

PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATÓLICA DE VALPARAÍSO
FACULTAD DE CIENCIAS DEL MAR Y GEOGRAFÍA
ESCUELA DE CIENCIAS DEL MAR

Modificación de la Corriente de Marea Semidiurna a lo Largo del
Fiordo de Reloncaví

Trabajo de Titulación para optar al Título de Oceanógrafo

Pablo Vilches González

Valparaíso, 2018

Comisión de Titulación:

Profesor Guía: Manuel Castillo Silva.



Profesor: Samuel Hormazábal Fritz.

Profesor: Mónica Bello Mejía.

AUTORIZACIÓN DE USO

Autorizo a la biblioteca de la Escuela de Ciencias del Mar de la Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, para que disponga libremente del Trabajo de Titulación. Además, autorizo la reproducción parcial o total de este documento sólo con fines académicos.

Nombre del estudiante

DEDICATORIA

Se la dedico a todo aquel que me apoyó y confió durante todo mi proceso universitario.

AGRADECIMIENTOS

Agradecimientos varios; familia, amigos y profesores. No daré nombres porque ninguno fue más o menos importante y porque soy algo Dori (ya no estoy 0 km). Agradezco desde las herramientas técnicas que me entregaron para poder elaborar este trabajo hasta los improperios para no quedarme dormido en los laureles. Creo he manejado un poco mi complejo de houdini...meibi. Especial agradecimiento a mi hermano chico, que me estuvo escuchando practicar la presentación una y otra vez, te amo!.

El desarrollo de esta tesis estuvo bajo el apoyo de FONDECYT 11160500.

TABLA DE CONTENIDO

PORTADA

Comisión de Titulación:.....	i
AUTORIZACIÓN DE USO	ii
DEDICATORIA	iii
AGRADECIMIENTOS	iv
TABLA DE CONTENIDO	v
LISTA DE FIGURAS.....	vi
LISTA DE TABLAS	ix
RESUMEN	x
ABSTRACT.....	xi
INTRODUCCIÓN	1
HIPÓTESIS	6
OBJETIVOS	7
MATERIALES Y MÉTODOS	8
RESULTADOS	13
DISCUSIÓN	27
CONCLUSIONES.....	31
REFERENCIAS.....	32

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Región del Fiordo de Reloncaví (Valle-Levinson <i>et al.</i> , 2007).....	1
Figura 2. Perfil batimétrico a lo largo del FR, en la cual las líneas segmentadas indican los límites de las subcuencas: Boca-Marimeli (I), Marimeli-Puelo (II), Puelo-Cochamó (III) y Cochamó-Petrohué (IV). Tomada de Castillo <i>et al.</i> (2016).....	2
Figura 3. Área de estudio donde el FR es mostrado en la imagen central, en la cual se demarcan los sectores la boca, Puelo y Cochamó, en las imágenes de la parte lateral derecha e inferior. En ellas se observa la localización de los instrumentos utilizados, además de los contornos y sombreados que indican la profundidad. La imagen superior muestra el perfil batimétrico a lo largo del FR. Tomada de Castillo <i>et al.</i> (2012).....	8
Figura 4. Corrientes medidas a lo largo del fiordo (componente v), en el sector de la boca, entre 2 y 8 m (a) y entre 30 y 410 m de profundidad (c). Promedio temporal de las corrientes medidas a lo largo del fiordo (componente v), en el sector de la boca (d).....	14
Figura 5. Corrientes medidas a lo largo del fiordo (componente v), en el sector de Puelo entre 3 y 25 m (a) y entre 40 y 140 m de profundidad (c). Promedio temporal de las corrientes medidas a lo largo del fiordo (componente v), en el sector de Puelo (d).....	15
Figura 6. Corrientes medidas a lo largo del fiordo (componente v), en el sector de Cochamó entre 2 y 11 m de profundidad (a). Promedio temporal de las corrientes medidas a lo largo del fiordo (componente v) en el sector de Cochamó (b).....	16
Figura 7. Variación en profundidad de la amplitud de los constituyentes armónicos O_1 , K_1 , N_2 , M_2 , S_2 , M_4 y MS_4 de las corrientes medidas en la boca.....	17
Figura 8. Variación en profundidad de la amplitud de los constituyentes armónicos O_1 , K_1 , N_2 , M_2 , S_2 , M_4 y MS_4 de las corrientes medidas en Puelo.....	17

Figura 9. Variación en profundidad de la amplitud de los constituyentes armónicos O_1 , K_1 , N_2 , M_2 , S_2 , M_4 y MS_4 de las corrientes medidas en Cochamó.....	18
Figura 10. Variación en profundidad de la amplitud de los constituyentes armónicos M_2 y S_2 de las corrientes medidas en Boca (a), Puelo (b) y Cochamó (c).....	18
Figura 11. Densidad espectral en función de la frecuencia y profundidad de las corrientes a lo largo del fiordo (componente v) en el anclaje de la boca.....	21
Figura 12. Densidad espectral en función de la frecuencia y profundidad de las corrientes a lo largo del fiordo (componente v) en el anclaje de Puelo.....	21
Figura 13. Densidad espectral en función de la frecuencia y profundidad de las corrientes a lo largo del fiordo (componente v) en el anclaje de Cochamó.....	22
Figura 14. Espectros de coherencia y fase en función de la frecuencia y la profundidad entre las corrientes a lo largo del fiordo en la boca y Puelo entre 3 y 8 m de profundidad. Las coherencias significativas ($> 0,32$) y las fases asociadas a éstas fueron graficadas en color, mientras que las que no lo son, están en blanco.....	23
Figura 15. Espectros de coherencia y fase en función de la frecuencia y la profundidad entre las corrientes a lo largo del fiordo en la boca y Cochamó entre 3 y 8 m de profundidad. Las coherencias significativas ($> 0,32$) y las fases asociadas a éstas fueron graficadas en color, mientras que las que no lo son, están en blanco.....	24
Figura 16. Espectros de coherencia y fase en función de la frecuencia y la profundidad entre las corrientes a lo largo del fiordo en la boca y Puelo entre 40 y 140 m de profundidad. Las coherencias significativas ($> 0,32$) y las fases asociadas a éstas fueron graficadas en color, mientras que las que no lo son, están en blanco.....	24

Figura 17. Amplitud de la corriente semidiurna asociada a M2 (izquierda) y S2 (derecha), respecto al área de la sección transversal por donde fluye la corriente en Boca, Puelo y Cochamó, a distintas profundidades. La línea verde, roja y azul muestra la tendencia lineal del conjunto de puntos de distintos rangos de profundidad.....25

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Información detallada de las tres estaciones de corrientes a lo largo del FR. Se indica la posición geográfica, período de análisis, profundidad del ADCP, ángulo de rotación usado para obtener las componentes a lo largo y transversal al fiordo, frecuencia, modelo e intervalo de medición del equipo.....	9
---	---

RESUMEN

Se utilizaron perfiles de corrientes de tres anclajes para describir la modificación de corriente de marea semidiurna a lo largo del Fiordo de Reloncaví y determinar si las variaciones en ancho y profundidad tienen efectos en ésta. El Fiordo de Reloncaví tiene 55 km de largo, 2 km de ancho y profundidades que fluctúan desde 35 m en la cabeza hasta 440 m en la boca. Las mediciones se concentraron en el sector de la boca, Puelo y Cochamó por un período de tres meses aproximadamente, desde agosto a noviembre de 2008. El Fiordo de Reloncaví mostró una estructura de 3 capas, no presente durante todo el período de medición, pero más persistente en el sector de la boca. En general, la circulación promedio mostró una capa superficial sobre 7 m de profundidad con corrientes que se dirigieron hacia la boca del fiordo con magnitud $> 10 \text{ cm s}^{-1}$. Bajo esta profundidad y hasta 100 m las corrientes se dirigieron hacia la cabeza con una magnitud promedio de $\sim 2 \text{ cm s}^{-1}$. En la capa más profunda las corrientes se dirigieron hacia la boca del fiordo con una magnitud promedio de $\sim 1 \text{ cm s}^{-1}$. La corriente de marea semidiurna aumentó su amplitud a medida que se dirigió hacia la cabeza del fiordo con diferencias del orden de 4 a 5 cm s^{-1} entre Cochamó y Puelo, lo cual se asoció a una disminución del área de la sección transversal al fiordo. El análisis espectral reveló la formación de armónicos de aguas someras en Cochamó producto de la reducción de fondo. Los cambios de fase de la corriente semidiurna ocurrieron sobre 8 m de profundidad con un desfase de 2 horas.

ABSTRACT

Three current profiler moorings were used to describe the modification of the semidiurnal tidal current along the Reloncaví fjord and to determine if the variations in width and depth have effects on it. The Reloncaví fjord is 55 km long, 2 km wide and with depths of 35 m in the head to 440 m in the mouth. The measurements were concentrated at the mouth, Puelo and Cochamó areas for a period of approximately three months, from August to November 2008. The Reloncaví Fjord showed a 3 layers structure, not present during the entire measurement period, but more persistent in the mouth. In general, the average circulation showed a superficial layer over 7 m depth with currents that were directed towards the mouth of the fjord with magnitude $> 10 \text{ cm s}^{-1}$, under this depth and up to 100 m the currents went towards the head with magnitude $\sim 2 \text{ cm s}^{-1}$, after this layer they went towards the mouth of the fjord with magnitude $\sim 1 \text{ cm s}^{-1}$. The semidiurnal tidal current increased its amplitude as it went towards the head of the fjord with differences of the order of 4 to 5 cm s^{-1} between Cochamó and Puelo, which was associated with a decrease in the area of the cross section to the fjord. The spectral analysis revealed the formation of shallow water harmonics in Cochamó as a result of the bottom reduction. The phase changes of the semidiurnal current occurred over 8 m depth with a lag of 2 hours.

INTRODUCCIÓN

Los fiordos son estuarios de origen glacial y se caracterizan por ser estrechos, largos y, por lo general, destaca la presencia de una constricción bien definida (umbral), que funciona como barrera entre aguas oceánicas y continentales, limitando el intercambio de propiedades entre éstas (Farmer & Freeland, 1983; Valle-Levinson, 2010; Stigebrandt, 2012). No obstante, el Fiordo de Reloncaví (FR), no presenta un umbral somero cerca de la boca, lo cual permite la conexión directa de las aguas profundas del fiordo con las aguas exteriores. Esta constricción se ubica a una profundidad de 200 m a 5 km de la boca. Se conocen pocos estudios de fiordos que carecen o no presentan una constricción bien definida. Se cree que este tipo de fiordos, y en particular el FR, podrían presentar una condición especial respecto de su circulación y los procesos de mezcla dominantes (Castillo *et al.*, 2016).

El FR está localizado al norte de la Patagonia Chilena, centrado en $41^{\circ}35'S$ y $72^{\circ}30'W$ (Fig. 1), por lo cual es considerado como uno de los fiordos del mundo más cercanos al ecuador (Valle-Levinson *et al.*, 2007). Presenta un largo de ~ 55 km y un ancho promedio de ~ 3 km, y una forma similar a una “J” con una constricción en el centro, donde se ubica la Isla Marimeli. El perfil batimétrico (a lo largo del fiordo) permite configurarlo en un sistema de cuatro subcuencas (Fig. 2), con profundidades de 35 m, en la cabeza,

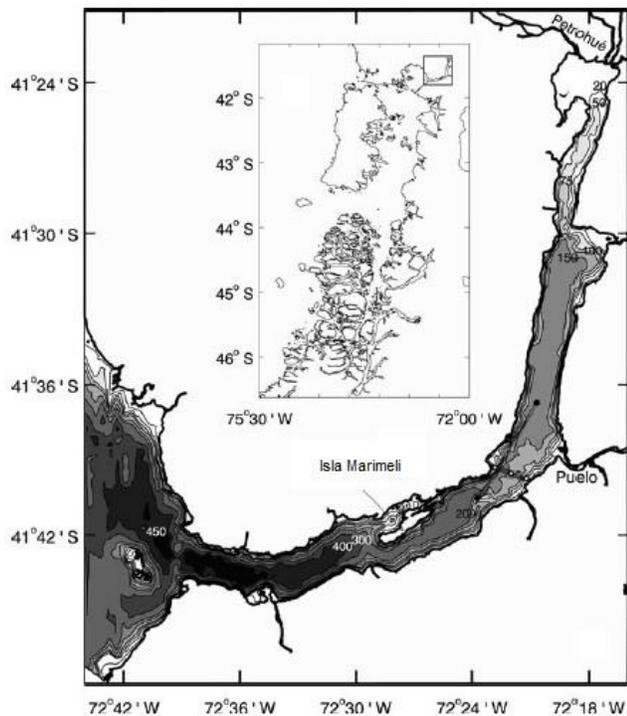


Figura 1. Región del Fiordo de Reloncaví (Valle-Levinson *et al.*, 2007).

hasta 440 m, en la boca, y una profundidad promedio de 170 m. La batimetría del FR posee una cuenca entre la boca y la Isla Marimeli con una profundidad > 400 m. Esta cuenca está separada de las aguas interiores por una constricción de 150 m de altura, que se eleva desde una profundidad de 300 m. En dirección hacia la cabeza del fiordo, la batimetría presenta rápidas variaciones asociadas a la curvatura, que se producen por el cambio de orientación del fiordo. Posterior a la curvatura, la batimetría presenta profundidades < 200 m. En los últimos 10 km del fiordo las profundidades son < 100 m y éste se angosta abruptamente. Transversal al fiordo, las profundidades máximas abarcan una gran extensión, a excepción del área de la curvatura, donde los cambios de fondo son menos abruptos cerca de la costa (Valle-Levinson *et al.*, 2007).

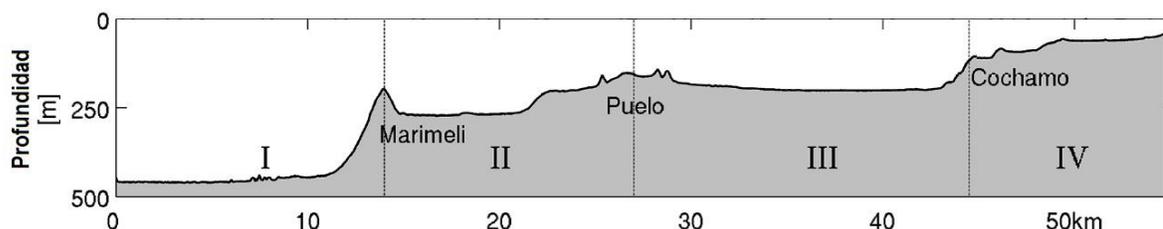


Figura 2. Perfil batimétrico a lo largo del FR, en la cual las líneas segmentadas indican los límites de las subcuencas: Boca-Marimeli (I), Marimeli-Puelo (II), Puelo-Cochamó (III) y Cochamó-Petrohué (IV). Tomada de Castillo *et al.* (2016).

El FR recibe la mayor descarga de agua dulce del Río Puelo, con un caudal medio anual de $650 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, que desemboca en el centro del fiordo (Castillo *et al.*, 2012). Las aguas subsuperficiales (marinas) que ingresan por el sector de la boca provienen del Seno de Reloncaví. En ese sector las fluctuaciones del nivel del mar presentan amplitudes significativas asociadas a la marea semidiurna (hasta 8 m). Estas fluctuaciones, impactan directamente en el nivel del mar a lo largo del fiordo. Sin embargo, las corrientes mareales dentro del fiordo son relativamente bajas ($< 10 \text{ cm s}^{-1}$) debido a la profundidad del fiordo (Valle-Levinson *et al.*, 2007).

La circulación típica a lo largo del FR tiene un patrón de 3 capas, asociada a la influencia de la marea (Valle-Levinson *et al.*, 2014). La corriente superficial es forzada por el viento local y su velocidad es un porcentaje pequeño de la velocidad del viento. El

forzante remoto de la circulación está asociado a gradientes horizontales de presión entre el fiordo y el área externa a éste (Stigebrandt, 2012). El régimen de marea es principalmente semidiurno, con amplitudes de los armónicos M_2 , S_2 y N_2 de 1,80 m, 1,09 m y 0,40 m, respectivamente (Valle-Levinson *et al.*, 2007). La onda de marea es casi estacionaria. La marea presenta un factor de forma de 0,12 que indica que su régimen es semidiurno. Durante periodos de sicigia, el rango de marea dentro del fiordo fluctúa entre 6 y 7 m, mientras que en cuadratura es de ~ 1 m (Castillo *et al.*, 2012).

Las corrientes de marea, al igual que la altura de la marea, se encuentran asociados los diferentes armónicos de marea. Típicamente producen corrientes de entrada y de salida de la cuenca, que ocurren de acuerdo a los periodos de marea dominantes. Debido a que cambia el sentido de la corriente de marea, ocurren períodos conocidos como estoa, donde la corriente de marea es mínima. La máxima magnitud de la corriente de marea ocurre a media marea (subiendo o bajando). Las corrientes de marea tienden a seguir la batimetría local y, cerca de constricciones, pueden llegar a comportarse como corrientes de marea turbulenta. Las corrientes de marea son influenciadas por la batimetría, fricción, la fuerza de Coriolis, escorrentía del río y vientos (Syvitski *et al.*, 1987)

En los fiordos, la energía de las ondas de marea proviene directamente del océano exterior, es decir, de las ondas de marea oceánica (Defant, 1960), las cuales funcionan como un agente de intercambio, mezcla y renovación de las propiedades físicas y químicas de sus aguas (Robins & Elliot, 2009; Kowalik *et al.*, 2015), afectando a la circulación gravitacional general (Farmer & Freeland, 1983). En condiciones ideales, de reflexión perfecta o características mareales iguales, las ondas de marea se comportan como ondas estacionarias. Sin embargo, los espectros de energía del nivel del mar difieren entre el océano y el fiordo, aumentando la energía en la banda de alta frecuencia hacia la cabeza del fiordo. Esto se debe a que las ondas de marea, a medida que se propagan a lo largo del fiordo, son amplificadas o amortiguadas (Dronkers, 1964; Fierro, 2006), debido a un desbalance entre las reflexiones y las fuerzas de fricción. En el pasado, la mayoría de los

estudios indicaban que el arrastre viscoso era el mecanismo en que las mareas perdían energía, pero como los fiordos a menudo son muy profundos, el arrastre viscoso no tiene una influencia significativa. Por lo tanto, las constricciones horizontales y/o verticales son responsables de la pérdida significativa de energía (Stigebrandt, 1980). En fiordos y otros cuerpos de aguas que presentan una forma y batimetría compleja, parte de la energía obtenida por el efecto de la fricción en las corrientes de marea y la rotación terrestre, es utilizada para manejar la circulación residual (Fischer *et al.*, 1979).

La teoría de propagación de olas de pequeña amplitud en aguas someras indica que, en respuesta a la reducción del fondo, la amplitud de la ola tiende a aumentar. Sin embargo, la amplitud de la onda de marea al avanzar por un fiordo, estuario o canal presenta una leve disminución. Este comportamiento puede deberse a la aparición de armónicos de aguas someras, que representan y cuantifican la disipación de energía de la onda de marea (Aubrey & Speer, 1985; Fierro *et al.*, 1999), los cuales son generados por los efectos de los términos no lineales presentes en las ecuaciones hidrodinámicas y de continuidad que gobiernan la propagación de las mareas (Blanton *et al.*, 2002), asociados a fricciones y aceleraciones, las cuales actúan como fuerzas retardadoras de la propagación. Estos efectos no lineales solamente son perceptibles suficientemente cerca de los bordes (topografía, superficie), o en regiones donde la estratificación es muy variable (Gerkema *et al.*, 2006). Los armónicos de aguas someras se pueden desarrollar a medida que el flujo oscila sobre una topografía empinada, como una constricción; por la interacción con paredes laterales o pendientes del fondo; y también por reflexiones de la onda. La fricción del fondo no lineal también puede afectar la generación de armónicos. Por ejemplo, si hay muchos constituyentes de marea, la fricción de fondo experimentada por un armónico se ve afectada por la presencia de otros armónicos (Robins & Elliot, 2009). Se ha observado que los armónicos más débiles pueden experimentar hasta un 50% más de fricción que los armónicos más fuertes (Inoue & Garrett, 2007). Los armónicos de aguas someras que se generan a partir de los efectos no lineales son M_4 (marea lunar cuatridiurna) y M_6 (marea lunar sextadiurna) (Aubrey & Speer, 1985; Speer & Aubrey, 1985; Friedrichs & Aubrey, 1988; Parker, 1991; Blanton *et al.*, 2002). La generación de estos armónicos se torna

relevante en regiones donde la razón entre la amplitud de la marea y la profundidad del agua llega a ser significativa.

Salinas *et al.*, (2004) determinaron que la diferencia de velocidades de la onda de marea, al propagarse por el estrecho de Magallanes, se atribuye a efectos de topografía, asociados a cambios de orientación del canal y accidentes batimétricos. En la misma zona, Cerda (1993) concluyó que las constricciones laterales, principalmente entre la Primera Angostura y Segunda Angostura, influyen principalmente sobre la onda de marea semidiurna, cambiando el régimen semidiurno a mixto, mientras que entre la boca oriental del estrecho de Magallanes y la Segunda Angostura, la amplitud de la onda de marea disminuyó en 6 m y su fase se retrasó entre 3 y 4 h.

En el presente estudio se analizó la modificación de la corriente de marea semidiurna, definido como un fenómeno continuo, a lo largo del FR, es decir, cómo las corrientes asociadas a la onda de marea semidiurna se ven modificadas en la medida que ésta se propaga a lo largo del fiordo, siendo un factor importante las variaciones en ancho y profundidad.

HIPÓTESIS

A medida que la corriente de marea semidiurna se propaga a lo largo del Fiordo de Reloncaví, sufre modificaciones debido a las variaciones en el ancho y profundidad de éste. Cuando el fiordo se estrecha (ensancha) y/o la profundidad disminuye (aumenta), la velocidad de la onda de marea aumenta (disminuye) y su amplitud disminuye (aumenta).

OBJETIVOS

Objetivo general

- Describir la modificación de la corriente de marea semidiurna, a medida que se propaga a lo largo del Fiordo de Reloncaví.

Objetivos específicos

- Analizar las corrientes del Fiordo Reloncaví y determinar la importancia relativa de los principales armónicos de marea en el sector.
- Caracterizar la variabilidad que experimenta la constituyente armónica semidiurna a lo largo del Fiordo de Reloncaví.
- Determinar el efecto de la profundidad y el ancho del fiordo en la modificación de la corriente de marea semidiurna en el Fiordo de Reloncaví.

MATERIALES Y MÉTODOS

Para llevar a cabo los objetivos planteados, se utilizaron mediciones de corrientes obtenidas con perfiladores acústicos Doppler, denominados ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler), los cuales fueron anclados en tres puntos diferentes a largo del FR (Fig. 3), entre agosto y noviembre de 2008.

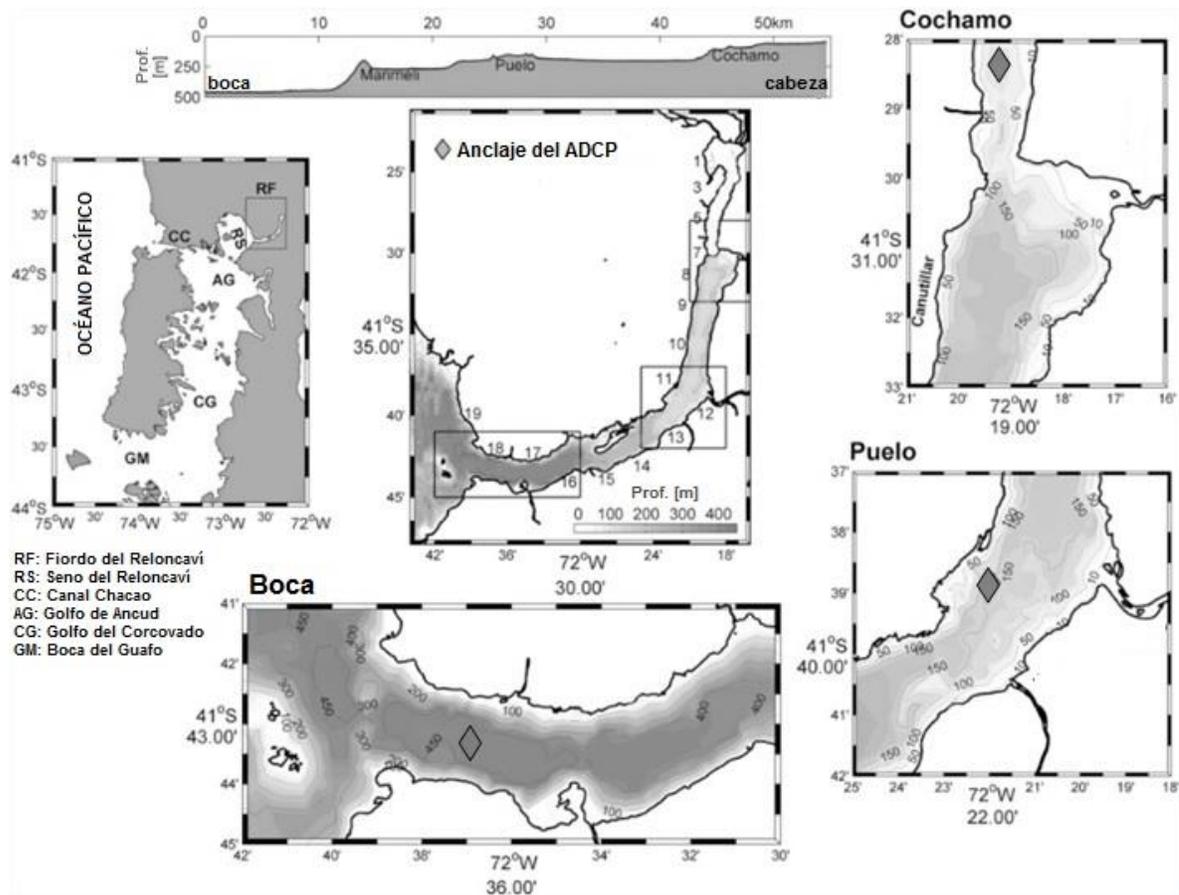


Figura 3. Área de estudio donde el FR es mostrado en la imagen central, en la cual se demarcan los sectores la boca, Puelo y Cochamó, en las imágenes de la parte lateral derecha e inferior. En ellas se observa la localización de los instrumentos utilizados, además de los contornos y sombreados que indican la profundidad. La imagen superior muestra el perfil batimétrico a lo largo del FR. Tomada de Castillo *et al.* (2012).

Debido a que el fiordo presenta una curvatura en el curso medio, las componentes de corrientes fueron rotadas de acuerdo al eje de máxima varianza, es decir, hacia la

orientación local del eje a lo largo del fiordo. Se utilizó un sistema de coordenadas con la regla de la mano derecha y la componente positiva de la componente y -a lo largo del fiordo en dirección- hacia la cabeza. La tabla 1 contiene información detallada de los tres anclajes respecto a posición geográfica, intervalo de muestreo, período de medición, profundidad de anclaje, modelo y frecuencia del instrumento y ángulo de rotación de las corrientes.

Tabla 1. Información de los tres anclajes de correntómetros desplegados a lo largo del FR. Se indica la posición geográfica, período de análisis, profundidad del ADCP, ángulo de rotación usado para obtener las componentes a lo largo y transversal al fiordo, frecuencia, modelo e intervalo de medición del equipo.

Locación	Latitud (S)	Longitud (W)	Despliegue	Recuperación	Prof. (m)	Áng. (°)	Modelo	Frec. (kHz)	Intervalo de medición (min)
Cochamó	41°28,348'	72°19,177'	06 Ag. 2008 21:09	20 Oct. 2008 11:50	15	0,0	WH	300	10
Puelo	41°38,862'	72°21,998'	16 Ag. 2008 12:00	06 Nov. 2008 20:30	28	32,4	WH	600	20
					34			300	10
Boca	41°43,275'	72°36,948'	08 Ag. 2008 19:12	03 Oct. 2008 10:00	10	105	WH	300	10
				06 Nov. 2008 18:00	430		LR	75	20

Las mediciones en el sector de la boca, se realizaron en el veril de ~440 m de profundidad y abarcaron los primeros 420 m de la columna de agua. El ADCP WH300 midió entre 1 y 10 m cada 1 m; el LR75 entre 20 y 420 m cada 10 m. En Puelo las mediciones se realizaron en el veril de ~150 m de profundidad, las que alcanzaron la profundidad máxima del sector. El ADCP WH600 midió entre 1,5 y 29 m cada 0,5 m; el WH300 entre 35 y 150 m cada 5 m. En Cochamó las mediciones se realizaron en el veril de ~80 m. En este sector el ADCP WH300 midió entre 1 y 15 m cada 1 m.

Con el fin de analizar y representar la variabilidad temporal y espacial de las corrientes del FR, se utilizaron diagramas Hovmöller, pero sólo de la componente a lo largo del fiordo, donde se presentó la máxima variabilidad. Para determinar la influencia de la marea en las corrientes y la baroclinicidad de ésta en un ambiente estratificado, se determinaron los principales constituyentes armónicos de marea presentes en los perfiles verticales de corrientes medidas en las tres zonas de estudio (Cochamó, Puelo y la boca). Los armónicos de mareas se determinaron usando la rutina desarrollada por Pawlowicz *et al.* (2002), la cual mediante un ajuste por mínimos cuadrados encuentra los constituyentes armónicos dentro de una serie temporal, además de los intervalos de confianza mediante un análisis del ruido de la señal, incorporando una estimación del error en el cálculo de los armónicos mareales. El algoritmo de entrada utilizado por Pawlowicz *et al.* (2002) es la notación compleja $w = u + vi$, el cual condensa vectorialmente la amplitud y fase de los constituyentes. Este análisis se basa en el algoritmo descrito por Godin (1972), Foreman (1977) y Foreman (1978), implementado por Pawlowicz *et al.* (2002). Mediante este análisis se estimó el grado de predominancia de cada armónico de marea en las corrientes del FR. Se graficaron sólo los perfiles de los armónicos que aportaron mayor varianza a las series de corrientes. Para observar la modificación de las corrientes mareales semidiurnas, se compararon las velocidades de los armónicos M_2 y S_2 entre los 3 anclajes.

Para describir las características de la variabilidad de las corrientes en función de la frecuencia se realizó un análisis espectral, usando la metodología propuesta por Bendat & Piersol (1986), y así establecer la amplitud y frecuencia de las fluctuaciones de mayor importancia. Se decidió por este método debido a que las componentes de corrientes están rotadas de acuerdo el eje de máxima varianza, dominando la componente a lo largo del fiordo, lo que permite trabajar sólo con una cantidad escalar. Debido a que las estimaciones espectrales tienen gran variabilidad entre frecuencias contiguas, éstas se suavizaron para obtener una mayor confiabilidad estadística y una estimación más representativa del fenómeno físico (Welch, 1967). Para esto, las series de tiempo se dividieron en K segmentos de igual longitud (ventana espectral), con un porcentaje de datos sobrepuestos entre ellos (en este caso se usó un 10%). Cada segmento tiene M datos, así:

$$\begin{aligned}
x_i &= x(n + iD) \quad n = 0, \dots, M - 1 \\
i &= 0, \dots, K - 1
\end{aligned} \tag{1}$$

donde cada iD es el punto de inicio del i -ésimo segmento. La técnica del solapamiento fue desarrollada por Welch (1967), la cual mejoró la resolución de los periodogramas promediados de Bartlett (1948). En cada segmento solapado, se extrajo la tendencia lineal, se aplicó una ventana Hanning, se evaluó la transformada de Fourier, se calculó la potencia espectral y se normalizó. El espectro modificado para el i -ésimo segmento se define como:

$$P_{xx}^i(f_k) = \frac{1}{MU} \left| \sum_{n=0}^{M-1} x_i(n) \cdot w(n) \cdot e^{-\frac{iz\pi kn}{M}} \right| \quad i = 0, \dots, K - 1 \tag{2}$$

donde U es el factor de normalización que se define como:

$$U = \frac{1}{M} \sum_{n=0}^{M-1} w^2(n) \tag{3}$$

Luego, los espectros estimados para cada segmento son posteriormente promediados:

$$P_{xx}(f_k) = \frac{1}{K} \sum_{i=0}^{K-1} P_{xx}^i(f_k) \tag{4}$$

Cada estimación espectral es gobernada por una distribución χ^2 con dos grados de libertad, donde las estimaciones espectrales se suponen que son independientes entre sí. De esta forma, los grados de libertad están determinados por el doble del número de trozos utilizados. Al aumentar la cantidad de segmentos, aumenta el número de grados de libertad. Por lo tanto, la confiabilidad estadística aumenta, pero se reduce la resolución en frecuencia. En el presente estudio se utilizaron 14 grados de libertad.

Se utilizaron los espectros de coherencia y fase, para analizar la propagación de onda y corriente de marea. El espectro de coherencia es una medida de la relación existente entre dos series de tiempo en el dominio de la frecuencia y se puede estimar de acuerdo a:

$$c_{xy}^2 = \frac{|P_{xy}(f_k)|^2}{P_{xx}(f_k)P_{yy}(f_k)} \tag{5}$$

Donde:

$P_{xy}(f)$: Espectro cruzado

$P_{xx}(f)$: Potencia espectral de la serie x

$P_{yy}(f)$: Potencia espectral de la serie y

El espectro de fase puede usarse como un indicador del rezago existente entre las series a una frecuencia específica medida en grados o radianes y está dado por:

$$\varphi(f_k) = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im}(P_{xy}(f_k))}{\text{Re}(P_{xy}(f_k))} \right) \quad (6)$$

Para el espectro de fase sólo se analizaron aquellas fases cuyas frecuencias posean coherencias cuadradas significativas ($> 90\%$). El nivel de significancia para la coherencia cuadrada está dado por:

$$\gamma_{1-\alpha}^2 = 1 - \alpha^{\frac{2}{v-2}} \quad (7)$$

donde v son los grados de libertad.

Para determinar el efecto del cambio en el ancho y profundidad del fiordo en las corrientes semidiurnas, se realizó un gráfico "amplitud de la corriente vs. área de la sección transversal", para el constituyente armónico M_2 y S_2 a distintas profundidades y luego se realizó una regresión lineal con los pares de puntos para determinar si existe una relación lineal entre ambas variables.

RESULTADOS

Descripción de las corrientes en el Fiordo de Reloncaví

- Boca

Entre 2 y 5 m de profundidad (Fig. 4a), las corrientes se dirigieron hacia la boca del fiordo, estas aguas principalmente salobres, fueron altamente persistentes con magnitudes $> 20 \text{ cm s}^{-1}$, y ocasionalmente se registraron corrientes hacia la cabeza del fiordo con magnitudes similares, las cuales no superaron los tres días de duración. Entre 5 y 8 m de profundidad (Fig. 4a) se observaron corrientes hacia la cabeza del fiordo, con máximos de forma recurrentes $> 20 \text{ cm s}^{-1}$. Asimismo, se registraron corrientes hacia la boca del fiordo pero con magnitudes $< 20 \text{ cm s}^{-1}$. La corriente media entre 2 y 5 m de profundidad fue hacia la boca del fiordo (Fig. 4b), con un máximo de $\sim 25 \text{ cm s}^{-1}$ ($\sim 2 \text{ m}$), mientras que entre 5 y 8 m de profundidad se dirigió hacia la cabeza con magnitudes de $\sim 3 \text{ cm s}^{-1}$.

Entre 30 y 410 m de profundidad las corrientes no superaron los 20 cm s^{-1} (Fig. 4c), con una alternancia de corrientes que se dirigieron hacia la cabeza y boca del fiordo. En las capas de 30-100 m y 300-410 m de profundidad se observó que predominaron las corrientes que se dirigieron hacia la cabeza del fiordo. Entre 100 y 300 m de profundidad se distinguieron periodos de ~ 1 semana (o de algunos días) en que la corriente se dirigió en forma alternada, tanto hacia la cabeza como hacia la boca del fiordo. Entre 30 y 100 m de profundidad, la corriente media se dirigió hacia la cabeza del fiordo con magnitudes de $\sim 2 \text{ cm s}^{-1}$ (Fig. 4d), mientras que bajo esta profundidad se dirigió hacia la boca del fiordo con magnitudes menores a 1 cm s^{-1} .

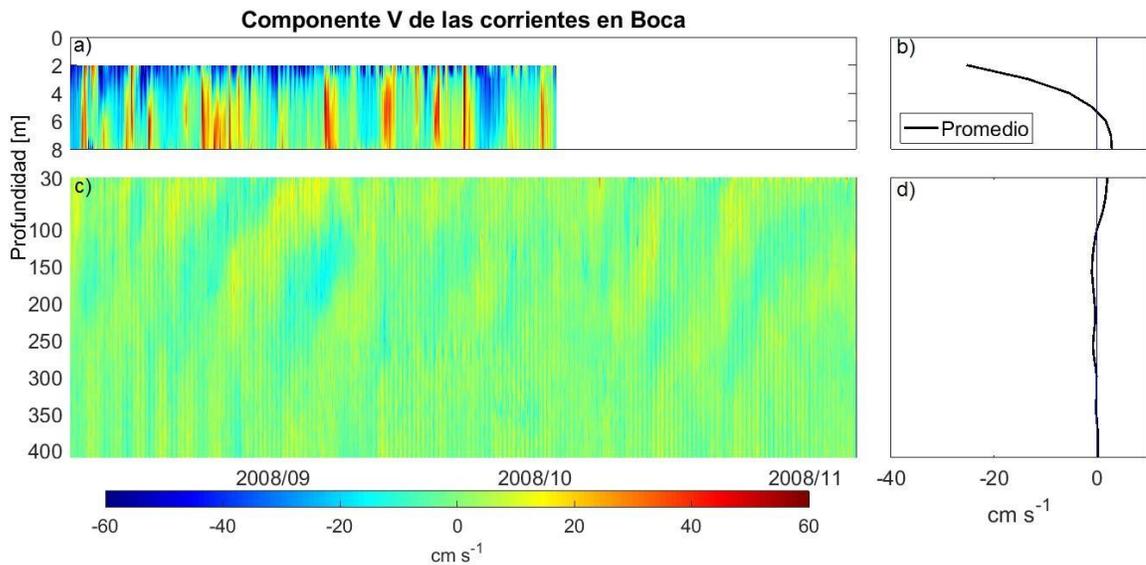


Figura 4. Corrientes medidas a lo largo del fiordo (componente v), en el sector de la boca, entre 2 y 8 m (a) y entre 30 y 410 m de profundidad (c). Promedio temporal de las corrientes medidas a lo largo del fiordo (componente v), en el sector de la boca (d).

Puelo

Entre 3 y 7 m de profundidad (Fig. 5a), predominaron las corrientes que se dirigieron hacia la boca del fiordo, con magnitudes $> 20 \text{ cm s}^{-1}$. Entre 7 y 25 m de profundidad, las corrientes se dirigieron hacia la cabeza del fiordo, con magnitudes principalmente $< 20 \text{ cm s}^{-1}$ y máximos de $\sim 40 \text{ cm s}^{-1}$. Asimismo, se observaron corrientes que se dirigieron hacia la boca del fiordo con magnitudes $< 20 \text{ cm s}^{-1}$. La corriente media entre 3 y 7 m de profundidad (Fig. 5b) se dirigió hacia la boca del fiordo con un máximo de $\sim 15 \text{ cm s}^{-1}$ ($\sim 3 \text{ m}$). Bajo 7 m de profundidad, ésta se dirigió hacia la cabeza del fiordo, con un máximo de $\sim 2 \text{ cm s}^{-1}$ ($\sim 10 \text{ m}$).

Entre 40 y 140 m de profundidad se observó una alternancia de corrientes positivas y negativas. Sin embargo, las corrientes hacia la cabeza del fiordo fueron levemente predominantes (51%). Las magnitudes observadas fueron $< 20 \text{ cm s}^{-1}$. Esta leve predominancia fue menos distinguible bajo 100 m, donde se observaron de forma alternada, durante períodos -de pocos días, corrientes se dirigieron en dirección hacia la cabeza del y

hacia la boca del fiordo. La corriente media entre 40 y 140 m de profundidad se dirigió hacia la cabeza del fiordo, con una magnitud de $\sim 1 \text{ cm s}^{-1}$, la cual disminuyó a un valor menor a $0,5 \text{ cm s}^{-1}$ a partir de 125 m de profundidad.

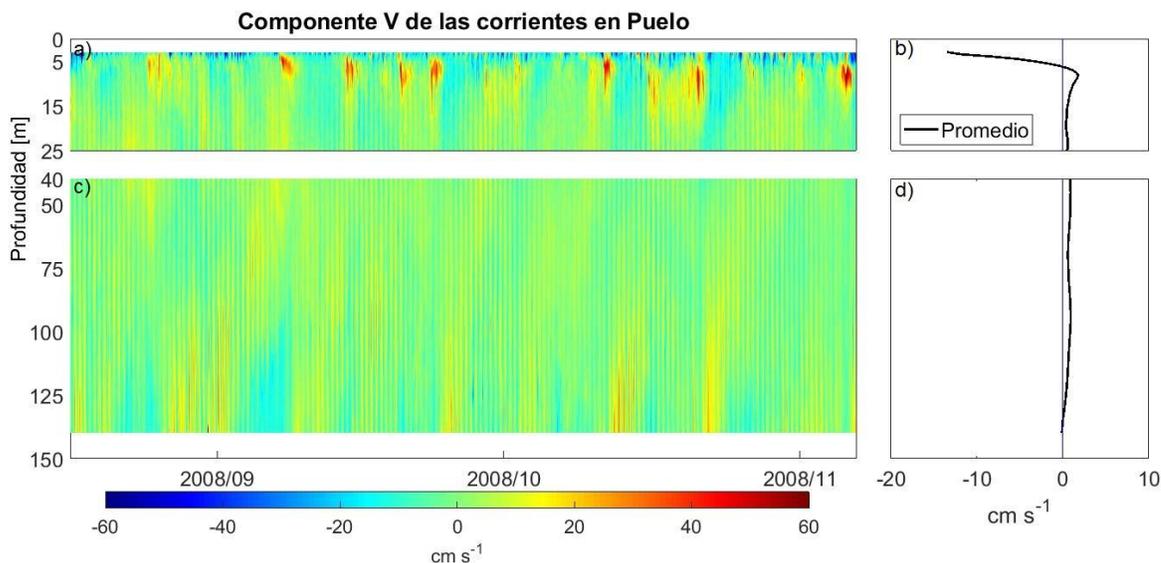


Figura 5. Corrientes medidas a lo largo del fiordo (componente v), en el sector de Puelo entre 3 y 25 m (a) y entre 40 y 140 m de profundidad (c). Promedio temporal de las corrientes medidas a lo largo del fiordo (componente v), en el sector de Puelo (d).

Cochamó

Entre 2 y 7 m de profundidad las corrientes se dirigieron predominantemente hacia la boca del fiordo (Fig. 6a), con máximos de $\sim 40 \text{ cm s}^{-1}$. Corrientes hacia la cabeza del fiordo fueron menos frecuentes con magnitudes $< 20 \text{ cm s}^{-1}$, y máximos esporádicos de $\sim 40 \text{ cm s}^{-1}$. Entre 7 y 11 m de profundidad, las corrientes se dirigieron predominantemente hacia la cabeza del fiordo, con magnitudes $< 20 \text{ cm s}^{-1}$, pero con máximos esporádicos de $\sim 40 \text{ cm s}^{-1}$. La corriente media entre 2 y 7 m de profundidad (Fig. 6b) se dirigió hacia la boca del fiordo con un máximo de $\sim 10 \text{ cm s}^{-1}$ ($\sim 2 \text{ m}$). Bajo 7 m de profundidad, ésta se dirigió hacia la boca del fiordo, con un máximo de $\sim 2 \text{ cm s}^{-1}$ ($\sim 11 \text{ m}$).

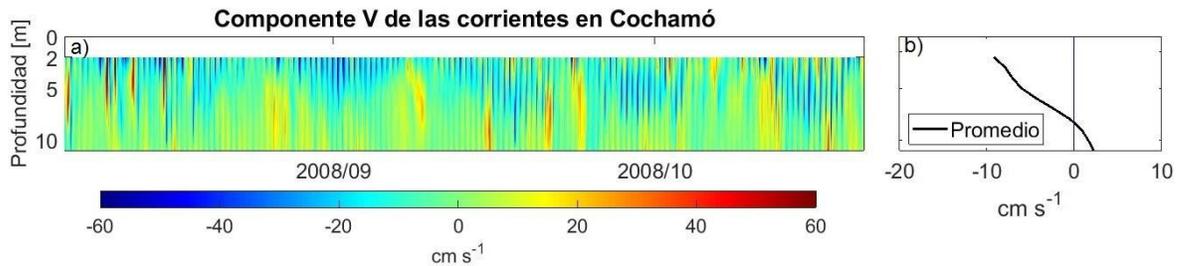


Figura 6. Corrientes medidas a lo largo del fiordo (componente v), en el sector de Cochamó entre 2 y 11 m de profundidad (a). Promedio temporal de las corrientes medidas a lo largo del fiordo (componente v) en el sector de Cochamó (b).

Análisis armónico

- Armónicos que explicaron la mayor parte de la varianza de las series

A partir del análisis armónico para cada profundidad en las tres localidades donde se desplegaron los anclajes, se seleccionaron los 7 armónicos que contribuyeron en mayor proporción a la varianza de las series de corrientes (Fig. 7, Fig. 8 y Fig. 9). Estos armónicos correspondieron a O_1 , K_1 , N_2 , M_2 , S_2 , M_4 y MS_4 (los dos primeros con un período de 24 h, los tres siguientes de 12 h y los últimos de 6 h). Los armónicos semidiurnos (M_2 y S_2) explicaron la mayor parte de la varianza de las series (40% en promedio), siendo el semidiurno lunar (M_2) el que aportó mayor varianza a la series de corrientes (25% en promedio).

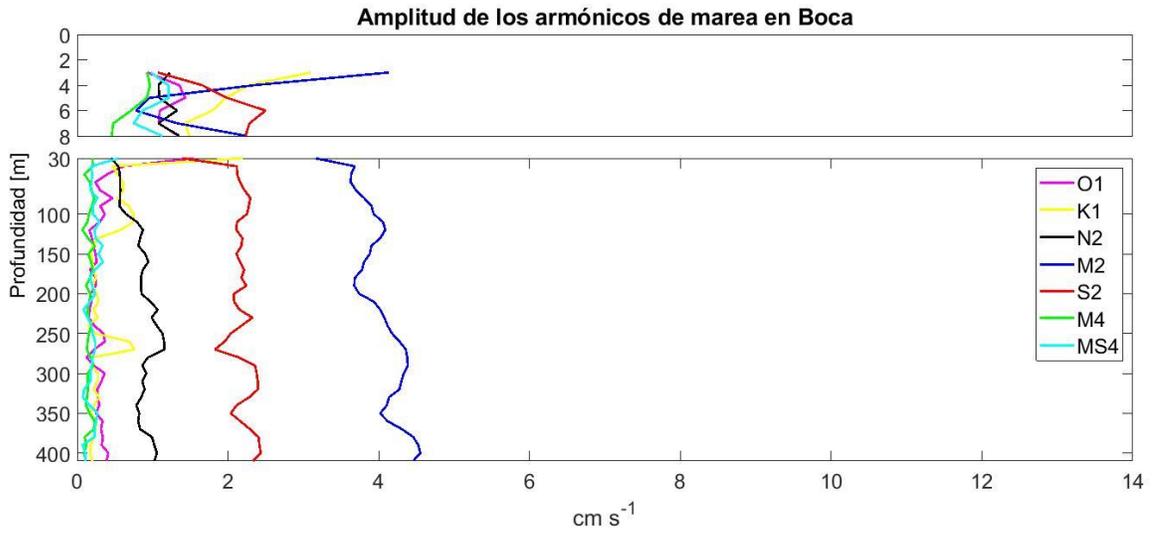


Figura 7. Variación en profundidad de la amplitud de los constituyentes armónicos O₁, K₁, N₂, M₂, S₂, M₄ y MS₄ de las corrientes medidas en la boca.

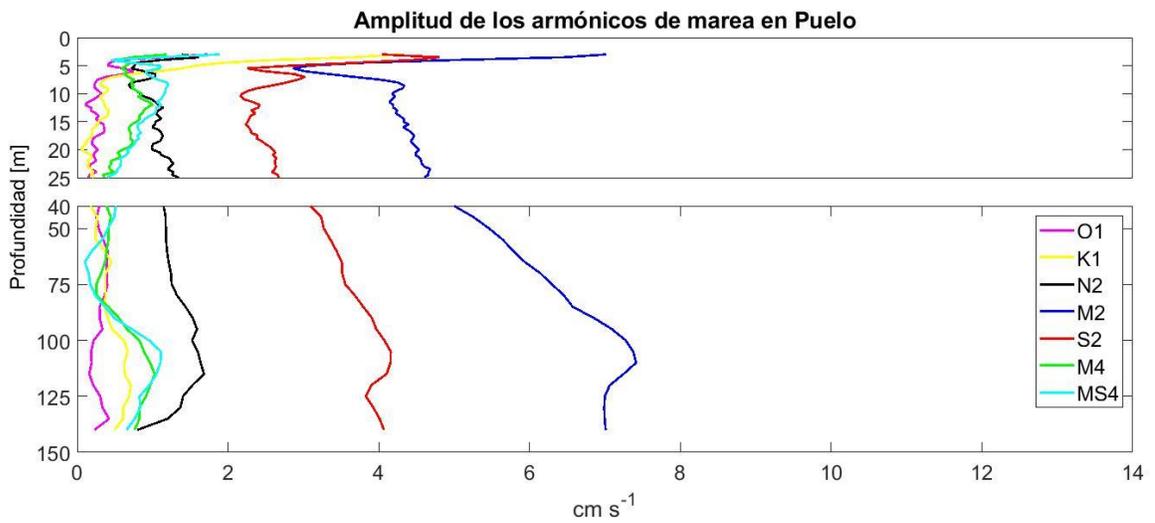


Figura 8. Variación en profundidad de la amplitud de los constituyentes armónicos O₁, K₁, N₂, M₂, S₂, M₄ y MS₄ de las corrientes medidas en Puelo.

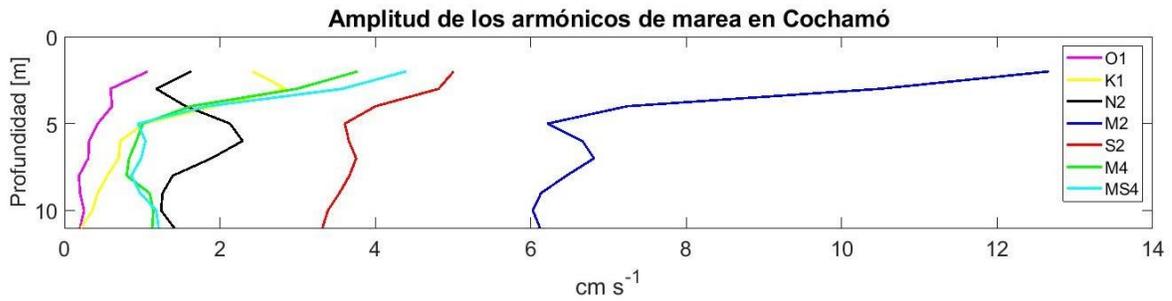


Figura 9. Variación en profundidad de la amplitud de los constituyentes armónicos O_1 , K_1 , N_2 , M_2 , S_2 , M_4 y MS_4 de las corrientes medidas en Cochamó.

- Armónicos semidiurnos

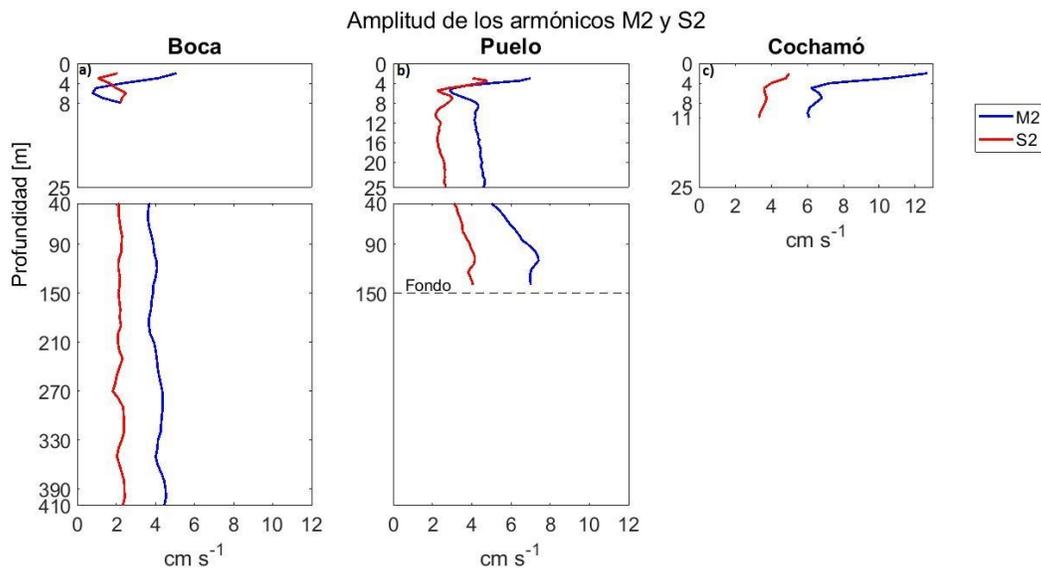


Figura 10. Variación en profundidad de la amplitud de los constituyentes armónicos M_2 y S_2 de las corrientes medidas en la boca (a), Puelo (b) y Cochamó (c).

Las mayores variaciones en amplitud del armónico M_2 ocurrieron sobre ~ 7 m de profundidad, en los tres anclajes. En la boca, la amplitud de M_2 disminuyó desde ~ 5 a ~ 1 cm s^{-1} , entre 2 y ~ 5 m de profundidad, luego aumentó a ~ 2 cm s^{-1} a 7 m. Entre 40 y 410 m de profundidad, la amplitud osciló entre 3,5 y 4,5 cm s^{-1} , aumentando levemente en profundidad (Fig. 10a). En Puelo, la amplitud disminuyó desde ~ 7 a ~ 3 cm s^{-1} , entre 3 y 5 m de profundidad, luego la amplitud aumentó a ~ 5 cm s^{-1} entre ~ 5 y 25 m. Entre 40 y ~ 100 m de profundidad, la amplitud aumentó desde ~ 5 a $\sim 7,5$ cm s^{-1} , la cual disminuyó a partir

de ~120 m de profundidad y se mantuvo a 7 cm s^{-1} hasta 140 m de profundidad (Fig. 10b). En Cochamó, la amplitud disminuyó desde ~12 a ~6 cm s^{-1} , entre 2 y ~5 m de profundidad, luego se mantuvo constante hasta 11 m de profundidad (Fig. 10c).

Entre 3 y 11 m de profundidad, las diferencias en amplitud del armónico M_2 , entre los tres anclajes, mostraron que las corrientes asociadas a este armónico aumentaron su velocidad hacia la cabeza del fiordo. En la boca, las amplitudes oscilaron principalmente entre ~1 y ~4 cm s^{-1} , en Puelo lo hicieron entre ~3 y ~7 cm s^{-1} , mientras que en Cochamó oscilaron entre ~6 y ~10 cm s^{-1} . Entre 40 y 140 m de profundidad, entre la boca y Puelo, las diferencias en amplitud del armónico M_2 mostraron que las corrientes aumentaron su velocidad hacia Puelo. En la boca, las amplitudes fueron del orden de ~4 cm s^{-1} , mientras que en Puelo oscilaron entre ~5 y ~7 cm s^{-1} .

Las variaciones más importantes en amplitud del armónico S_2 ocurrieron en la capa superficial, en los 3 anclajes. En la boca, la amplitud de S_2 disminuyó desde ~2 a ~1 cm s^{-1} , entre 2 y ~3 m de profundidad; aumentó a ~2,5 cm s^{-1} a ~6 m y luego disminuyó a ~2 cm s^{-1} a ~7 m. Entre 40 y 410 m de profundidad, la amplitud osciló entre ~1,5 y ~2,5 cm s^{-1} , con una velocidad más frecuente de ~2 cm s^{-1} . Entre 230 y 410 m de profundidad se observaron de forma alternada leves aumentos y disminuciones de la amplitud (Fig. 10a). En Puelo, la amplitud presentó fuertes variaciones entre 3 y ~10 m de profundidad, con aumentos y disminuciones, los cuales oscilaron entre ~2 y ~5 cm s^{-1} , luego se mantuvo a ~2,5 cm s^{-1} hasta 25 m. Entre 40 y ~115 m de profundidad, la amplitud aumentó desde ~3 a ~4 cm s^{-1} , la cual se mantuvo en ~4 cm s^{-1} hasta 140 m (Fig. 10b). En Cochamó, la amplitud disminuyó desde ~5 a ~3,5 cm s^{-1} , luego se mantuvo constante hasta 11 m de profundidad (Fig. 10c).

En los tres anclajes, entre 3 y 11 m de profundidad, la magnitud de las corrientes asociadas al armónico S_2 , aumentaron su magnitud hacia la cabeza del fiordo. En la boca, las amplitudes oscilaron mayormente entre ~1,5 y ~2,5 cm s^{-1} , en Puelo lo hicieron entre ~2

y $\sim 5 \text{ cm s}^{-1}$, mientras que en Cochamó oscilaron entre $\sim 3,5$ y 5 cm s^{-1} (con una variación más rápida en Puelo). Entre 40 y 140 m de profundidad, las diferencias en amplitud del armónico S_2 entre la boca y Puelo, mostraron que las corrientes aumentaron en magnitud hacia Puelo. En la boca, las amplitudes fueron relativamente cercanas a $\sim 2,5 \text{ cm s}^{-1}$, mientras que en Puelo oscilaron entre ~ 3 y $\sim 4 \text{ cm s}^{-1}$.

Análisis espectral

- Diagramas de espectros

Todos los espectros mostraron un pico en la banda de frecuencia semidiurna (~ 12 h), aumentando su energía en profundidad y en dirección hacia la cabeza del fiordo (Fig. 11, Fig. 12 y Fig. 13). Entre 2 y 11 m de profundidad en la boca se observó que la densidad espectral osciló entre $\sim 10^{5,5}$ y $\sim 10^6 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2} \text{ cph}^{-1}$, en Puelo fue del orden de $\sim 10^6 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2} \text{ cph}^{-1}$, mientras que en Cochamó osciló entre $\sim 10^{6,5}$ y $\sim 10^7 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2} \text{ cph}^{-1}$. Entre 40 y 140 m de profundidad, se observó que la densidad espectral en la boca fue del orden de $\sim 10^6 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2} \text{ cph}^{-1}$, mientras que en Puelo osciló entre $\sim 10^{6,5}$ y $\sim 10^7 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2} \text{ cph}^{-1}$. La banda de frecuencia de ~ 6 h también mostró un pico de energía que fue más intenso cerca de los límites verticales, con una intensificación hacia la cabeza del fiordo (Fig. 11, Fig. 12 y Fig. 13). Entre 2 y 11 m de profundidad se observó que la densidad espectral en la boca osciló entre $\sim 10^{4,5}$ y $\sim 10^5 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2} \text{ cph}^{-1}$, en Puelo osciló entre $\sim 10^{4,5}$ y $\sim 10^{5,5} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2} \text{ cph}^{-1}$, mientras que en Cochamó osciló entre $\sim 10^{5,5}$ y $\sim 10^{6,5} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2} \text{ cph}^{-1}$. Entre 40 y 140 m de profundidad, se observó que la densidad espectral en la boca fue $< 10^{4,5} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2} \text{ cph}^{-1}$, mientras que en Puelo osciló entre $\sim 10^{4,5}$ y $\sim 10^5 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2} \text{ cph}^{-1}$. En general, en los tres anclajes y en toda la columna de agua se observó una alta densidad espectral ($> 10^6 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2} \text{ cph}^{-1}$) en la banda de frecuencia mayor a 3 días. Esta magnitud también se observó en la banda diurna, pero sólo sobre ~ 5 m de profundidad. Asimismo, cabe destacar que en Cochamó se observaron picos de energía asociados a bandas de frecuencia mayor, con períodos de 2,5, 3 y 4 h.

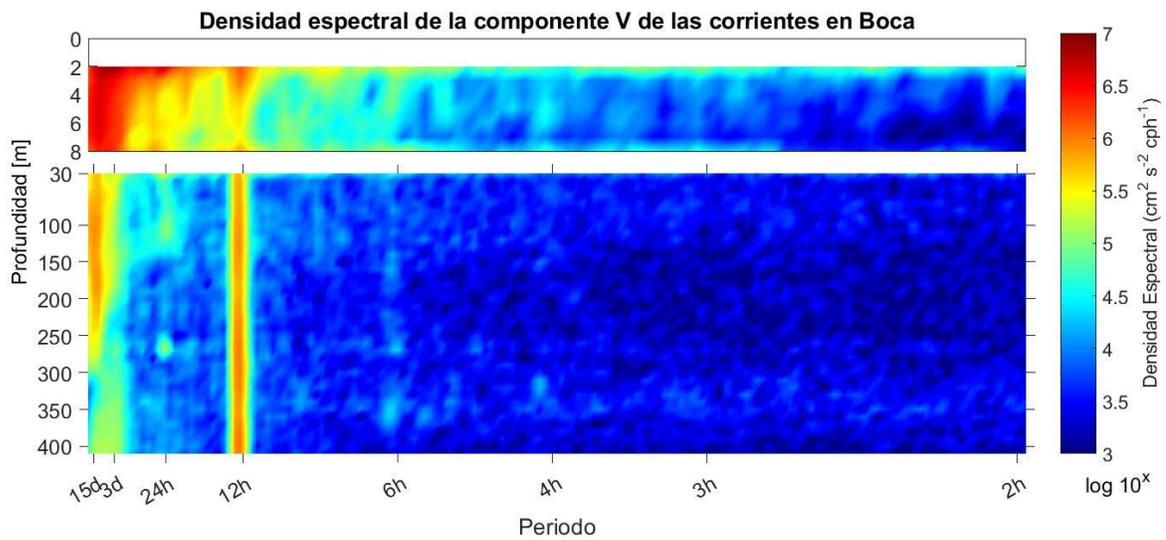


Figura 11. Densidad espectral en función de la frecuencia y profundidad de las corrientes a lo largo del fiordo (componente v) en el anclaje de la boca.

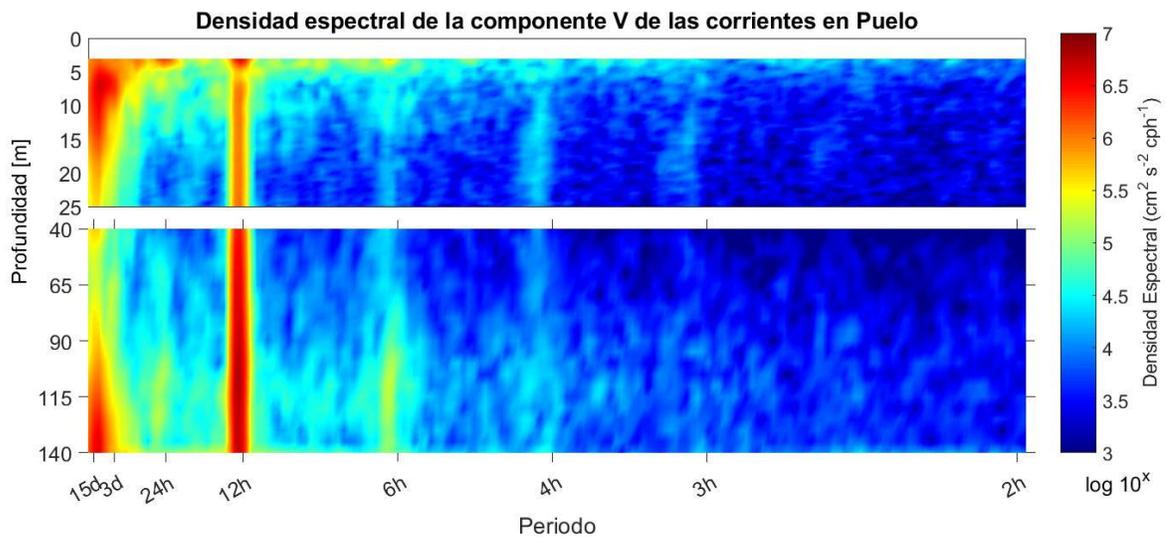


Figura 12. Densidad espectral en función de la frecuencia y profundidad de las corrientes a lo largo del fiordo (componente v) en el anclaje de Puelo.

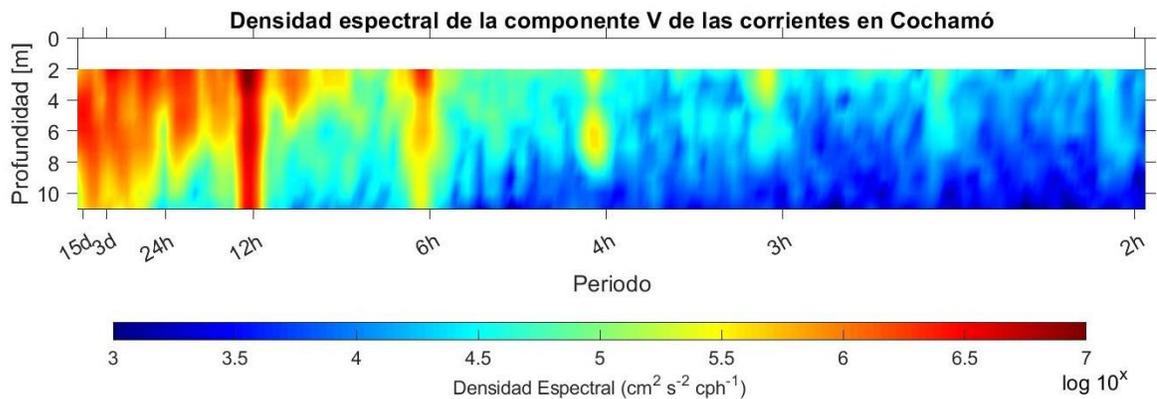


Figura 13. Densidad espectral en función de la frecuencia y profundidad de las corrientes a lo largo del fiordo (componente v) en el anclaje de Cochamó.

- Diagramas de coherencia y fase

El espectro de coherencia cuadrada entre las corrientes medidas en la boca y Puelo, entre 3 y 8 m de profundidad, mostró que las coherencias significativas más altas ($> 0,6$) estuvieron asociadas a corrientes con frecuencias bajas (sobre ~ 30 h) y entre ~ 5 y 8 m de profundidad (Fig. 14). El espectro de fase mostró que las corrientes asociadas a estas frecuencias se dirigieron hacia la cabeza y presentaron un desfase de $\sim 50^\circ$ en períodos > 72 h y de $\sim -120^\circ$ en períodos entre ~ 30 y ~ 72 h. Se observó una coherencia significativa en la banda diurna ($< 0,4$) y semidiurna ($< 0,7$). En la banda diurna la coherencia significativa se encontró bajo 6 m de profundidad con un desfase de $\sim 120^\circ$, es decir, las corrientes asociadas a la banda diurna se dirigieron hacia la boca bajo esta profundidad. En la banda semidiurna la coherencia significativa se encontró bajo 6 m con un desfase de $\sim 50^\circ$, lo que significó que bajo 6 m las corrientes semidiurnas se dirigieron hacia la cabeza.

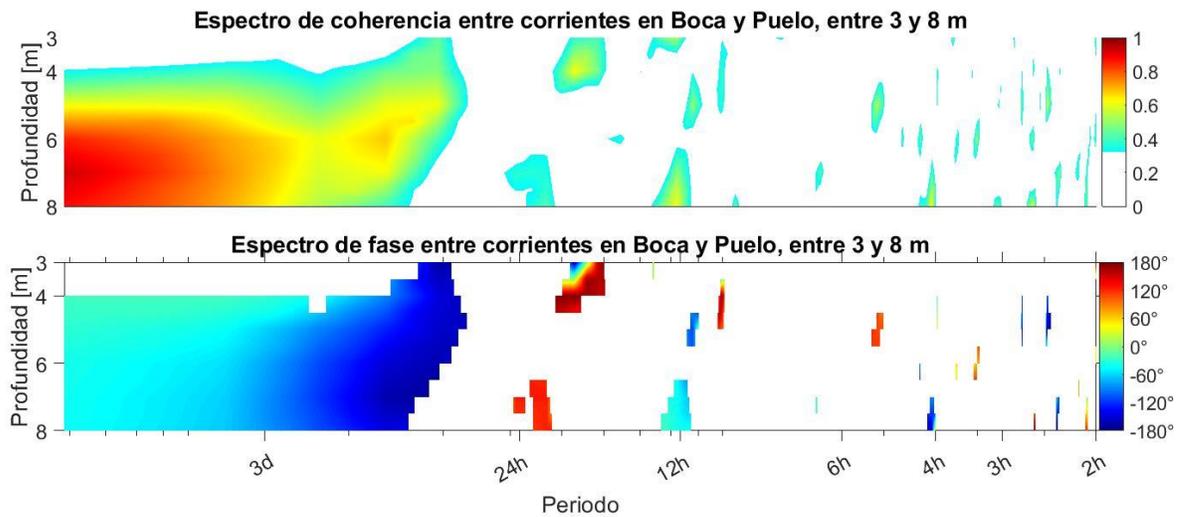


Figura 14. Espectros de coherencia y fase en función de la frecuencia y la profundidad entre las corrientes a lo largo del fiordo en la boca y Puelo entre 3 y 8 m de profundidad. Las coherencias significativas ($> 0,32$) y las fases asociadas a éstas fueron graficadas en color, mientras que las que no lo son, están en blanco.

El espectro de coherencia cuadrada entre las corrientes medidas en la boca y Cochamó, entre 3 y 8 m de profundidad, mostró que las coherencias significativas más altas ($\sim 0,7$) están asociadas a las corrientes semidiurnas. Sobre 4 m de profundidad las corrientes presentaron un desfase de $\sim 30^\circ$ y bajo 7 m de profundidad de $\sim 60^\circ$, indicando que las corrientes semidiurnas se dirigieron hacia la boca sobre 4 m de profundidad y hacia la cabeza bajo 7 m de profundidad (Fig. 15). En la banda de 30-50 h, bajo 5 m de profundidad, coherencias significativas ($\sim 0,5$) fueron observadas con una diferencia de fase de $< 60^\circ$. En todas las profundidades medidas, los periodos mayores a tres días presentaron coherencias significativas ($\sim 0,5$), con un desfase de $\sim 50^\circ$.

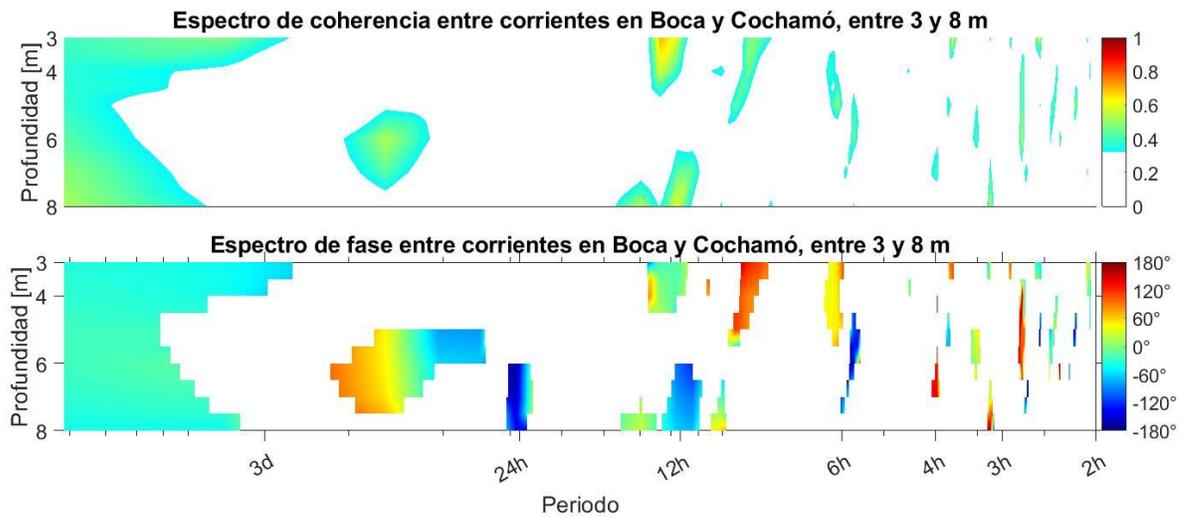


Figura 15. Espectros de coherencia y fase en función de la frecuencia y la profundidad entre las corrientes a lo largo del fiordo en la boca y Cochamó entre 3 y 8 m de profundidad. Las coherencias significativas ($> 0,32$) y las fases asociadas a éstas fueron graficadas en color, mientras que las que no lo son, están en blanco.

El espectro de coherencia cuadrada entre las corrientes en la boca y Puelo, entre 40 y 140 m de profundidad, mostró que las coherencias significativas más altas ($> 0,8$) estuvieron asociadas a las corrientes semidiurnas, con un desfase de $\sim 0^\circ$. Además, bajo los 100 m, los períodos mayores a 3 días presentaron coherencias significativas (entre $\sim 0,6$ y $0,8$) con un desfase de 0° (Fig. 16).

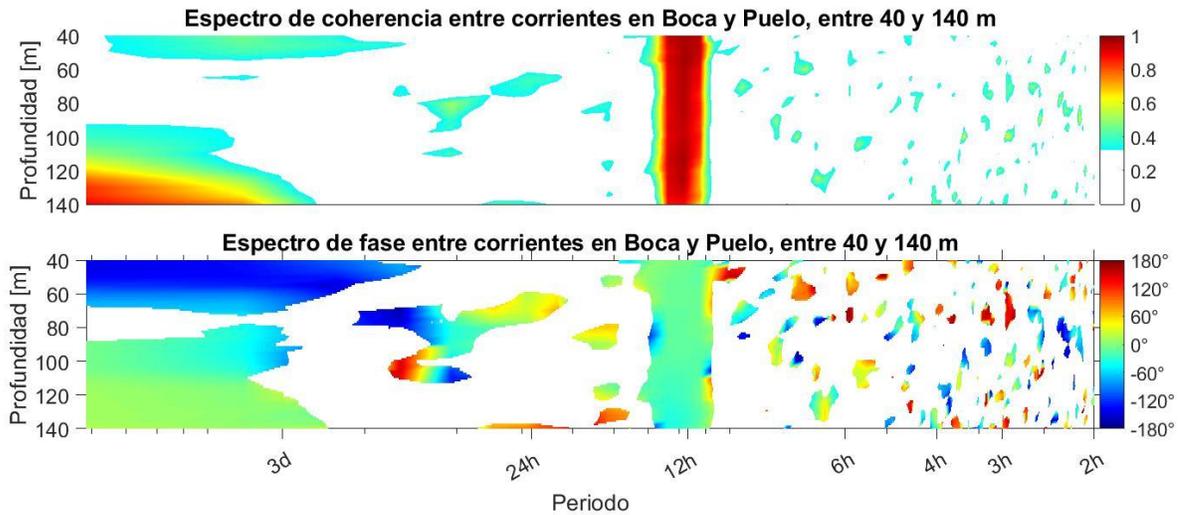


Figura 16. Espectros de coherencia y fase en función de la frecuencia y la profundidad entre las corrientes a lo largo del fiordo en la boca y Puelo entre 40 y 140 m de profundidad. Las coherencias significativas ($> 0,32$) y las fases asociadas a éstas fueron graficadas en color, mientras que las que no lo son, están en blanco.

Relación entre la amplitud de la corriente y el área de la sección transversal al fiordo

En la Fig. 17 se presenta la relación entre el área de la sección transversal al fiordo y la amplitud de la corriente semidiurna asociada al constituyente de marea M_2 y S_2 . Esta relación lineal es negativa y significativa ($p < 0.003$) explicando un aumento de la amplitud con la disminución del área de la sección transversal. El coeficiente de determinación (R^2), que representa la proporción de la varianza de la corriente semidiurna explicada por el área de la sección transversal al fiordo, aumentó en profundidad. El R^2 obtenido para el conjunto de puntos entre 90 y 140 m de profundidad fue mayor, tanto para M_2 como S_2 , respecto a rangos de profundidades menores, con una correlación de 0,991 y 0,992, respectivamente.

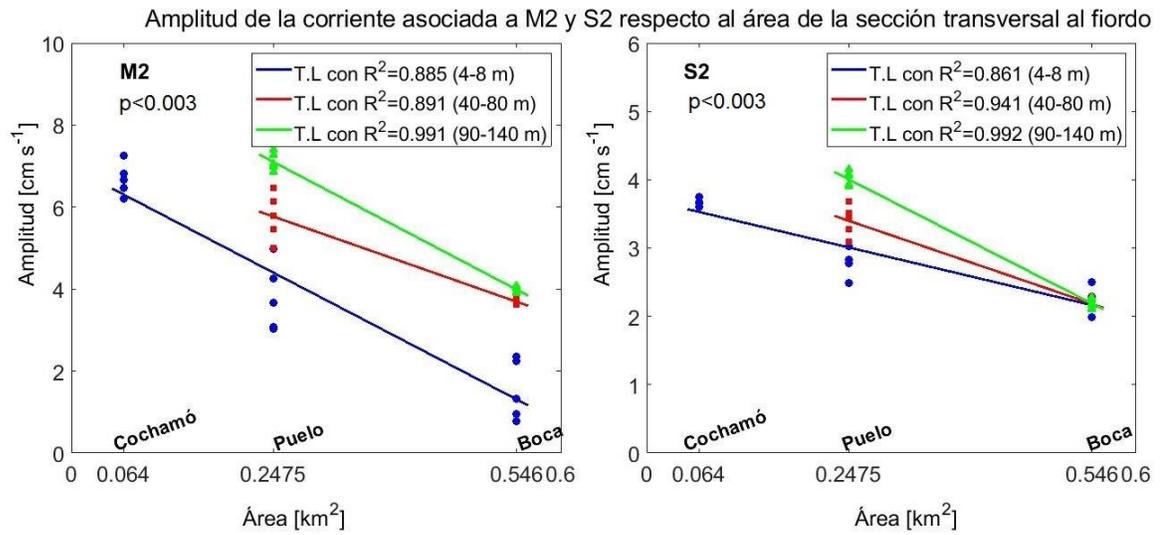


Figura 17. Amplitud de la corriente semidiurna asociada a M₂ (izquierda) y S₂ (derecha), respecto al área de la sección transversal por donde fluye la corriente en Boca, Puelo y Cochamó, a distintas profundidades. La línea verde, roja y azul muestra la tendencia lineal del conjunto de puntos de distintos rangos de profundidad.

DISCUSIÓN

Los resultados mostraron una correspondencia entre lo obtenido a partir del análisis armónico y el análisis espectral, ya que ambos determinaron que la corriente de marea semidiurna aumentó en magnitud hacia la cabeza del fiordo considerando sólo aquellos rangos de profundidad comparables, es decir, entre 3 y 8 m de profundidad, para los tres anclajes; y entre 40 y 140 m de profundidad para el anclaje de la boca y Puelo. Ambos análisis también mostraron que las corrientes se intensificaron en profundidad, excluyendo los diez primeros metros, donde la tendencia fue la disminución de la magnitud de la corriente semidiurna. En general, las corrientes fueron influenciadas por la orientación de la costa y por la batimetría del fiordo. El aumento en la magnitud de la corriente semidiurna hacia la cabeza del fiordo se relacionó linealmente con la disminución del área de la sección transversal al Fiordo de Reloncaví, permitiendo mostrar que los cambios en el ancho y profundidad del fiordo tienen efectos sobre la corriente semidiurna. Según Stigebrandt (2012) la velocidad de la corriente tiene un máximo local donde el área vertical de la sección transversal tiene un mínimo local.

Los resultados presentados en este estudio permiten caracterizar la circulación del Fiordo del Reloncaví en tres capas, descrito por Valle-Levinson *et al.* (2007) y Castillo *et al.* (2012), la cual es posible observar en fiordos profundos (> 100 m), donde la profundidad del fiordo es seis veces mayor que el ancho de la capa friccional (Valle-Levinson *et al.*, 2014). Los perfiles de las corrientes medias mostraron un flujo hacia la boca del fiordo sobre ~ 5 m en la boca con un máximo de ~ 25 cm s^{-1} (Fig. 4b) y sobre ~ 7 m en Puelo y Cochamó con un máximo de ~ 15 y ~ 10 cm s^{-1} respectivamente (Fig. 5b y 6b). Bajo estas profundidades se encontró una capa intermedia hasta ~ 100 m de profundidad, donde las corrientes se dirigieron hacia la cabeza del fiordo con máximos de ~ 2 cm s^{-1} y luego una capa profunda hasta el fondo, donde las corrientes se dirigieron hacia la boca del fiordo con máximos de ~ 1 cm s^{-1} , resultados que fueron reportados por Castillo *et al.*

(2012). La capa intermedia y profunda se distinguen en el perfil medio de las corrientes en la boca (Fig. 4d). En Puelo, la estructura de tres capas no es permanente, esto se podría deber a la variabilidad del viento, el forzante remoto y pulsos de agua dulce (Valle-Levinson *et al.*, 2014), sin embargo, estas capas pudieron distinguirse en el diagrama tiempo-profundidad (Fig. 5c), en el cual se observa un flujo bajo 100 m de profundidad hacia la boca del fiordo, definiendo así la tercera capa.

La mayor influencia de los armónicos de aguas someras se registró hacia el interior del Fiordo de Reloncaví. A pesar de que el aporte de los armónicos de aguas someras a la varianza total de la serie de corrientes fue menor con respecto al aporte de la banda semidiurna, hace suponer que el efecto de la reducción de fondo, es decir, la fricción de fondo, se torna más importante a medida que la onda de marea avanza hacia el interior del fiordo, aspecto que también ha sido observado al interior del canal Moraleda (Fierro *et al.*, 2000). Según Aubrey & Speer (1985) la naturaleza friccional de los estuarios o fiordos, se representa por un decaimiento significativo de la amplitud de todos los constituyentes semidiurnos y diurnos, donde la velocidad de disipación aumenta en canales someros y donde la geometría del estuario varía significativamente. El patrón de disipación muestra que los estuarios actúan como un filtro pasa baja no lineal, con decaimientos más rápidos de los constituyentes semidiurnos que los diurnos. Por otra parte, se ha observado que la amplitud de la onda de marea disminuye a medida que el fiordo se someriza y/o angosta, es decir, la energía potencia disminuye por conservación de energía, y la velocidad de la onda de marea aumenta a medida que el fiordo se someriza y/o angosta. De esta forma, el aumento de la velocidad de los constituyentes armónicos M_2 y S_2 , hacia el sector de Cochamó, estaría vinculado con cambios en la profundidad y/o ancho del fiordo.

La posición donde se desplegaron los anclajes para realizar las mediciones de corrientes representan sectores de disminución del área transversal del fiordo (cambios en la profundidad y/o ancho del fiordo), sin embargo, estos lugares se encuentran bastante distantes entre sí, lo cual podría suponer que otros mecanismos pueden ser de igual o de

mayor importancia en la modificación de la onda de marea semidiurna en su propagación hacia la cabeza del fiordo. Sin embargo, Valle-Levinson *et al.* (2007) basado en mediciones de corrientes realizadas sobre un transecto de 8 km de distancia, en la curvatura del Fiordo de Reloncaví, encontraron que la amplitud de la corriente semidiurna disminuía a medida que la profundidad del fiordo aumentaba. Estos autores también demostraron que la amplitud de la corriente semidiurna disminuía con la profundidad con un máximo en superficie de 10 cm s^{-1} . En el presente estudio se muestra que la amplitud aumenta lentamente a partir de 8 m de profundidad con velocidades máximas de 6 cm s^{-1} en dicha profundidad. Las diferencias encontradas con la investigación de Valle-Levinson *et al.* (2007) pueden deberse al período de medición, puesto que las observaciones descritas se realizaron durante un ciclo semidiurno, con mediciones cada una hora aproximadamente, mientras que las mediciones de este estudio se realizaron durante tres meses, lo que representa un largo de serie de tiempo casi 200 veces mayor que lo realizado por Valle-Levinson *et al.* (2007).

Según Valle-Levinson *et al.* (2007), las corrientes de marea en el Fiordo de Reloncaví son débiles debido a la profundidad del fiordo y porque no tienen la energía suficiente para mezclar las capas de agua boyantes. El hecho que sean débiles permite la persistencia de una oscilación lateral superficial de período igual a 2,5 h, que corresponde al seiche natural transversal al fiordo (Valle-Levinson *et al.*, 2007). Esta oscilación, que puede ser desencadenada por vientos o en el caso de Puelo por la descarga del río Puelo, podría ser responsable de los cambios de fase de 2 horas de las corrientes semidiurnas que fueron observados en la capa superficial, ya que se generan corrientes laterales que distorsionan la corriente de marea semidiurna resultando en un cambio de fase. Estos cambios sólo se restringieron a la capa superficial, ya que entre 40 y 140 m de profundidad la fase se mantuvo uniforme. Sin embargo, el estudio de Castillo *et al.* (2012) no evidencia lo anterior en las corrientes del sector, pero sí se registra una clara señal del seiche interno de 3 días que puede llegar a registrar un contenido de energía similar a la marea en la capa de agua salobre (Castillo *et al.*, 2017).

Varios estudios han concluido que las constricciones o umbrales someros, que son característicos en la boca de los fiordos, generan cambios en las corrientes mareales (Stigebrandt, 1980; Valle-Levinson *et al.*, 2001; Gillibrand *et al.*, 2007), dentro de los cuales está la formación de una zona de baja presión, lo que provoca una aceleración de la corriente en esta zona. Dentro de este contexto, el angostamiento y/o somerización del fiordo, causan el mismo efecto de la constricción. En el presente estudio se observó que entre Puelo y la boca, la velocidad de la corriente semidiurna aumentó hacia Puelo y se asoció a una disminución de la profundidad de ~420 m a ~150 m, es decir, a una constricción vertical (los anchos fueron similares). Entre Cochamó y Puelo fue similar, la velocidad de la corriente semidiurna aumentó hacia Cochamó y se asoció a una disminución tanto en la profundidad como en el ancho, es decir a una constricción vertical y lateral.

CONCLUSIONES

La circulación promedio en el Fiordo de Reloncaví mostró una estructura vertical de 3 capas en el sector de la boca, mientras que en Puelo este patrón fue esporádico. La capa superficial se encontró sobre 5 m de profundidad en la boca con una corriente media hacia la boca del fiordo y magnitudes máximas $> 20 \text{ cm s}^{-1}$. En Puelo y Cochamó, las corrientes medias sobre 7 m de profundidad, registraron máximas de ~ 15 y $\sim 10 \text{ cm s}^{-1}$ respectivamente. Bajo la capa superficial, hasta ~ 100 m de profundidad, las corrientes se dirigieron hacia la cabeza del fiordo con una magnitud media de $\sim 2 \text{ cm s}^{-1}$. Bajo la segunda capa, hasta la profundidad máxima medición, las corrientes se dirigieron hacia la boca con una magnitud media de $\sim 1 \text{ cm s}^{-1}$.

La corriente semidiurna asociada al armónico M_2 y S_2 , donde la contribución de M_2 a la varianza total de la serie de tiempo fue mayor, aumentó su velocidad a medida que ésta se dirigió hacia la cabeza del fiordo, con diferencias entre Cochamó y la boca del orden 4 a 5 cm s^{-1} . Se observaron picos de energía asociados a armónicos de aguas someras en Cochamó, producto de la reducción de fondo. A partir de ~ 30 m de profundidad la magnitud de la corriente aumentó, mientras que en los primeros 11 m de profundidad la magnitud disminuyó. Se encontraron cambios de fase de la corriente semidiurna en los primeros 8 m de profundidad, bajo ésta la corriente semidiurna se mantuvo uniforme.

La amplitud de la corriente semidiurna y el área transversal al fiordo presentaron una relación lineal negativa, la que mostró que, a pesar de ser una primera aproximación, los cambios en la profundidad y ancho del fiordo tienen efectos sobre la amplitud de la corriente semidiurna, es decir, a medida la profundidad y/o el ancho del fiordo disminuye, la amplitud de la corriente aumenta, por lo tanto, la hipótesis se acepta.

REFERENCIAS

- Aubrey, D. & P. Speer. 1985.** A study of non-linear tidal propagation in shallow inlet/estuarine systems, Part 1: observations. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 21: 185–205.
- Barlett, M.S. 1948.** Smoothing periodograms from times series with continuous spectra. *Nature*, 161: 686-687.
- Bendat, J. & A. Piersol. 1986.** *Random Data: Analysis and Measurement Procedures.* John Wiley, New York, 566 pp.
- Blanton, J, G. Lin & S. Elston. 2002. Tidal current asymmetry in shallow estuaries and tidal creeks: *Continental Shelf Research*, 22: 1731–1743
- Castillo, M. I., O. Pizarro, O. Cifuentes, U. N. Ramirez & L. Djurfeldt. 2012.** Subtidal dynamics in a deep fjord of southern Chile. *Cont. Shelf Res.*, 49: 73-89.
- Castillo, M. I., U. Cifuentes, O. Pizarro, L. Djurfeldt & M. Cáceres. 2016.** Seasonal hydrography and surface outflow in a fjord with a deep sill: the Reloncaví fjord, Chile. *OceaSci.*, 12: 533-544.
- Castillo, M. I., O. Pizarro, U. N. Ramirez & M. Cáceres. 2017.** Seiche excitation in a highly stratified fjord of southern Chile: the Reloncaví fjord. *OceaSci.*, 13: 145–160.
- Cerda, C. 1993.** Estudio de la propagación de ondas de marea en el estrecho de Magallanes. Tesis de Título de Oceanógrafo. Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Valparaíso, 101 pp.
- Defant, A. 1960.** *Physical Oceanography.* Pergamon Press, Oxford, 599 pp.
- Dronkers, J. J. 1964.** *Tidal computations in Rivers and Coastal Waters.* North Holland Publishing Company, Amsterdam, 530 pp.
- Farmer, D. & H. Freeland. 1983.** The physical oceanography of fjords. *Prog. Oceanogr.*, 12: 147-220.
- Fierro, J. J., J. P. Belmar, S. Rosales & J. L. Blanco. 1999.** Caracterización del régimen de mareas en canales interiores en las vecindades de la constricción de Meninea. En:

Resultados Crucero CIMAR-Fiordo 4, Comité Oceanográfico Nacional, Valparaíso. Resúmenes ampliados pp. 25-31.

Fierro, J. J., M. Castillo & C. Valenzuela. 2003. Propagación de la onda de marea en canales adyacentes a Campos de Hielo Sur. *Cienc. Tecnol. Mar*, 26 (1): 5-14.

Fierro, J. J. 2006. Onda de marea en canales y fiordos australes. En: N. Silva & S. Palma (eds.). *Avances en el conocimiento oceanográfico de las aguas interiores chilenas*, Puerto Montt a cabo de Hornos. Comité Oceanográfico Nacional. Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Valparaíso, pp. 63-66.

Fischer, H., E. List, R. Koh, J. Imberger & N. Brooks. 1979. Mixing in inland and coastal waters. Academic Press, New York, 483 pp.

Foreman, M. 1977. Manual for tidal heights: analysis and prediction. *Pacific Marine Science Report*, 77: 10-97.

Foreman, M. 1978. Manual for tidal currents analysis and prediction. *Pacific Marine Science Report*, 78: 6-57.

Friedrichs, C. & D. Aubrey, D. 1988. Non-linear tidal distortion in shallow well-mixed estuaries: a synthesis. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 27: 521–545.

Gerkema, T., C. Staquet & P. Bouruet-Aubertot. 2006. Non-linear effects in internal-tide beams, and mixing. *Ocean Modelling*, 12: 302-318.

Gillibrand, P. A. & T. L. Amundrud. 2007. A numerical study of the tidal circulation and buoyancy effects in a Scottish fjord: Loch Torridon. *Journal of Geophysical Research*, 112.

Godin, G. 1972. The analysis of tides. University of Toronto, Toronto, 264 pp.

Inoue, R. & C. Garrett. 2007. Fourier representation of quadratic friction. *Journal of Physical Oceanography* 37: 593–610.

Kowalik, Z., A. Marchenko, D. Brazhnikov & N. Marchenko. 2015. Tidal currents in the western Svalbard Fjords. *Ocenología*, 57: 318-327.

Parker, B. 1991. The relative importance of the various nonlinear mechanisms in a wide range of tidal interactions (review). En: Parker, B. (Ed.), *Tidal Hydrodynamics*. Wiley, New York, USA, pp. 237–268.

- Pawlowicz, R., B. Beardsley & S. Lentz. 2002.** Classical Tidal” Harmonic Analysis Including Error Estimates in MATLAB using T_TIDE”, *Computers and Geosciences*, 28: 929-937
- Robins, P. & A. Elliot. 2009.** The internal tide of the Gareloch, a Scottish Fjord. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 81: 130-142.
- Salinas, S., M. Contreras & J. Fierro. 2004.** Propagación de la onda de marea en el estrecho de Magallanes. *Cienc. Tecnol. Mar*, 27 (2): 5-20.
- Speer, P. & D. Aubrey. 1985.** A study of non-linear tidal propagation in shallow inlet/estuarine systems, Part II: theory. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 21: 207–224.
- Stigebrandt, A. 1980.** Some aspects of tidal interaction with fjord constrictions. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 11:151-166.
- Stigebrandt, A. 2012.** Hydrodynamics and circulation of fjords. *Encyclopedia of Lakes and Reservoirs*. Springer, New York, USA, pp. 327-344.
- Syvitski, J. P. M., D. C. Burrell & J. M. Skei. 1987.** *Fjords: Processes and Products*. Springer-Verlag, New York, 379 pp.
- Valle-Levinson, A., F. Jara, C. Molinet & D. Soto. 2001.** Observations of intratidal variability of flows over a sill/contraction combination in a Chilean fjord. *Journal of Geophysical Research* 106: 7051-7064.
- Valle-Levinson, A., N. Sarkar, R. Sanay, D. Soto & J. León. 2007.** Spatial structure of hydrography and flow in a Chilean fjord, Estuario Reloncaví. *Estuar.Coast.*, 20: 113-126.
- Valle-Levinson, A. (ed.) 2010.** *Contemporary issues in estuarine physics*. Cambridge University Press, Cambridge, 315 pp.
- Valle-Levinson, A., M. Cáceres & O. Pizarro. 2014.** Variations of tidally driven three-layer residual circulation in fjords. *Ocean Dynam.*, 64: 459-469.
- Welch, P. D, 1967.** The Use of Fast Fourier Transform for the Estimation of Power Spectra: A Method Based on Time Averaging Over Short, Modified Periodograms, *IEEE Trans. Audio Electroacoustics*, Vol. AU-15, 70-73. pp.