



Ciencia y Tecnología del Mar

ISSN: 0716-2006

cona@shoa.cl

Comité Oceanográfico Nacional

Chile

CÁCERES, MARIO; VALLE-LEVINSON, ARNOLDO
VARIABILIDAD TRANSVERSAL DEL FLUJO Y SALINIDAD EN PASO NAO
Ciencia y Tecnología del Mar, vol. 33, núm. 2, 2010, pp. 45-58
Comité Oceanográfico Nacional
Valparaíso, Chile

Disponible en: <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=62420836003>

- Cómo citar el artículo
- Número completo
- Más información del artículo
- Página de la revista en redalyc.org

redalyc.org

Sistema de Información Científica

Red de Revistas Científicas de América Latina, el Caribe, España y Portugal

Proyecto académico sin fines de lucro, desarrollado bajo la iniciativa de acceso abierto

VARIABILIDAD TRANSVERSAL DEL FLUJO Y SALINIDAD EN PASO NAO*

TRANSVERSE VARIABILITY OF FLOW AND DENSITY AT NAO PASSAGE

MARIO CÁCERES⁽¹⁾
ARNOLDO VALLE-LEVINSON⁽²⁾

⁽¹⁾Universidad de Valparaíso.
Borgoño 16344, Viña del Mar, Chile.
E-mail: mario.caceres@uv.cl
⁽²⁾University of Florida.
Gainesville, FL 32611, USA.

Recepción: diciembre de 2007 – Versión corregida aceptada: mayo de 2010.

RESUMEN

Se efectuaron mediciones de corrientes con Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) remolcado y de salinidad superficial para estudiar la variabilidad del flujo residual y de la salinidad en el paso Nao (Lat. 41,9° S), una de las vías de intercambio de las aguas entre el seno Reloncaví y el golfo de Ancud. El día 13 de noviembre de 2004, se efectuaron 14 repeticiones en 24 horas, de un circuito de diseño casi rectangular con dos de sus transectos en la orientación este-oeste sobre el paso Nao.

Las distribuciones de velocidad residual y de salinidad mostraron diferencias entre los dos transectos atribuidas principalmente al efecto de la batimetría. El transecto norte mostró una distribución vertical de los flujos residuales en tres capas, con una primera capa superficial de salida (hacia el sur) en los primeros 20 m, atribuida a la descarga de agua dulce al sistema, la segunda capa de entrada (hacia el norte) atribuida al efecto de la marea y una tercera capa de salida bajo los 60 m, confinada a la región del canal, atribuida a un mecanismo de efecto no lineal de la onda de marea en reflexión con las paredes del seno Reloncaví. La distribución de velocidades residuales en la capa superficial (<20 m) sugiere un balance geostrófico transversal.

En el transecto sur también se observaron evidencias que apoyan un balance geostrófico transversal en la primera capa superficial no mayor de 20 m. Bajo esta profundidad, los flujos de entrada se ubicaron en las regiones someras del perfil de fondo triangular, siendo de mayor magnitud en el lado oeste. El flujo de salida se concentró en la región central y profunda de este perfil, siendo sus valores mayores en el fondo.

En ambos transectos las mayores velocidades del flujo superficial y las mayores salinidades se observaron preferentemente sobre la región somera (lado este). Las variaciones de salinidad en el transecto norte estuvieron preferentemente asociadas a la fase de marea llenante y pleamar, mientras que en el transecto sur estuvieron asociadas a la fase de marea vaciante. Las salinidades superficiales promedio fueron mayores en el transecto sur. Los flujos netos estimados para ambos transectos mostraron un valor positivo para el transecto norte y negativo para el sur. Se sugieren incrementos de la componente lateral del flujo residual y aspectos metodológicos para explicar estas diferencias.

Palabras clave: Flujo, densidad, paso Nao.

* Proyecto CONA-C10F 04-05.

ABSTRACT

Measurements of currents using a towed ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP)) and collection of surface salinity data were made to study the transverse variability of residual flows and salinity in Paso Nao (Lat. 41.9° S), one of the main ways for exchanging of waters between Seno Reloncavi and Golfo de Ancud. 14 repetitions were made in 24 hours on November 13, 2004, over a quasi- rectangular circuit in Paso Nao, where two of its transects were oriented in the east-west direction.

Residual velocities and salinity distributions showed differences between the two east-west transects, which was mostly attributed to the effect of bathymetry. Northern transect showed a vertical distribution of residual flows in three layers, where the first layer of outflow (southward) in the first 20 m depth, was attributed to the effect of freshwater discharge to the system. The second layer (northward) was attributed to the effect of tidal wave and a third layer below 60 m, confined to the deeper channel, was attributed to a non linear mechanism of tidal wave reflection with the underwater walls of Seno Reloncavi. Residual velocities distribution in surface layer (<20 m) suggest a geostrophic transverse dynamic balance.

In southern transect evidences supporting a geostrophic transverse dynamic balance into the first layer (<20 m) were also observed. Below this layer, inflows were located in shallow regions of the triangular bottom profile, with the highest magnitudes on the western side. Outflows concentrated in the central deeper region of the profile, with the highest magnitudes near bottom.

Both transects showed the highest surface velocities and the highest salinities over the shallow region (eastern side). Salinity variations in northern transect were mostly associated to flood tide, while southern transect showed association to ebb tide. Mean surface salinities were higher on southern transect. Net fluxes on both transects showed a positive value for northern transect and negative for southern one. Increases of lateral component of residual flow and methodological aspects are suggested to explain these differences.

Key words: Flux, density, Nao passage.

INTRODUCCIÓN

Aunque los procesos de intercambio de agua en cuencas semicerradas con el océano o cuenca adyacente constituyen una materia de interés para una variada gama de usos del océano, el conocimiento de estos procesos está aún en un nivel primitivo, existiendo variados aspectos de los mecanismos físicos de la hidrodinámica pobremente comprendidos (Valle-Levinson *et al.*, 1996). Procesos tales como los flujos residuales, estratificación, dispersión o tipos de circulación dominantes en estas zonas de intercambio son algunos ejemplos de lo anterior.

Un ejemplo típico de un sistema costero semicerrado lo constituye el seno Reloncavi (Fig. 1), el cual se encuentra conectado al golfo de Ancud a través del paso Tautil y canal

Calbuco por el oeste, y por el paso Queullín y el paso Nao por el sur. El paso Tautil corresponde a una sección transversal no mayor de 10 m de profundidad y menor a 1.000 m de distancia horizontal en la dirección norte-sur, por lo que constituye una región de intercambio de menor relevancia con el seno Reloncavi. El paso Queullín, por su parte, presenta una sección transversal con profundidades de hasta 350 m en la región más estrecha, en una distancia horizontal no menor de 4.000 m, constituyéndose en la principal vía de intercambio de aguas entre el seno Reloncavi y el golfo de Ancud. La sección transversal del paso Nao, con profundidades menores de 50 m y un largo de aproximadamente 3 km, es la segunda vía de intercambio con el golfo de Ancud, y probablemente relevante para los intercambios hacia y desde la cuenca interior.

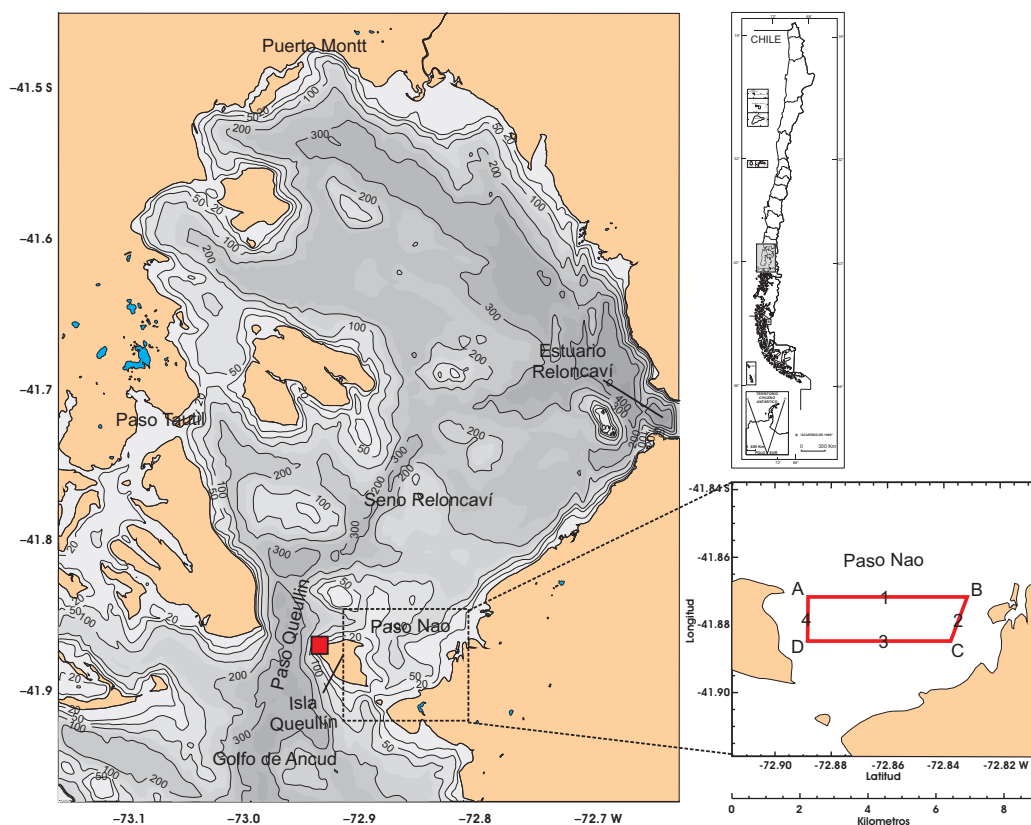


Fig. 1: Área de estudio en seno Reloncaví y posición de transectos (en rojo) para mediciones de corrientes y salinidad en el paso Nao. Letras son esquinas del circuito y número son el transecto. Símbolo cuadrado en isla Queullín es la posición del mareógrafo y estación meteorológica.

Fig. 1: Study area in Seno Reloncaví and location of transects (red lines) for current and salinity measurements in Paso Nao. Letters are circuit corners and numbers are transects. Square symbol in Isla Queullín is position of tidal gauge and meteorological station.

El rango de marea en sicigias en el paso Queullín, publicado en la carta náutica SHOA 7320, es de 6,48 m, un rango característico para la región del golfo de Ancud y seno Reloncaví, que evidencia la importancia de la marea como agente forzante de la hidrodinámica en esta área.

Desde la región este, el seno recibe el principal aporte de agua dulce a través del estuario Reloncaví, con un promedio anual de 900 m³/s (Niemeyer & Cereceda, 1984). Este estuario es un sistema con profundidades máximas de hasta 450 m de profundidad en su boca, en la región de confluencia con el seno Reloncaví. El destino de la capa de agua más dulce liberada en la boca de este estuario y su impacto al interior del seno

permanecen aun poco conocidos. Se estima que la pluma estuarina proveniente del estuario Reloncaví se orienta hacia el sur por el efecto de Coriolis y que la mayor parte del agua más dulce es exportada hacia el golfo de Ancud a través de los pasos Nao y Queullín. No existen, sin embargo, trabajos previos focalizados a la hidrodinámica y su relación con el campo de salinidad y la batimetría en este paso.

Las características del sistema estuarino y el origen glacial del seno Reloncaví y de los pasos Queullín y Nao, hacen que éstos compartan varias características típicas de los sistemas de fiordos, entre los que se incluyen aspectos de su hidrodinámica. 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. El estudio de la variabilidad transversal en sistemas de fiordos en Chile ha recibido mayor atención en los últimos años (Cáceres *et al.*, 2002; Cáceres *et al.*, 2003; Cáceres, 2004; Vera, 2005; Valle-Levinson *et al.*, 2007), observándose en las distribuciones verticales del flujo residual superficial la típica estructura de dos capas correspondiente a circulación estuarina, a la que se agrega, en algunos fiordos y canales específicos, como el fiordo Aysén (Cáceres *et al.*, 2002; Cáceres *et al.*, 2007) y el estuario Reloncaví (Valle-Levinson *et al.*, 2007), la presencia de una tercera capa de flujo residual de salida. En el caso del fiordo Aysén, ambos trabajos reportaron evidencias de un balance dinámico transversal geostrófico, basados en la distribución de las isolíneas de velocidad residual en superficie y en datos de densidad de la columna de agua a lo ancho del canal. La mayor profundidad de las isolíneas de velocidad y de salinidad en el lado izquierdo de la dirección del flujo en la capa en estudio, son indicativos de un sistema en balance geostrófico transversal.

La batimetría puede jugar también un rol importante en la conservación o ausencia de este balance. Esta puede tener influencia en determinar la concentración de las mayores intensidades del flujo residual en las zonas profundas del perfil batimétrico en la sección transversal, atribuido a un efecto friccional, y en determinar mayores amplitudes de la corriente de marea sobre las regiones someras (Cáceres *et al.*, 2002). También se ha observado que el flujo residual de salida se ubica preferentemente en las regiones someras de la sección y el de entrada en las regiones profundas (Valle-Levinson & Lwiza, 1995; Li & O'Donnell, 1997).

El término “corriente residual” es definido aquí como aquella parte de la corriente que queda después de remover las señales de frecuencia semidiurna y diurna durante uno o más ciclos de marea (Tee, 1977). En la mayoría de los estuarios, una partícula de agua no retornará a su posición inicial después de transcurrido un ciclo de marea. Esto se debe a las asimetrías de las corrientes de marea durante la llenante y la

vaciante, producidas por una diversidad de factores tales como el efecto del viento, la descarga de ríos, batimetría y morfología de la costa, entre otros. Estas dominancias de la vaciante o de la llenante son las que producirán desviaciones positivas o negativas de este flujo.

En el paso Nao, se esperaría observar evidencia de un tipo de flujo residual que refleje un intercambio tipo circulación estuarina (Dyer, 1997), con una primera capa superficial de flujo de salida (hacia el sur) y una segunda capa profunda de entrada (hacia el norte) del sistema. En la primera capa habrá dominancia de la vaciante generalmente atribuida al efecto de la descarga del río y en la segunda capa dominancia de la llenante por efecto de la acción de la marea.

Por otra parte, las mediciones de velocidad de la corriente en estuarios haciendo uso de ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) desde embarcaciones móviles han tomado un fuerte impulso en los últimos 20 años, constituyendo una herramienta de resolución espacial y temporal sin precedentes para el estudio de los componentes mareales y residuales del campo de velocidades. Algunos ejemplos de su aplicación se dan en Geyer & Signell, 1990; Valle-Levinson & Lwiza, 1995; Jay *et al.*, 1996; Valle-Levinson & Atkinson, 1999 y Cáceres *et al.*, 2004.

El propósito de este trabajo es determinar las características de la distribución transversal del flujo residual en paso Nao durante un ciclo de mareas diurno, haciendo uso de métodos de mediciones de velocidades con ADCP remolcado. Este constituye el primer trabajo publicado sobre el balance dinámico y flujo residual en este sector. La hipótesis es que la dinámica transversal está dominada por condiciones geostróficas y que existen modificaciones al flujo residual inducidas por la batimetría.

MATERIALES Y MÉTODOS

Se efectuaron mediciones de corrientes con Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) y de salinidad superficial para estudiar la variabilidad del flujo y la salinidad en el paso Nao, una de las vías de intercambio de las aguas entre el seno Reloncaví y el golfo de Ancud (Fig. 1). Los

datos fueron obtenidos durante la segunda etapa del crucero CIMAR 10 Fiordos, en noviembre del año 2004. Las mediciones de ADCP fueron realizadas con un instrumento RD Instruments WH de 307.2 kHz instalado mirando hacia abajo en un catamarán de 3 m de largo, remolcado a una velocidad máxima de 5 nudos por el AGOR "Vidal Gormaz". Los datos de temperatura y salinidad superficial fueron obtenidos con un registrador autocontenido SBE-37 adosado a uno de los flotadores del catamarán, el cuál registraba datos cada 15 segundos a una profundidad menor de 1 m.

Se efectuaron 14 repeticiones del circuito mostrado en la figura 1 siguiendo la secuencia de las letras indicadas en las esquinas. Se denominó transecto 1 entre A y B, transecto 2 entre B y C, transecto 3 entre C y D, y transecto 4 entre D y A. El tiempo total de las mediciones fue de 24 horas, las que comenzaron el 13 de noviembre de 2004 a las 11:00 h y terminaron el día 14 aproximadamente a la misma hora. Se utilizó un tamaño de celda vertical de 2 m y los datos obtenidos cada 4 segundos fueron promediados en grupos de perfiles verticales de velocidad cada 28 segundos. El alcance máximo del instrumento permitió la obtención de datos confiables hasta los 100-120 m de profundidad. Los datos de navegación fueron obtenidos con un GPS Leica.

Los datos de compás del ADCP fueron corregidos siguiendo el método de Joyce (1989) y los datos erróneos de velocidades fueron removidos siguiendo el procedimiento explicado por Valle-Levinson & Atkinson (1999). La señal semidiurna de la marea, representada por la constituyente M_2 con un período de 12,42 horas, y la señal diurna (en el circuito de 24 horas), representada por la constituyente K_1 , con un período de 23,93 horas, fueron separadas de la señal submareal de los componentes del flujo observado usando análisis de regresión sinusoidal de mínimos cuadrados (Lwiza *et al.*, 1991). La señal residual (o submareal) representó así una aproximación a la media del tiempo de observación. En los cuatro transectos el ajuste de los datos con el análisis de mínimos cuadrados explicó sobre el 85% de la variación de éstos.

Se adoptó un sistema de coordenadas en el cual los componentes de velocidad de la corriente a lo largo y a lo ancho del paso eran u y v ,

respectivamente. Los datos de velocidad fueron rotados en la dirección contra los punteros del reloj en un ángulo orientado a la dirección de más alta variabilidad e intensidad de las corrientes de marea y de los más débiles flujos de marea a lo ancho del fiordo.

Los datos de velocidad superficial (4 m) y salinidad fueron graficadas en forma combinada para tener una visión de su evolución en el tiempo sobre cada transecto. Ambas variables fueron interpoladas a una grilla regular con tamaños de celda cada 300 m en distancia y cada 90 minutos en tiempo.

Se hicieron estimaciones de los flujos (F) en las secciones transversales (transectos 1 y 3) interpolando los datos de velocidades norte-sur (v) a una grilla regular con celdas de tamaño vertical (h) de 2 m y de tamaño horizontal (d) de 100 m. Se utilizó la expresión

$$\langle F \rangle = \sum \langle v_{ik} \rangle \cdot h \cdot d$$

donde v_{ik} es la velocidad (m/s) en la profundidad i y en la distancia k , y los paréntesis en ángulo indican velocidad residual en los dos ciclos de marea. Los datos positivos de $\langle F \rangle$ correspondieron a flujos de entrada (hacia el norte) y los datos negativos a flujos de salida (hacia el sur), mientras que el flujo neto a la diferencia entre ambos.

Datos de viento fueron obtenidos a bordo del AGOR "Vidal Gormaz" y en una estación meteorológica instalada durante los experimentos CIMAR Fiordos (julio a noviembre de 2004) en la isla Queullín, cuya ubicación se muestra en la figura 1. Las condiciones de viento durante el período del experimento mostraron máximas de hasta 5,5 m/s y un promedio de 2,61 m/s, valores estimados como de baja intensidad. En la misma ubicación en la isla Queullín se instaló un mareógrafo Aanderaa para el registro de las variaciones del nivel del mar durante el mismo período.

RESULTADOS

La motivación del presente estudio es describir la variabilidad de los flujos residuales en uno

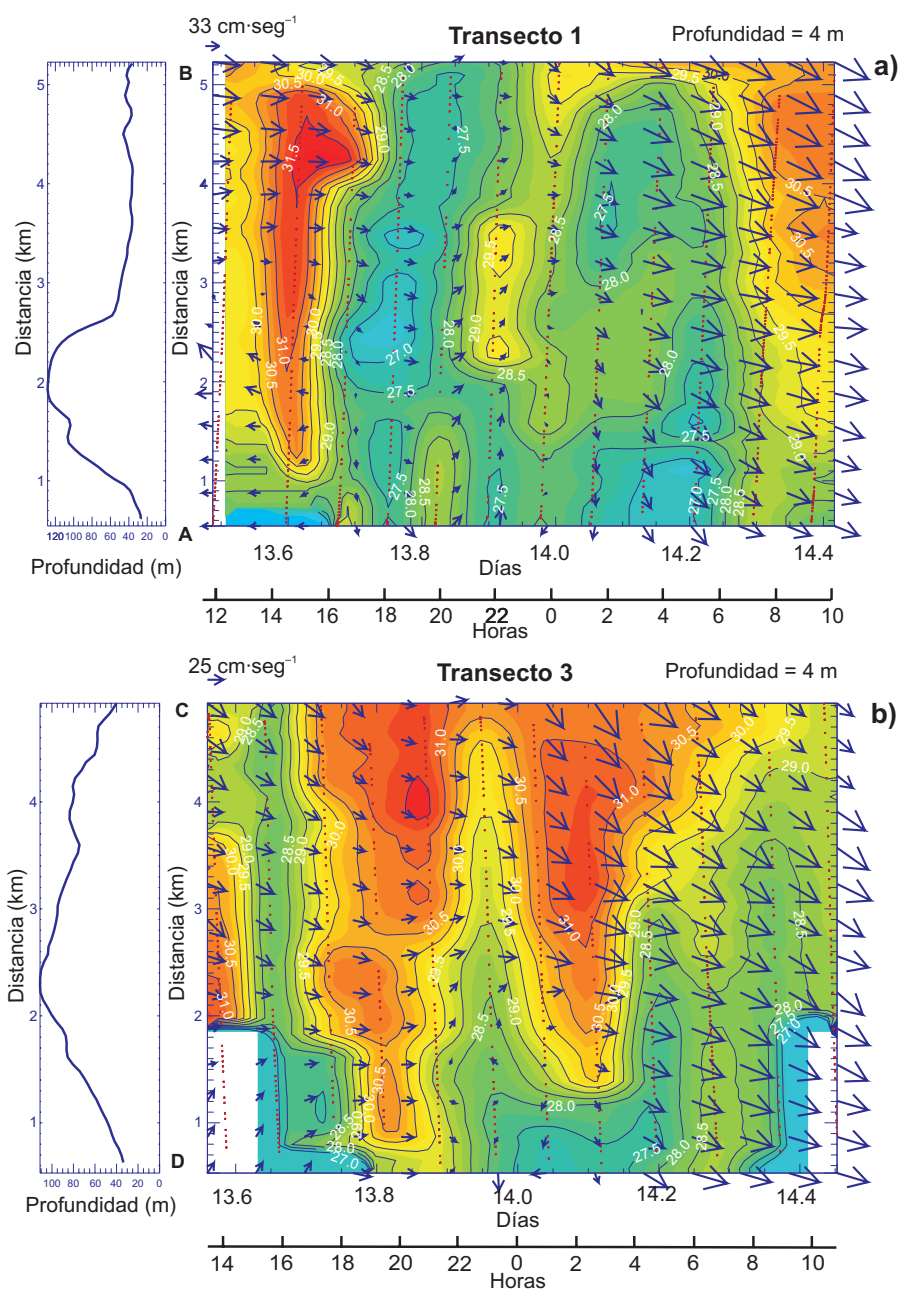


Fig. 2: Contornos de salinidad superficial a 1 m y vectores de velocidad a 4 m de profundidad durante un período de 24 horas en paso Nao. (a) Transecto 1, (b) Transecto 3. En el costado izquierdo está el perfil del fondo en cada transecto. Letras A, B, C y D son los extremos del transecto. Ver figura 1 para numeración de transectos y de letras en esquinas del circuito. Espacios en blanco en las esquinas de los contornos son datos erróneos removidos del análisis. Los puntos de medición se muestran sobre los contornos.

Fig. 2: Surface salinity contours at 1 m depth and velocity vectors at 4 m depth during 24 hours of measurements in Paso Nao. a) Transect 1, b) Transect 3. Bottom profile along the transect is on the left side of each panel. Letters A, B, C and D are the ends of the transects. See figure 1 for identification of transect numbers and letters at the corners of the circuit. White regions at the corners of contours is bad data removed from the analysis. Dots over contours are locations of measurements.

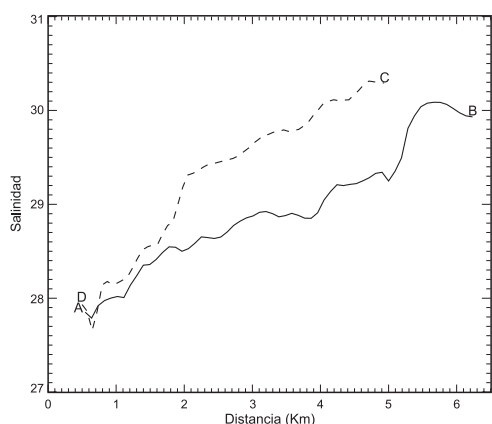


Fig. 3: Distribución de salinidad superficial transversal en transectos 1 (línea continua) y transecto 3 (línea segmentada). Letras son extremos de los transectos.

Fig. 3: Surface salinity distribution across-channel in transect 1 (solid line) and transect 3 (dashed line). Letters are transect ends.

de los dos pasos que conectan el seno Reloncaví con el golfo de Ancud. Se da énfasis a la dimensión transversal y al efecto de la batimetría en la determinación de los patrones de flujo.

Salinidad y velocidad superficial

La evolución en el tiempo de la velocidad y salinidad superficial en los transectos 1 y 3 se muestra en la figura 2. En ambos transectos los valores de salinidad oscilan entre 26,5 y 31,5

aproximadamente. En los transectos 1 y 3 los valores más altos de salinidad se concentran sobre la región somera (lado este), como se observa también en la figura 3. En esta misma figura se aprecia que el transecto 1 presenta salinidades más bajas que el transecto 3. Al comparar la evolución en el tiempo de la salinidad y velocidad (Fig. 2) con las oscilaciones del nivel del mar (Fig. 5), se observa que en el transecto 1, las máximas salinidades estuvieron asociadas a la pleamar de las 14 h y que los otros pulsos de alta salinidad (sobre 29) estuvieron asociadas a marea llenante. En el transecto 3, las máximas salinidades fueron observadas en torno a la pleamar de las 14 h, a la bajamar de las 20 h y a la vaciante de las 5 h. El lado este es también el lado sector donde se observaron las más altas velocidades de la corriente en los dos transectos, con dirección dominante hacia el sur. Escasas observaciones de la corriente hacia el norte se dan sólo en el costado oeste del transecto 1 entre las 12 y 19 horas.

Flujo residual

El flujo residual de la componente v (N-S) en el transecto 1 se presenta en la figura 5. Se distingue una distribución vertical del flujo en tres capas, donde la superficial de salida (hacia el sur) tiene una profundidad aproximada de 10 m en el lado oeste, sobre el canal, y puede llegar hasta los 30 m en el lado este, sobre la región

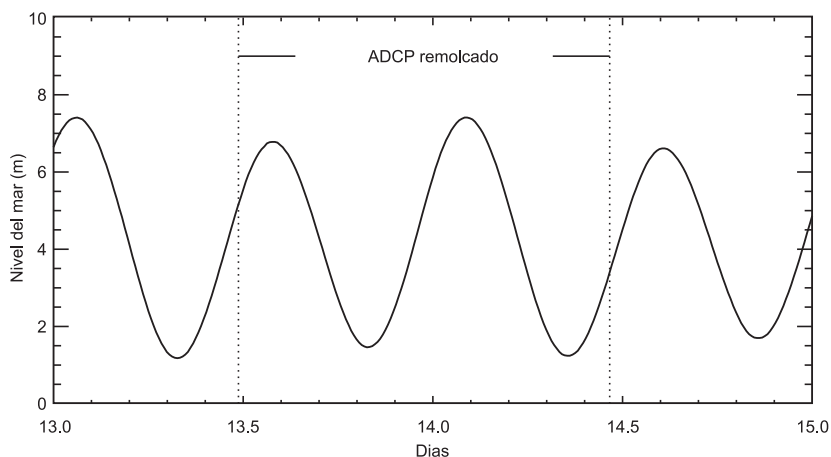


Fig. 4: Datos de nivel del mar en paso Queullín días 13 y 14 de noviembre de 2004. Líneas punteadas verticales muestran tiempo de inicio y término de las mediciones de ADCP.

Fig. 4: Sea level data in Paso Queullín on November, 13th and 14th 2004. Dotted vertical lines are times of starting and ending of ADCP measurements.

Tabla I. Estimación de los flujos de entrada, salida y flujo neto en las secciones transversales en los transectos.

Table I. In flows, out flows and net flow estimates for transversal sections in transects.

Tabla I				
Transecto	Área	Entrada ($\times 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$)	Salida ($\times 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$)	Flujo neto $\times 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$
1	Paso Nao norte	98,75	-56,03	42,73
2	Paso Nao sur	49,19	-80,34	-31,15

somera. Los valores más altos en esta capa se ubican en el lado este, alcanzando los 25 cm/s. Una segunda capa de entrada (hacia el norte), de espesor variable entre 15 y 50 m, presenta las mayores magnitudes de velocidad (10 cm/s) en la región del quiebre del perfil batimétrico, aproximadamente a 2 km del extremo oeste (esquina A). Una tercera capa de salida del flujo residual se observa bajo los 70 m de profundidad confinada al canal profundo, con velocidades máximas de 10 cm/s.

En el transecto 3 (Fig. 5), se mantiene el predominio del primera capa de salida en los primeros 10-15 m de profundidad, con las mayores magnitudes de hasta 30 cm/s en el lado este. La segunda capa se concentra en las regiones someras siendo sus valores más altos (10 cm/s) en el lado oeste. La tercera capa de flujo de salida observada en el transecto 1 se ha unido con la capa superficial, concentrándose un núcleo de mayor velocidad (10 cm/s) en la región profunda.

Una estimación de los flujos de entrada, salida y flujo neto en las secciones transversales de los transectos 1 y 3, estimadas a partir de las velocidades residuales de la componente v , se muestran en la Tabla I.

Los flujos residuales en vectores en tres profundidades son mostrados en la figura 6. Se seleccionaron tres profundidades representativas de las tres capas mencionadas más arriba. La capa de salida del flujo superficial, atribuida al flujo de río y representada por la profundidad de 3 m, muestra las más altas magnitudes de la corriente en el lado este, con una evidente disminución y desviación hacia el oeste sobre el canal submarino. La segunda capa de entrada del flujo al seno Reloncaví, atribuida al efecto de la marea y representada por la profundidad de 20 m, tiene sus mayores magnitudes en el lado

oeste, principalmente sobre la región profunda. La tercera capa de salida, ubicada a 79 m, está confinada al canal submarino.

DISCUSIÓN

La variabilidad transversal del flujo y de la salinidad en el paso Nao sugerida en los resultados, se aborda a continuación a partir de la integración y comparación de éstos.

Aunque ambos transectos se ubican a una distancia de sólo 1,6 km entre sí, se observaron diferencias importantes en la distribución de las propiedades del flujo y la salinidad. Mientras en el transecto 1 las altas salinidades muestran una correlación con la pleamar o con la marea llanante (Figs. 2 y 4), el transecto 3 muestra una mayor tendencia a la asociación con la marea vaciante o bajamar. El análisis de las fases de las corrientes de marea en la dirección norte-sur en los transectos 2 y 4 puede aportar información útil para la comprensión de esta diferencia. Hay una diferencia de 80 grados en la fase de los datos de velocidad de la corriente en superficie sobre el transecto 4 entre los puntos A y D (datos no mostrados en los resultados), que sugieren que la onda de marea llega primero al sector del punto D desde el sur y se propaga con un notable retardo hacia el norte. Este desfase no fue observado en el transecto 2, entre los puntos B y C, donde el cambio de fase entre ambos fue menor a 10 grados. Este retardo sobre el transecto 4 puede ser el origen de las asimetrías en los datos de salinidad observados entre los transectos 1 y 3.

Esta asimetría también podría ser explicada en términos del efecto batimétrico, ya que el perfil del fondo en ambos transectos es notoriamente distinto. Mientras el perfil en el transecto 1

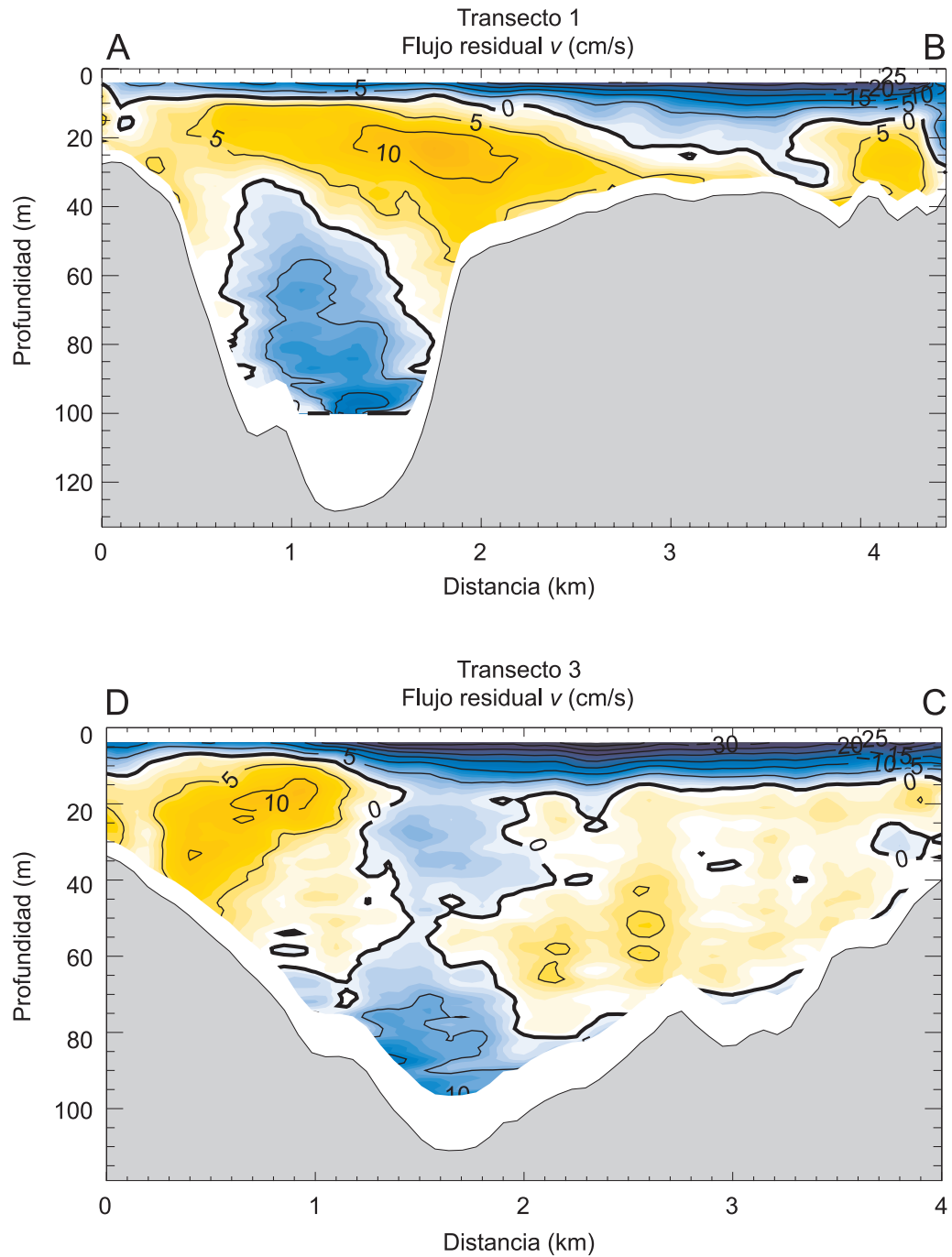


Fig. 5: Contornos de velocidades residuales en su componente norte-sur (v) en paso Nao. Tonos amarillos (positivos) son flujos de entrada y azules (negativos) flujos de salida. Banda blanca sobre el fondo corresponde a datos contaminados por el efecto lateral del lóbulo de emisión del instrumento, no considerados en el análisis. Mirando hacia el interior del canal.

Fig. 5: Contours of residual velocity on its component north-south (v) in paso Nao. Yellow tones (positives) are inflows and blue tones (negatives) are outflows. White band over the bottom mask contaminated data by side lobe effect of the instrument, and they are not considered in the analysis. Looking up-fjord.

presenta una región somera (30-40 m) en la mayor parte este de la sección (Fig. 2), combinada con un canal de paredes abruptas de más de 120 m de profundidad en la región oeste, el transecto 3 muestra un perfil batimétrico de forma casi triangular, donde han desaparecido las profundidades menores a 40 m. Las bajas profundidades en la región este del transecto 1 hacen que haya una notoria diferencia de hasta 80° en la fase en la corriente de marea entre el este y el oeste en el transecto (datos no mostrados), ocurriendo primero el cambio en la región somera y más tarde en la región profunda. Este adelantamiento en el cambio de la fase en la región somera se atribuye al mayor efecto friccional del fondo, aspecto reconocido en otros sistemas estuarinos (Wong, 1994; Valle-Levinson & Lwiza, 1995).

El flujo residual en ambos transectos también es afectado por la batimetría. En el transecto 1 se observan tres capas del flujo residual bien definidas (Fig. 5) a lo ancho de la sección transversal, las que muestran notables semejanzas con las observadas en otros sistemas de fiordos con profundidades mayores de 60 m. En el caso del fiordo Aysén, Cáceres *et al.* (2002) observaron las mismas tres capas del flujo residual, y atribuyeron la presencia de la tercera capa profunda del flujo residual a un mecanismo compensatorio del efecto del viento superficial soplando en superficie hacia el interior del fiordo. Durante ese experimento se observaron vientos promedio sobre $7 \text{ m}\cdot\text{seg}^{-1}$. La tercera capa también fue observada por Cáceres *et al.* (2007) en la boca del mismo fiordo, pero esta vez bajo condiciones de viento de baja intensidad tendiente a la calma. En dicho trabajo se constató que la tercera capa tendía a desaparecer a medida que se aproximaba la región somera. Esta capa profunda de salida del flujo residual también fue observada por Valle-Levinson *et al.* (2007) en el estuario Reloncaví, atribuyéndola a efectos no lineales asociados a la onda de marea que se refleja en la cabeza del estuario. Un efecto similar podría presentarse en este caso, donde la reflexión estaría ocurriendo en las paredes de la región profunda del seno Reloncaví, y propagándose a través de los canales hacia el exterior. Se requieren más estudios sobre este aspecto para comprobar este patrón que se repite en los fiordos profundos (>70 m) mencionados por Cáceres *et al.* (2002, 2007) y Valle-Levinson *et al.*

(2007).

En este mismo transecto, en la región superficial, se observa que la inclinación de la línea de velocidad nula bajo la primera capa (de salida) presenta una mayor profundización de ésta en el lado este que en el lado oeste. En el lado este los valores de velocidad son también los más altos. En esta capa se observa que la columna es más profunda en el lado izquierdo de la dirección del flujo, consistente con un balance geostrófico transversal y con una típica relación de Margules para un equilibrio de aproximación geostrófica del sistema, como ha sido observado por Cáceres *et al.* (2007) en el fiordo Aysén. No se descarta que el sistema esté en balance geostrófico transversal en los primeros 20 m de profundidad. Se contrapone a esta hipótesis el hecho de observar salinidades más altas en el lado este que en el oeste (Fig. 3), situación que podría atribuirse a fenómenos de redistribución local de la salinidad por efectos advectivos costeros o batimétricos, o por la acción del escaso viento reinante durante el experimento. Considerando que los datos de salinidad fueron adquiridos dentro del primer metro superficial y los primeros datos de corrientes útiles para este estudio estuvieron a 4 m de profundidad, las distribuciones de salinidad observadas en las figuras 2 y 3 podrían atribuirse a una manifestación netamente superficial. La distribución de velocidades residuales entre los 4 y 20 m muestra consistencia con un típico balance geostrófico transversal.

Bajo los 20 m se presentan las mayores velocidades residuales del flujo de entrada asociadas a la región profunda. Esto concuerda con lo observado por Cáceres *et al.* (2002) para el fiordo Aysén, donde 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. Esta observación está de acuerdo también con lo esperado para un tipo de circulación gravitacional, como se observa en estuarios someros (Valle-Levinson & Lwiza, 1995, 1997).

En el transecto 3, en los primeros 20 m de profundidad, se presenta un patrón similar al observado en el transecto 1, sugiriéndose también un balance geostrófico transversal. Este balance sería aun más consistente por la presencia de los mayores valores del flujo de entrada en el lado

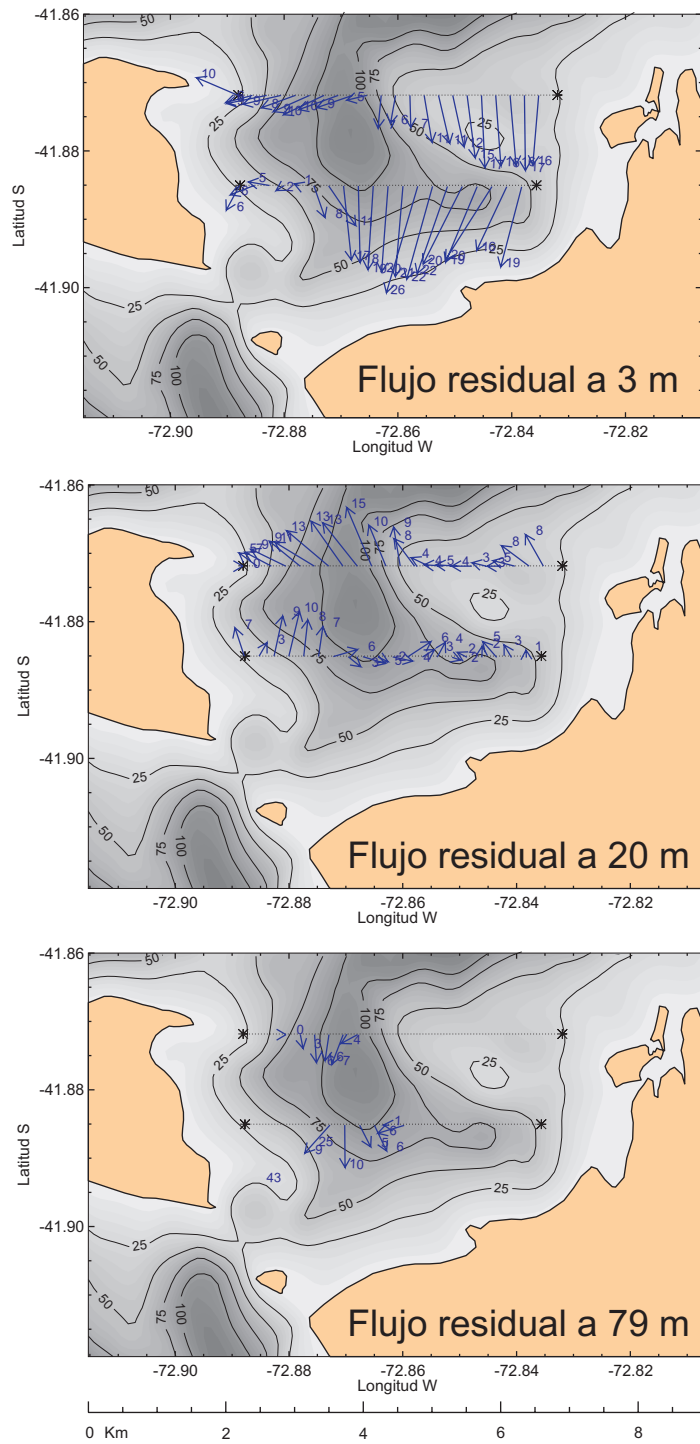


Fig. 6: Vectores de velocidad residual a tres profundidades en paso Nao. Valores en cada vector son velocidades en $\text{cm}\cdot\text{seg}^{-1}$ sin decimales. Contornos de batimetría cada 25 m.

Fig. 6: Residual velocity vectors at three selected depths in paso Nao. Values at each head arrow are velocities in $\text{cm}\cdot\text{seg}^{-1}$ without decimals. Bathymetric contours each 25 m.

oeste. A mayor profundidad, se observa que la segunda capa tiende a ubicarse en las regiones someras laterales del perfil de fondo triangular, manteniéndose una región central de flujo de salida asociada al canal en toda la columna de agua. Esta distribución en una sección triangular ha recibido atención para una solución analítica por Wong (1994) para un estuario somero. Este autor propuso un esquema en el que la batimetría rompe con el clásico patrón de estratificación vertical de dos capas por circulación estuarina. Utilizando una sección triangular como perfil de fondo, el flujo de entrada se concentra el centro sobre la región profunda del perfil, mientras que el flujo de salida lo hace por los costados en las regiones someras. Aunque esta solución se ha aplicado sólo en estuarios someros, su semejanza con las distribuciones observadas es evidente, siendo su parametrización en estuarios profundos una materia aun pendiente por resolver. El efecto de Coriolis, no considerado en la solución de Wong (1994), es evidente en las distribuciones observadas.

Se presentaron diferencias importantes en los flujos de entrada, salida y flujo neto en las secciones transversales de los transectos 1 y 3 (Tabla I). Considerando que el paso Nao se encuentra en la boca de un típico ambiente estuarino, donde hay un importante aporte de agua dulce en la capa superficial, el flujo neto debiera ser típicamente de salida (negativo) en ambos transectos. Sin embargo, sólo el transecto 3 cumple esta condición, observándose que el transecto 1 muestra predominio de flujos de entrada. Esta diferencia puede atribuirse a una mayor importancia relativa que la componente lateral u toma en el transecto 1, la que se observa en la figura 6 en las distribuciones en las dos primeras capas superficiales. A 3 m de profundidad, velocidades de hasta $10 \text{ cm}\cdot\text{seg}^{-1}$ sobre el canal se orientan principalmente hacia el oeste en el transecto 1, mientras que en el transecto 3 no hay una dirección definida y las velocidades no sobrepasan los 6 cm/s . A 20 m de profundidad (Fig. 6), el flujo de entrada exhibe sus mayores velocidades en el transecto 1, con una componente hacia el oeste que es comparable a la componente norte. La mayor importancia de la componente u en el transecto 1 haría que la componente v disminuya sus magnitudes afectando la estimación de los flujos.

Las diferencias en los flujos netos entre ambos transectos pueden estar también influidas

por la metodología. Los transectos transversales 1 y 3 no cubren la totalidad de las secciones transversales en el paso Nao, faltando porciones importantes de datos en los costados, en la zona profunda y en superficie. Mientras la imposibilidad de obtener datos en los primeros 2 a 3 m superficiales y cercano al fondo es debida a limitaciones técnicas de las mediciones con ADCP, la imposibilidad de cubrir totalmente hasta los bordes de la sección transversal es debida a seguridad a la navegación, aspecto que en un buque de grandes dimensiones, como el usado en ese muestreo, se hace más evidente. Todas estas limitaciones están reconocidas en la literatura (Jay *et al.*, 1997), pero estos mismos autores señalan que aun así, la información proporcionada por estos instrumentos es fundamental para los estudios de flujos, y constituye la más avanzada tecnología disponible para este propósito. Al interpretar estos datos se deben tener presente estas limitaciones.

CONCLUSIONES

Las distribuciones de velocidad residual y de salinidad mostraron diferencias notorias entre los dos transectos atribuidas principalmente al efecto de la batimetría. En el transecto norte hubo una distribución vertical de los flujos residuales en tres capas, donde la capa superficial de salida (hacia el sur) en los primeros 20 m se atribuye a la descarga de agua dulce al sistema, la segunda capa de entrada (hacia el norte) se atribuye al efecto de la marea y una tercera capa de salida bajo los 60 m, confinada a la región del canal, que se atribuye probablemente a un mecanismo de efecto no lineal de la marea en reflexión con las paredes del seno Reloncaví. La distribución de velocidades en la capa superficial ($<20 \text{ m}$) sugiere un balance geostrófico transversal.

En el transecto sur también se observaron evidencias que apoyan un balance geostrófico transversal en la primera capa superficial no mayor de 20 m. Bajo esta profundidad, los flujos de entrada tienden a ubicarse en las regiones someras del perfil de fondo triangular, siendo de mayor magnitud en el lado oeste. El flujo de salida se concentró en la región central y profunda de este perfil, siendo sus valores mayores en el

fondo. La distribución bajo los 20 m es coherente con una solución analítica para estuarios someros de corte triangular.

En ambos transectos las mayores velocidades del flujo superficial (4 m) y las mayores salinidades a 1 m durante las 24 horas de mediciones se observaron preferentemente sobre la región somera (lado este). Las variaciones de salinidad en el transecto norte estuvieron preferentemente asociadas a la fase de marea llenante y pleamar, mientras que en el transecto sur estuvieron asociadas a la fase de marea vaciante. Las salinidades promedio fueron mayores en el transecto sur.

Los flujos netos estimados para ambos transectos mostraron un valor positivo para el transecto norte y negativo para el sur. Se sugieren incrementos de la componente lateral del flujo residual y aspectos metodológicos en estas diferencias.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a los integrantes del grupo oceanográfico por el apoyo en las mediciones, en particular a Mónica Bello, Manuel Castillo y Juan P. Belmar, como también al comandante, oficiales y tripulación del AGOR "Vidal Gormaz" por el apoyo del buque para la obtención de datos de ADCP en el paso Nao. También agradecemos a Brian Sánchez por el apoyo en la instalación y retiro del mareógrafo y estación meteorológica en paso Queullín. Los fondos para la realización de esta campaña fueron proporcionados por el Comité Oceanográfico Nacional en el marco del proyecto CIMAR 10 Fiordos.

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 & L. ATKINSON. 2003. Observations of cross-channel structure of flow in an energetic tidal channel. *Journal of Geophysical Research*, vol. 108(c4), 11-1: 11-10.
- CÁCERES, M., A. VALLE-LEVINSON, J. FIERRO, C. VALENZUELA & M. CASTILLO. 2007. Variabilidad transversal del flujo y de la densidad en la boca del Fiordo Aysén. *Cienc. Tecnol. Mar.* En revisión.
- DYER, K., 1997. *Estuaries, a physical introduction*. Ed. John Wiley & Sons, 2nd edition, 195 pp.
- GEYER, W.R. & R. SIGNELL. 1990. Measurement of tidal flow around a headland with a shipboard Acoustic Doppler current profiler. *Journal of Geophysical Research*, 95: 3.189-3.198.
- JOYCE, T. 1989. On *in situ* calibration of shipboard ADCPs. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 6, 169-172.
- JAY, D.A., W. GEYER, R.J. UNCLES, J. VALLINO, J. LARGIER & W. BOYNTON. 1997. A review of recent developments in estuarine scalar flux estimation. *Estuaries*, 20 (2): 262-280.
- JAY, D.J., D.A. JAY & J. MUSIAK. 1996. Salt transport from Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) and Conductivity-Temperature-Depth (CTD) data: A methodological study. In: *Buoyancy Effects on Coastal and Estuarine Dynamics*, Coastal and Estuarine Studies volume 53, AGU Ed., pp. 195-212.
- LI, C. & J. O'DONNELL. 1997. Tidally driven circulation in shallow estuaries with lateral depth variation. *Journal of Geophysical Research*, 102 (c13): 27.915-27.929.
- 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.
- NIEMEYER, H. & P. CERECEDA. 1984. Hidrografía. En: *Geografía de Chile*. Vol.8. Editado por Instituto Geográfico Militar 320 pp.
- TEE, K.T. 1977. Tide-Induced Residual Current-Verification of a Numerical Model. *Journal of Physical Oceanography*, 7: 396-402.

- VALLE-LEVINSON, A. & K.M.M. LWIZA. 1995. The effects of channels and shoals on exchange between the Chesapeake Bay and the adjacent ocean. *Journal of Geophysical Research*, 100 (C9), 18.551-18.563.
- VALLE-LEVINSON, A., J. KLINCK & G. WHELESS. 1996. Inflows/outflows at the transition between a coastal plain estuary and the coastal ocean. *Continental Shelf Research*, Vol. 16 (14): 1.819-1.847.
- VALLE-LEVINSON, A. & K.M.M. LWIZA. 1997. Bathymetric influences on the lower Chesapeake Bay hydrography. *Journal of Marine Systems*, 12, 221-236.
- VALLE-LEVINSON, A. & L. P. ATKINSON. 1999. Spatial gradients in the flow over an estuarine channel. *Estuaries*, 22 (2A), 179-193.
- 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., N. SARKAR, R. SANAY, D. SOTO & J. LEÓN. 2007. Spatial structure of hidrography and flow in a Chilean fjord, Estuario Reloncaví. *Estuaries and coasts*, Vol. 30 (1): 113-126.
- VERA, A. 2005. Efecto del viento sobre las variaciones del nivel del mar en el fiordo Aysén. Tesis Magister en oceanografía PUCV-UV. 57 pp.
- WONG, K.C. 1994. On the nature of transverse variability in a coastal plain estuary. *Journal of Geophysical Research*, 99: 14.209-14.222.