 m en el lado sur (Fig. 3), observada en los transectos 1 y 2, respectivamente, fue más profunda que la observada en la región al interior del umbral de la isla Colorada (8 m) por Cáceres *et al.* (2002), lo cual puede atribuirse a la casi ausencia de vientos durante este experimento. El apilamiento de agua hacia el interior por efecto del viento produciría así cambios en la profundización de la capa superior observables en el flujo residual. Asimismo, es notable destacar la pérdida de 2 m de profundidad en la capa superficial entre ambos transectos, separados sólo por 500 m de distancia. Los procesos de mezcla y fricción por fuertes cizalles verticales pueden estar determinando esta disminución de velocidades.

La presencia de un flujo residual de salida cercano al fondo, también observado por estos autores durante un episodio de viento hacia el interior del umbral de isla Colorada, sugiere que la generación de esta tercera capa, observada en este caso con casi ausencia de vientos, podría estar inducida por la acción de mareas internas o como resultado de un fenómeno de resonancia. Esto es particularmente evidente en el transecto 2 (Fig. 3), donde la tercera capa es claramente identificable. Sin embargo, la tendencia a la desaparición de la tercera capa a medida que avanzamos hacia el umbral, observada en el transecto 1, sugiere que este podría ser un rasgo sólo observable en las regiones más profundas, y que sobre el umbral de la isla Colorada, de aproximadamente 100 m de profundidad, debieran observarse sólo dos capas. Datos no publicados de la campaña efectuada por Valle-Levinson *et al.* (2002) muestran sólo dos capas de velocidades sobre este umbral durante dos repeticiones de un transecto efectuado en la dirección longitudinal del fiordo. Aunque no se completaron mediciones durante al menos un ciclo de

Tabla I. Inclinaciones de la interfase $\partial h_2 / \partial y$ entre dos capas predicha con la relación de Margules (ecuación 2) usando datos de densidad de las tres estaciones de CTD y las velocidades residuales del transecto 2 en dos rangos de profundidades.

Table I. Slopes of the interface between two layers $\partial h_2 / \partial y$ as predicted by Margules relation (eq. 2) using density data from the three CTD stations and residual velocities of transect 2 over two different depth ranges.

Estación de CTD	Profundidades	ρ_1 (kg m ⁻³)	ρ_2 (kg m ⁻³)	u_1 (m s ⁻¹)	u_2 (m s ⁻¹)	$\frac{\partial h_2}{\partial y}$ (*10 ⁻⁵)
1	5 y 20 m	20,5	22,4	-0,06	0,1	-2,0
2	5 y 20 m	21,2	22,45	-0,04	0,08	-2,3
3	5 y 20 m	21,5	22,48	-0,04	0,04	-1,9
1	50 y 80 m	23,40	23,80	0,03	-0,04	4,4
2	50 y 80 m	23,45	23,75	0,06	-0,01	5,0
3	50 y 80 m	23,45	23,75	0,07	-0,03	8,2

mareas semidiurno en este transecto, ésta constituye una primera evidencia de que la presencia de la tercera capa en el flujo residual estaría confinada a los sectores profundos del fiordo, mayores de 100-120 m. Se requieren otros estudios para profundizar en la comprensión de los mecanismos de generación de esta capa y su eventual rol en la renovación del agua profunda del fiordo.

La inclinación de la interfase entre dos capas fue cuantificada siguiendo la relación de Margules (ec. 2 y Fig. 2). La tabla I muestra los valores de las inclinaciones $\partial h_2 / \partial y$ en dos rangos de profundidades correspondientes a las interfases entre la primera y segunda capa (0 a 20 m) y entre la segunda y la tercera (50 a 80 m). En el caso de la primera interfase, su inclinación es negativa en los tres puntos de medición, sugiriendo que la capa superior es más profunda en el lado sur, a la izquierda de la dirección de salida del flujo en la capa superior; mientras que la segunda interfase muestra valores positivos, indicativos de una segunda capa más profunda en el lado norte, también a la izquierda de la dirección de entrada de la segunda capa. Estos resultados confirman lo que ya se encontraba sugerido por la distribución de flujos residuales del transecto 2 (Fig. 3). Así, el balance predicho por esta relación de Margules sugiere geostrofia en ambas interfases.

CONCLUSIONES

El estudio de la variabilidad transversal del flujo residual mostró la presencia de tres capas en la dimensión vertical, con evidencia consistente de un balance dinámico transversal de tipo geostrofico tanto en superficie como en el interior. La presencia de la tercera capa cercana al fondo fue observable sólo en el transecto más profundo en ausencia de viento superficial, lo que sugiere la acción de otros agentes ligados al efecto de la marea en su generación.

La sugerencia de distintos forzantes en los patrones de las amplitudes de marea

observados pone de relieve la alta variabilidad espacial existente entre dos transectos separados por una corta distancia.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a Brian Sánchez y a la tripulación de la "Millabú" por la colaboración en el muestreo de datos de ADCP en terreno. A Paulina Vera, Yenny Guerrero y Carolina Calvete, por la toma de datos de CTD a bordo del AGOR "Vidal Gormaz", y al Comandante y tripulación de este buque por su colaboración en la toma de datos en terreno. Los fondos para la realización de esta campaña fueron proporcionados por el Comité Oceanográfico Nacional en el marco de un proyecto CIMAR 7 Fiordos. Los datos de descarga de río fueron gentilmente proporcionados por la Dirección General de Aguas.

REFERENCIAS

- CÁCERES, M., A. VALLE-LEVINSON, H. SEPÚLVEDA & K. HOLDERIED. 2002. Transverse variability of flow and density in a Chilean fjord. *Continental Shelf Research*, 22, 1.683-1.698.
- CÁCERES, M. & A. VALLE-LEVINSON. 2004. Transverse variability of flow on both sides of a sill/contraction combination in a fjord-like inlet of southern Chile. *Estuarine, coastal and shelf sciences*, vol. 60 (2), 325-338.
- CÁCERES, M. 2004. Surface features of the circulation in fjords of southern Chile observed in ERS and Landsat images. *Gayana* 68 (2): 71-76.
- DYER, K. 1997. Estuaries, a physical introduction. Ed. John Wiley & Sons, 2nd edition, 195 pp.
- FARMER DA, ARMI L. 1986. Maximal two-layer exchange over a sill and through the combination of a sill and contraction with barotropic flow. *J Fluid Mech* 164: 53-76.

- FARMER, D. M. & H. J. FREELAND. 1983. The physical oceanography of fjords. *Progress in oceanography*, 12, 147-219.
- FREELAND, H., D. FARMER & C. LEVINGS. 1980. *Fjord Oceanography*. Plenum Press. NATO conference series vol.4, 115 pp.
- GILL, A. 1982. Atmosphere – Ocean dynamics. International Geophysics Series, Vol. 30. Academic Press, 662 pp.
- JOYCE, T. 1989. On *in situ* “calibration” of shipboard ADCPs. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 6, 169-172.
- LI, CHUNYAN & A. VALLE-LEVINSON. 1999. A two dimensional analytic model for a narrow estuary of arbitrary lateral depth variation: The intratidal motion. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 104, C10, 23.525-23.543.
- LWIZA, K. M. M., D. G. BOWERS & J. H. SIMPSON. 1991. Residual and tidal flow at a tidal mixing front in the North Sea. *Continental Shelf Research*, 11(11), 1.379-1.395.
- PRANDTL, L. 1952. Essentials of fluid dynamics. Hafner Publishing Company, New York. 452 pp.
- VALLE-LEVINSON, A., M. CÁCERES, H. SEPÚLVEDA & K. HOLDERIED. 2002. Patrones de flujo asociados a la boca del Seno Aysén. *Cienc. Tecnol. Mar*, 25 (2): 5-16.
- VALLE-LEVINSON, A. & L. ATKINSON. 1999. Spatial gradients in the flow over an estuarine channel. *Estuaries*, 8 (2a), 179-193.
- VERA, A. 2005. Efecto del viento sobre las variaciones del nivel del mar en el fiordo Aysén. Tesis Magíster en Oceanografía PUCV-UV. 57 pp.