

4.2 Régimen de circulación en canales y fiordos australes

Manuel Castillo^{1,2} & Claudia Valenzuela²

¹Estación Costera de Investigaciones Marinas. Pontificia Universidad Católica de Chile

E-mail: mcastillo@bio.puc.cl

²Departamento de Oceanografía. Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile

E-mail: cvalenzuela@shoa.cl

Las corrientes oceánicas generalmente son producidas por el viento, diferencias de densidad entre masas de agua o desnivel del mar. La influencia de la marea en las corrientes oceánicas no tiene gran importancia, debido a que las variaciones de altura son de escasa amplitud en esta zona, respecto a las variaciones del nivel del mar en zonas costeras.

En estas últimas, las corrientes forzadas por la oscilación de marea son de mayor importancia, donde las corrientes de marea se definen como movimientos horizontales asociados a la elevación (pleamar) y depresión (bajamar) del nivel del mar. En la zona costera estos movimientos, generalmente, son elípticos y rotatorios, mientras que en zonas donde la dirección de la circulación es restringida como en ríos, estrechos, canales y fiordos, las corrientes son reversibles. Debido a este comportamiento reversible se genera un momento donde la magnitud de la corriente es cero, conocido como estoa. Dado que la disminución (aumento) en la mayor parte de los casos es progresiva, se habla de un "período de estoa" y en este período la magnitud de la corriente es cercana a cero. Describir los patrones de corrientes que caracterizan la zona de canales y fiordos australes posee, por ejemplo una gran relevancia en términos biológicos, puesto que la determinación de zonas de retención o dispersión de materiales en suspensión puede ser de utilidad en la determinación de zonas de manejo, protección o de mayor sensibilidad. Además, determinar o predecir los períodos de estoa de corrientes puede ser de gran utilidad para la navegación en estas áreas.

Por esta razón, las corrientes de marea responden a un patrón que no sólo depende del forzamiento mareal, sino también de perturbaciones no-lineales asociadas a armónicos de aguas someras (Speer *et al.*, 1991), de fricción lateral o de

fondo (Cáceres *et al.*, 2003), o a variaciones en el campo local del viento (Cáceres *et al.*, 2002).

La circulación estuarina es característica de una estructura vertical de doble celda, donde el encuentro de agua dulce proveniente de los ríos con agua salada oceánica, causa que el agua dulce menos densa, fluya cerca de la superficie hacia la boca del estuario. Bajo esta capa, se desarrolla un flujo más denso de dirección contraria, conocido como circulación estuarina o gravitacional y corresponde a una circulación de estado estacionario.

La circulación estuarina asume un movimiento promedio lineal y estacionario, donde las fuerzas involucradas en el balance de movimiento a lo largo del estuario, son el gradiente de presión y la fricción. Algunos agentes que modifican la circulación estuarina son la rotación de la tierra, corrientes de marea, batimetría, línea de costa, forzamiento atmosférico y descargas de ríos, entre otros. Además, la presencia de constricciones y umbrales en sistemas estuarinos pueden afectar el tiempo de residencia de las aguas profundas en un fiordo, dada su influencia en la capacidad de transporte (Stigebrandt, 1979).

Antes del inicio del Programa CIMAR, el conocimiento de la circulación en aguas interiores de los canales y fiordos australes era escaso y la mayor parte de la información fue obtenida por expediciones extranjeras (Silva *et al.*, 1995). Durante el desarrollo de este Programa, se han efectuado varios estudios de corrientes mediante correntometría euleriana y lagrangiana, junto a mediciones de viento para identificar relaciones causa-efecto. Estos estudios se han efectuado en diferentes sectores entre Puerto Montt y el cabo de Hornos (Salinas *et al.*, 1999; Fierro *et al.*, 2000; Valle-Levinson *et al.*, 2002; Salinas & Hormazábal, 2004), cuyos principales resultados se resumen a continuación.

En la zona Puerto Montt a laguna San Rafael (Zona Norte), se efectuó un estudio para caracterizar el régimen de mareas y corrientes a lo largo del canal Moraleda (Fig. 1), cuyos resultados mostraron que las corrientes en Puerto Ballena y Puerto Nassau no desarrollaron un comportamiento reversible (Fig. 2), ya que gran parte de la variabilidad en ambos puntos fue explicada por la componente submareal.

En el área de la boca del Guafo se detectaron corrientes reversibles relacionadas con las fluctuaciones de marea cuyo eje de máxima variación fue este-oeste, con máximos de $140 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ en dirección noreste (Fierro *et al.*, 2000). Además, en esta misma zona se instaló un anclaje de correntómetros en el umbral de la constricción de Meninea, ubicado a 25 y 40 m de profundidad, sobre el veril de los 60 m. En ambas series de datos, se apreció un alineamiento en la dirección de las corrientes con el eje del canal, evidenciando los efectos batimétricos sobre el flujo. Se estimaron velocidades medias de $15,9 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ a 25 metros hacia el norte del canal y de $2,0 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ a 40 metros hacia el sur. En ambas profundidades, mediante un análisis espectral, se comprobó que las corrientes fueron moduladas por la frecuencia de la marea semidiurna, con un máximo espectral en períodos de 12,6, 6,2 y 26,4 horas, en orden decreciente de su aporte energético (Salinas & Hormazábal, 2004).

La constricción-umbral de Meninea tiene una profundidad de 60 m y separa el canal Moraleda en dos microcuencas, una norte y una sur (Silva *et al.*, 1997). Su presencia es un factor hidráulico de gran preponderancia, por cuanto puede controlar la salinidad del estuario, debido a su capacidad de transporte asociada a la profundidad de la capa superficial (Salinas & Hormazábal, 2004). Esta constricción-umbral permite que sólo el agua de la microcuenca norte del canal Moraleda, comprendida entre 30 y 60 m, pueda traspasar hacia la microcuenca sur (Silva *et al.*, 1997). El sistema estuarino de Meninea presenta un predominio de la componente baroclina, donde el flujo en superficie se dirige hacia el norte, mientras que en profundidad es hacia el sur. Además, se desarrollan eventos barotrópicos en el flujo (Salinas & Hormazábal, 2004).

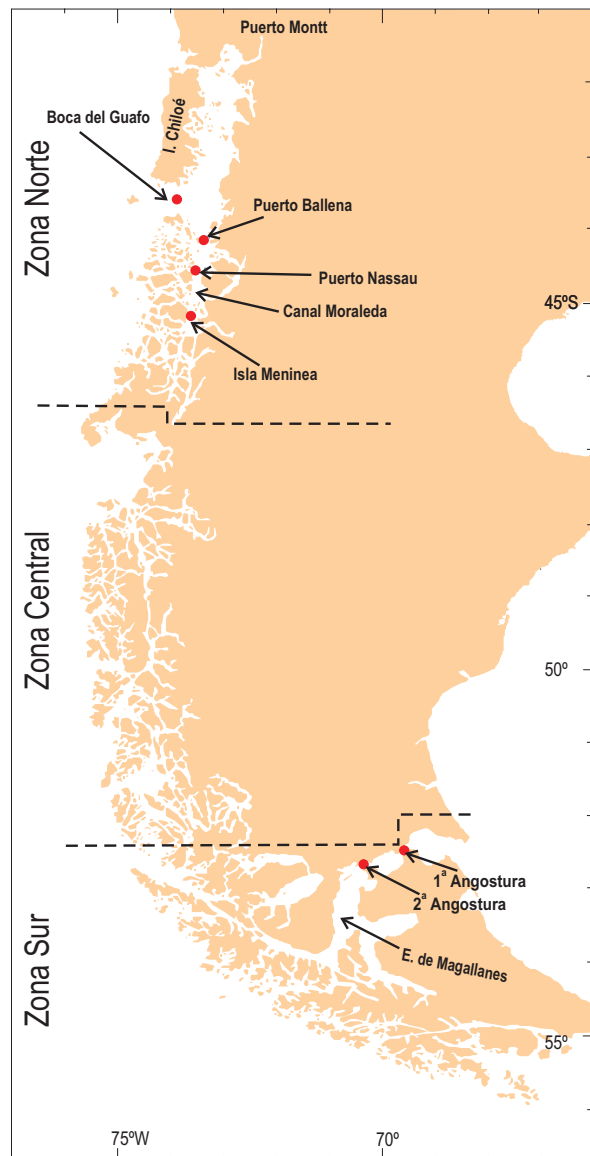


Figura 1: Posición geográfica de las estaciones de mediciones de corrientes.

Para la microcuenca sur se ha calculado un tiempo de residencia de siete meses y se ha determinado el control hidráulico que ejerce la constricción, con una estratificación de densidad de 0,002 si las corrientes en cada capa son iguales o superiores de $77,5 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ (Salinas & Hormazábal, 2004).

Posteriormente, también en el sector de la constricción de Meninea, se efectuaron mediciones de corrientes con un ADCP fijo a 50 m de profundidad y se obtuvieron series de tiempo su-

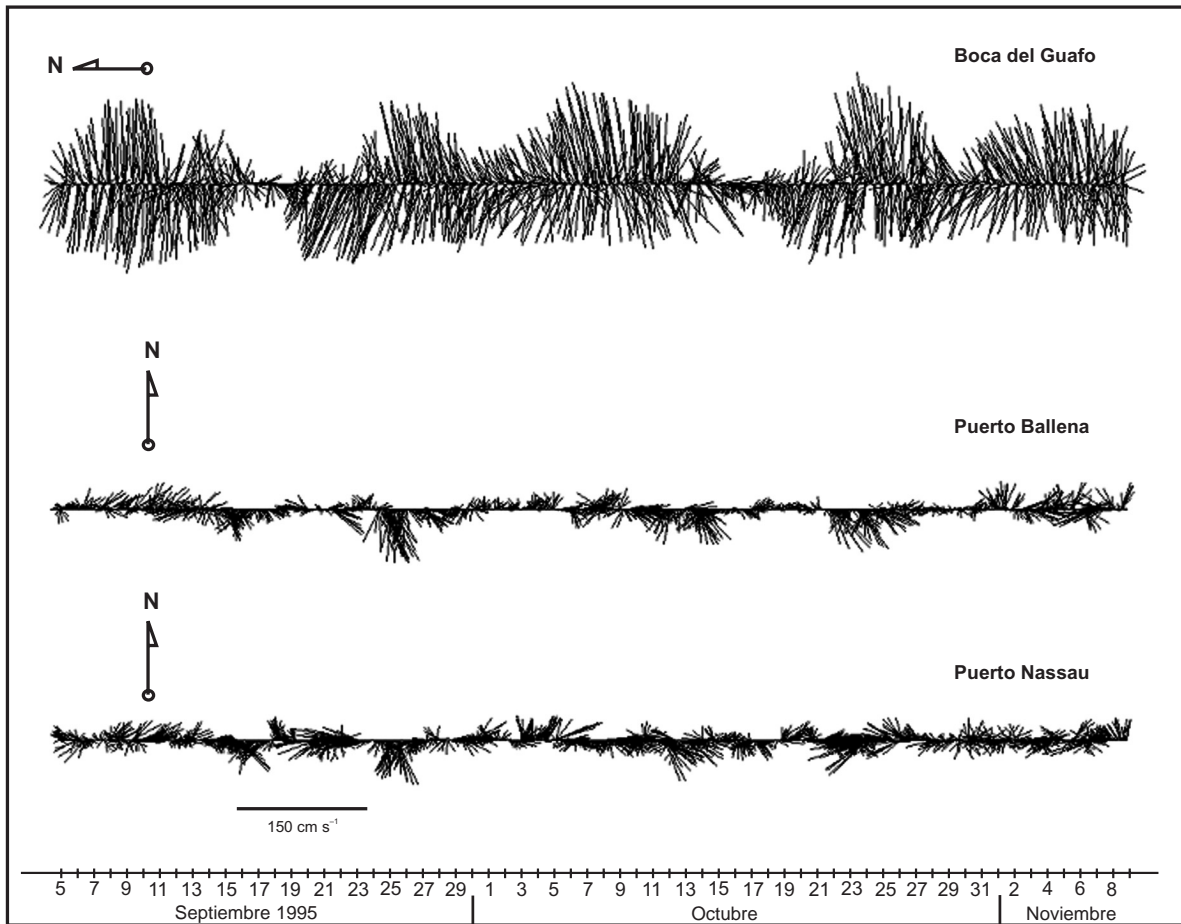


Figura 2: Diagramas de trazos de corrientes medidas en la boca del Guafo, puerto Ballena y puerto Nassau. El diagrama de la boca del Guafo fue rotado 90° contra reloj, ya que la mayor parte de la variabilidad se encuentra asociada a la componente este-oeste.

periores a 100 días que revelaron la influencia de efectos hidráulicos causados por aceleraciones advectivas que están en balance con el gradiente de presión (Valle-Levinson *et al.*, 2002). La corriente de reflujo fluye hacia 10° y la de flujo hacia 180° , con magnitudes inferiores a $40 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$; mientras que las mayores magnitudes se encuentran asociadas a corrientes de flujo hacia 125° . En este sector, los valores típicos corresponden a corrientes superficiales hacia el norte con intensidades de hasta $17 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ y corrientes profundas hacia el sur, con magnitudes de $13 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ (Valle-Levinson *et al.*, 2002).

El intercambio de agua en el sector de la constricción-umbral es más intenso en períodos de vientos débiles. Se ha observado que las reversiones de flujo hacia el norte coinciden con

un debilitamiento del flujo hacia el sur cerca del fondo y con la profundización de la interfase entre los flujos hacia el norte y sur. La variabilidad de esta interfase, está relacionada con el forzamiento atmosférico, en términos de profundización de la interfase durante eventos de viento soplando hacia el sur. Es posible plantear la hipótesis que el efecto del forzamiento del viento modifica la hidrodinámica de intercambio tipo Bernoulli, hacia un balance que se hace más friccional (Valle-Levinson *et al.*, 2002).

En el estrecho de Magallanes (Zona Sur), se realizaron mediciones de corrientes lagrangianas en el sector de Primera Angostura y se instaló un correntómetro en Segunda Angostura (Fig. 1). En la Primera Angostura, las corrientes alcanzaron una velocidad media de $400 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$,

con una dirección que obedece al alineamiento con el eje del estrecho, donde su mayor variabilidad es causada por la propagación de la onda de marea en ese sector (Salinas *et al.*, 1999). Esta onda se propaga interactuando con la topografía y se generan perturbaciones en las corrientes y nivel del mar, que influyen sobre los patrones de circulación general en esta área. Las corrientes a lo largo del estrecho mostraron que la componente semidiurna disminuye hacia el oeste, mientras que la componente diurna tiende a ser constante.

Referencias

- Cáceres, M., A. Valle-Levinson & L. Atkinson. 2003. Observations of cross-channel structure of flow in an energetic tidal channel. *J. Geophys. Res.*, 108(C4)3114: 11-1 - 11-9.
- Cáceres, M., A. Valle-Levinson, H. Sepúlveda & K. Holdier. 2002. Transverse variability of flow and density in a Chilean fjord. *Cont. Shelf Res.*, 22: 1683-1.698.
- Fierro J. J., M. Bravo & M. Castillo. 2000. Caracterización del régimen de mareas y corrientes a lo largo del canal Moraleda (43° 54' S-45° 17' S). *Cienc. Tecnol. Mar*, 23: 3-14.
- Salinas, S. & S. Hormazábal. 2004. Capacidad de transporte de la constricción de Meninea para un flujo de dos capas y el efecto de la corriente de marea. *Cienc. Tecnol. Mar*, 27(1): 5-15.
- Salinas, S., M. Contreras & J. J. Fierro. 1999. Propagación de la onda de marea en el estrecho de Magallanes. Resultados crucero CIMAR Fiordo 3. Resúmenes Ampliados. Comité Oceanográfico Nacional, Valparaíso, pp. 21-26.
- Stigebrandt, A. 1979. Observational evidence for vertical diffusion driven by internal waves of tidal origin of the Oslo Fjord. *J. Phys. Oceanogr.*, 9: 435-441.
- Silva, N., C. Calvete & H. A. Sievers. 1997. Características oceanográficas físicas y químicas de canales australes chilenos entre Puerto Montt y laguna San Rafael (Crucero CIMAR-Fiordo 1). *Cienc. Tecnol. Mar*, 20: 23-106.
- Silva, N., H. A. Sievers & R. Prado. 1995. Características oceanográficas y una proposición de circulación, para algunos canales australes de Chile entre 41° 20' S y 46° 40' S. *Rev. Biol. Mar.*, 30(2): 207-254.
- Speer, P. E., D. G. Aubrey & C. T. Friedrichs. 1991. Nonlinear hydrodynamics of shallow tidal inlet/bay systems. En: B.B. Parker (ed.). *Tidal hydrodynamics*. John Wiley & Sons, New York, pp. 321-339.
- Valle-Levinson, A., J. Blanco & J. J. Fierro. 2002. Observations of wind effects on exchange flows in a channel constriction of the Chilean Inland Sea. The second meeting on physical oceanography of sea straits, Villefranche, France.