

PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATÓLICA DE VALPARAÍSO
FACULTAD DE RECURSOS NATURALES
ESCUELA DE CIENCIAS DEL MAR

Estimación del balance biogeoquímico de nitrógeno y fósforo
inorgánico disuelto en el estero Reloncaví en invierno y
primavera de 2004, 2005 y 2006.

Trabajo de Titulación para optar al Título de Oceanógrafo

Por

Julio César Castro Barraza

Valparaíso

2010

Comisión de Titulación

Profesor Guía: Nelson Silva Sandoval. MSc.
(Pontificia Universidad Católica de Valparaíso)

Profesor Comisión: Sergio Salinas Marchant. MSc.
(Pontificia Universidad Católica de Valparaíso)

Profesor Comisión: Dafne Guzmán Zúñiga. Mag. Oce.
(Universidad del Mar)

AUTORIZACIÓN DE USO

Al presentar este Trabajo de Titulación como último requisito para la obtención del título de Oceanógrafo, autorizo a la biblioteca de la Escuela de Ciencias del Mar, de la Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, para que disponga libremente de ella. Autorizo además reproducciones parciales o totales de este documento sólo para fines académicos.

Julio César Castro Barraza

A mis viejos queridos

AGRADECIMIENTOS

A mis padres, Rosa y Julio, por darme todo y más, por estar siempre a mi lado y por apoyarme incondicionalmente en este trayecto que termina (y empieza) aquí.

A mí abuelita María y a mi tía Fabiola, gracias por estar siempre a mi lado y apoyarme como persona y en todo mi trayecto de estudiante, y ahora como profesional.

Tías, tíos, primas y primos, muchísimas gracias por sus palabras y estímulos de apoyo, siempre fueron y serán bien recibidas.

A los profesores de la carrera de oceanografía, gracias por enseñarme a ver más allá de lo que está ante mis ojos, gracias por mostrarme el método científico y lo grandioso que es la oceanografía.

A los profesores de la comisión, y en especial a Nelson Silva, quien siempre estuvo abierto a nuevas ideas y fue un gran apoyo en la corrección de este manuscrito, muchas gracias.

A Patricia Álvarez, por su minuciosa revisión de éste manuscrito.

Al Laboratorio de Biogeoquímica Marina de la Escuela de Ciencias del Mar de la Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, por facilitarme los datos de nutrientes de los cruceros CIMAR 10, 11 y 12 Fiordos.

Al Centro Nacional de Datos Hidrográficos y Oceanográficos (CENDHOC), por proporcionarme los datos de CTDO de los cruceros CIMAR 10, 11 y 12 Fiordos, y los datos batimétricos del estero y seno Reloncaví.

Al Comité Oceanográfico Nacional (CONA), al otorgarme un premio estímulo por la realización de este Trabajo de Titulación.

A mis amigos Pablo y Víctor. Pablo, gracias por estar siempre disponible cuando necesitaba dar orden a mis ideas, y que fueron muchas veces. Víctor, gracias por el apoyo estadístico.

A José Castro, mi *tata (in memorum)*, desde arriba nos miras, y sabes cuanto me hubiera gustado que estuvieras aquí.

CONTENIDOS

Portada	
Comisión de Titulación.....	i
Autorización de uso	ii
Dedicatoria.....	iii
Agradecimientos	iv
CONTENIDOS	v
RESUMEN	vii
ABSTRACT.....	viii
INTRODUCCIÓN	1
OBJETIVO GENERAL.....	5
OBJETIVOS ESPECIFICOS	5
HIPOTESIS	6
MATERIALES Y METODOS	7
Descripción de la zona de estudio.....	7
Antecedentes generales.....	7
Antecedentes climáticos, pluviométricos e hidrológicos.....	8
Antecedentes oceanográficos.....	10
Fuentes de información.....	10
Información geográfica y batimétrica.....	10
Información pluviométrica e hidrológica	11
Información oceanográfica	12
Modelo de caja.....	14
Implementación del modelo.....	18
Tiempo de residencia	20
Balance de nutrientes	21
Análisis comparativo entre temporadas	23
RESULTADOS	24
Características Hidrográficas	24
Precipitación	24
Evaporación	24

Caudales de ríos	25
Características Oceanográficas	27
Distribución de densidad en el sistema estero - seno.....	27
Modelo de caja.....	31
Análisis Comparativo	33
Tiempo de Residencia.....	34
Balance de nutrientes	35
Nutrientes en los ríos	35
Nutrientes en el sistema estero - seno	36
Flujos de <i>DIN</i> y <i>DIP</i>	40
Análisis Comparativo	44
Balance de <i>DIN</i> y <i>DIP</i>	44
Balance entre fijación de nitrógeno y denitrificación (<i>nfix - denit</i>)	46
DISCUSIÓN	48
Modelo de caja.....	48
Balance de nutrientes	55
CONCLUSIONES	64
REFERENCIAS.....	65

RESUMEN

Mediante la aplicación del modelo de cajas propuesto por Sakov & Parslow se estimaron los flujos de agua, de nitrato y fosfato inorgánico disuelto (*DIN* y *DIP*), el balance biogeoquímico y tiempo de residencia de las aguas en el estero Reloncaví, Chile (~ 41,5°S), durante los períodos de invierno y primavera de 2004, 2005 y 2006. La modelación dejó de manifiesto la importancia de los procesos de mezcla no-advectiva, inducidos por la marea y el viento en la capa superficial del estero, y la poca relevancia de los procesos de mezcla vertical, y de mezcla horizontal en la capa profunda.

Se detectó que más de un 85% de la variabilidad de los caudales de intercambio advectivos entre el estero y el seno Reloncaví, es explicado por el caudal total de agua dulce que ingresó al estero, y los flujos de intercambio presentaron un factor de amplificación entre tres y cuatro veces el caudal de descarga de agua dulce.

Los tiempos de residencia indicaron que la capa superficial del estero presentó una rápida renovación de sus aguas ($1,3 \pm 0,6$ días). Por su parte, la capa profunda presentó un tiempo de renovación cercano a los 80 días en promedio.

El *DIN* y *DIP* en el agua de los ríos presentó bajas concentraciones en todas las temporadas analizadas ($DIN < 1,5 \mu\text{M}$, $DIP < 0,5 \mu\text{M}$), y similares a otros ríos norpatagónicos chilenos. Se observó una aparente estacionalidad en las concentraciones de *DIN* de los ríos, donde las concentraciones primaverales tendieron a ser menores que las invernales.

La aplicación del balance de masa de nutrientes reflejó que los caudales de *DIN* y *DIP* aportados por los ríos al estero no fueron una contribución significativa a la carga de nutrientes inorgánicos, debido a que sólo contribuyeron con menos del 2% de la importación total de nutrientes a la capa superficial, lo cual deja de manifiesto que el estero se encuentra mayoritariamente subsidiado por nutrientes inorgánicos que ingresan desde el seno Reloncaví.

La capa superficial del estero generalmente presentó una ganancia de *DIN* y *DIP*, la cual fue subsidiada por nutrientes que ingresaron desde la capa profunda (45-97%), y en algunos periodos en similar proporción con nutrientes importados desde el seno mediante mezcla no-advectiva (invierno de 2005 y 2006). Se observó una aparente denitrificación, pero sólo fue significativa en invierno de 2005 donde ésta representó un ~ 87% de la importación total de *DIN*. En la capa profunda se observó una aparente *N*-fijación, pero en baja proporción (< 12%), comparado con las otras fuentes de importación de *DIN*, lo cual se debió a que sobre el 99% de la importación de *DIN* en esta capa fue subsidiado por el seno de Reloncaví.

El *DIN* exportado desde el estero presentó relación con el tiempo de residencia, encontrándose que estas variables presentaron una significativa relación cuadrática, donde la exportación de *DIN* disminuyó a medida que el tiempo de residencia se incrementó.

ABSTRACT

Trough the use of Sakov & Parslow box's model, water exchanges fluxes, nitrate and phosphate inorganic dissolved fluxes (*DIN* and *DIP*) were estimated, biogeochemical balance and water residence time, in the Reloncavi estuary, Chile (~ 41,5°S), during the winter and spring seasons of 2004, 2005 and 2006. Modeling revealed the importance of non advective mixing process, induced by tide and wind in the surface layer of the estuary, and the small relevance of the vertical and horizontal mixing processes in the deep layer.

Over an 85% of the advective water exchange variability, between the estuary and Reloncavi sound, was explained by the total fresh water flux incoming to the estuary, and the exchange fluxes showed an increasing factor between three and four times the fresh water discharge flux.

Residence time revealed a surface layer with a quick water renewal ($1,3 \pm 0,6$ days). The deep layer showed a renewal time close to 80 days.

The *DIN* and *DIP* in the river water, showed low concentrations in all analyzed seasons ($DIN < 1,5 \mu\text{M}$, $DIP < 0,5 \mu\text{M}$), and similar to the other northern patagonian chilean rivers. An apparent seasonality of river *DIN* concentration was observed, where springs concentrations led to be smaller than winter ones.

Nutrients mass balance application showed that *DIN* and *DIP* fluxes provided by the rivers to the estuary were not a significant contribution to the inorganic nutrients, due to they contributed with less than 2% of the total nutrients import to the surface layer, which shows that the estuary is mainly supported by the inorganic incoming nutrients from the Reloncavi sound.

The surface layer at the estuary showed generally a gain in *DIN* and *DIP*, which was supported by the incoming nutrients from the deep layer (45-97%), and in some periods in similar proportion with imported nutrients from the sound through non advective mixing (winter 2005 and 2006). An apparent denitrification was observed, but only significant in winter of year 2005, were it represented an ~ 87% of the total *DIN* import. In the deep layer an apparent *N*-fixation was observed, but in low proportion (< 12%), compared with other import *DIN* sources, which was due to that over 99% of the *DIN* import in this layer was supported by Reloncavi sound.

Exported *DIN* from the estuary showed a relation with residence time, finding that this variables show a significant quadratic relationship, where *DIN* export diminished while residence time increased.

INTRODUCCIÓN

La región austral de Chile posee un vasto sistema de aguas interiores, que se extiende entre 41° y 55°S, y se encuentra constituida por numerosas islas, canales, esteros, fiordos, senos y golfos. Este sistema recibe continuamente la influencia de aguas dulces provenientes del drenaje terrestre, ríos, lluvias y deshielos (Pickard, 1971; Silva *et al.*, 1995; Dávila *et al.*, 2002), creando de esta manera, uno de los sistemas estuarinos más extensos del planeta (Calvete, 2006; Calvete & Sobarzo, en prensa).

El estero Reloncaví (~ 41,5°S), que es parte de este sistema, corresponde a un típico fiordo de zonas templadas, el cual nace en la desembocadura del río Petrohué y desemboca en la microcuenca del seno de Reloncaví, para finalmente conectarse al mar a través de los golfos Ancud y Corcovado.

Los estudios oceanográficos realizados en el estero Reloncaví se iniciaron el año 1970, con la expedición realizada por el crucero canadiense Hudson-Chile 70 (Pickard, 1971; Pickard & Stanton, 1980). Con esta información, estos autores realizaron un estudio comparativo entre canales y fiordos canadienses y chilenos, sobre la base del análisis de estructuras T-S y T-O₂, sin efectuar un análisis individual de cada uno de ellos. Silva *et al.*, (1995) reanalizaron la información obtenida durante el crucero Hudson-Chile 70, efectuando el estudio de secciones verticales de temperatura, salinidad y oxígeno disuelto. Sobre la base de la distribución de propiedades, estos autores siguieron el movimiento de masas y cuerpos de agua hacia y desde el interior de los canales, proponiendo modelos conceptuales de circulación general. Con la realización del crucero CIMAR 10 Fiordos, durante el año 2004, se obtuvieron registros de distribución de compuestos nutrientes inorgánicos disueltos en el estero (P-PO₄⁻³, N-NO₃⁻ + N-NO₂⁻ y Si(OH)₄). Posterior a este primer crucero se realizaron los cruceros CIMAR 11 y 12 Fiordos, el primero enfocado a investigar posibles cambios temporales sufridos en las condiciones oceanográficas del mar interior de Chiloé; y el segundo, en el estudio de procesos que mantienen la productividad biológica al interior del estero.

A la fecha, la información oceanográfica que se ha publicado sobre el estero Reloncaví comprende estudios de circulación (e.g. Cáceres *et al.*, 2007; Valle-Levinson

et al., 2007; Castillo *et al.*, 2009; Cifuentes *et al.*, 2009), distribución vertical, espacial y temporal de temperatura, salinidad y oxígeno disuelto (e.g. Bastén & Clément, 1999; Carrasco & Silva, 2005, 2006, 2007; León, 2005; Carrasco, 2007), distribución vertical y espacial de nutrientes inorgánicos disueltos en la columna de agua (e.g. Carrasco & Silva, 2005, 2006, 2007), productividad biológica (e.g. González *et al.*, 2007; Pavés & González, 2009; González *et al.*, 2010), morfología submarina (e.g. Araya - Vergara *et al.*, 2008), entre otros.

De los trabajos anteriormente señalados, hasta ahora, ninguno ha medido o estimado los flujos que presentan los compuestos nutrientes en el estero, la naturaleza que los gobierna (fluvial u oceánico), y la variabilidad que estos presentan en la escala anual y estacional.

González *et al.* (2007) en un análisis preliminar, basado en productividad biológica, postularon que la producción en el estero podría estar sustentada por el ingreso de aguas oceánicas de origen subantártico con altas concentraciones de nitratos y fosfatos, en comparación al comparativamente bajo contenido de dichos nutrientes en los ríos (Silva *et al.*, 1997; Silva & Palma, 2006; Carrasco, 2007).

Un sistema estuarino es capaz de asimilar pequeñas adiciones de fósforo y nitrógeno, y por consiguiente, favorecer su productividad. Sin embargo, cantidades excesivas de nutrientes pueden alterar la composición de especies, la diversidad y la dinámica de las comunidades bióticas (Kennish, 1992 *fide* Arcos *et al.*, 2002), y en casos extremos la eutrofización del cuerpo de agua. Para lograr el conocimiento de la capacidad asimilativa de un sistema estuarino es necesario conocer la tasa de renovación del sistema, su variabilidad espacio - temporal y estimar el flujo bioquímico de sales nutrientes.

En oceanografía existen métodos por los cuales un cuerpo de agua puede ser estudiado mediante un simple modelo de cajas, cuyas características pueden entenderse en términos de entradas y salidas de componentes físicos y químicos. Las relaciones de entrada y salida de componentes (masa, sal, calor, nutrientes, etc.) y sus respectivas

intensidades son determinadas por leyes de conservación, o mediante ecuaciones de balance (Enfield, 1976).

Los modelos de caja son apropiados para utilizarlos en cuerpos de agua costeros conectados al océano, donde existen gradientes de salinidad que permiten estimar los caudales entre ellos. La tasa de intercambio del agua entre el sistema de interés y otros sistemas adyacentes puede ser estimada mediante el cálculo de los balances combinados de agua y de sal para esas zonas (Gordon *et al.*, 1996).

Mediante esta metodología se puede generar un modelo simplificado de circulación, y a través de este, se puede estimar el tiempo de residencia hidrodinámico (Officer, 1980), el cual ejerce un importante control físico sobre los procesos ecológicos que ocurren en un estuario (Hagy *et al.*, 2000). El tiempo de residencia hidrodinámico, es el tiempo promedio de permanencia de un elemento o compuesto, en un volumen particular de agua en un estuario. Este valor integra todos los procesos dispersivos que toman lugar en dicho volumen (Painchaud *et al.*, 1996), debido a lo cual, se puede estimar la eficiencia de la mezcla mareal en el sistema (Landim de Souza, 2000). Producto de lo anterior, el tiempo de residencia es una herramienta útil para preveer potenciales impactos sobre los recursos de un ambiente estuarino (Mahalingappa, 1996).

Materiales conservativos, entran y salen del sistema incorporados en el agua sin exhibir transformaciones netas dentro de éste, debido a que ellos sólo se ven afectados por procesos físicos. Por el contrario, materiales no conservativos pueden experimentar una pérdida o ganancia neta, principalmente mediante la absorción o reposición por parte de la biota. En este último caso, el sistema se considera en desequilibrio, debido a que el flujo de ese material no se conserva en comparación a los flujos de agua y sal (Gordon *et al.*, 1996). Esto hace que para el estudio de nutrientes al utilizar modelos físicos se evidencien dificultades en su aplicación y estimación de las cantidades involucradas (Gade, 1982 *fide* Arcos *et al.*, 2002).

Para tales razones, el proyecto Land Ocean Interactions in the Coastal Zone (LOICZ - IGBP) ha diseñado estándares y metodologías de escalamiento (Gordon *et al.*, 1996) para establecer los balances de masa de compuestos micronutrientes con el fin de estimar los flujos biogeoquímicos de estos materiales hacia la zona costera y las transformaciones que estos presentan en los ecosistemas costeros (Crossland *et al.*, 2005).

Los modelos de caja propuestos por LOICZ, tienen la ventaja de que pueden acoplarse a un modelo físico (e.g. modelo de caja, hidrodinámico, etc.) que determine los caudales de intercambio que ocurren dentro de un sistema estuarino. De esta manera se puede, en una primera aproximación, entregar información necesaria para interpretar el efecto que pueden producir cambios inducidos por los principales forzantes y procesos químicos, biológicos y geológicos en algunos caudales biogeoquímicos del sistema en estudio (Gordon *et al.*, 1996).

Esta metodología ha sido utilizada en más de 200 ecosistemas costeros alrededor del mundo (<http://data.ecology.su.se/MNODE>; Crossland *et al.*, 2005). En Chile ha sido aplicada al Fiordo Aysén (Guzmán, 2000, 2004; Silva *et al.*, 2000), a las zonas estuarinas de los ríos Valdivia y Bueno (Arcos *et al.*, 2002), al golfo de Arauco (Farias, 2008), a la rama costera del Sistema de Corrientes de Humboldt (4°-42°S, Quiñones *et al.*, 2010), y a la zona de fiordos comprendida entre Boca del Guafo y canal Costa (43°-46,5°S, Pantoja *et al.*, 2010), quedando una gran cantidad de lugares donde puede ser aplicada, especialmente en su zona de fiordos y canales Patagónicos.

El presente Trabajo de Titulación, está basado en la información oceanográfica recolectada por los cruceros CIMAR 10, 11 y 12 Fiordos en sus etapas de invierno y primavera, y tiene por objetivo general estimar el balance biogeoquímico de nitrógeno y fósforo inorgánico disuelto en el estero Reloncaví y además efectuar un análisis comparativo interanual y, entre invierno – primavera, de los balances de estos nutrientes.

OBJETIVO GENERAL

- Estimar el balance biogeoquímico de nitrógeno y fósforo inorgánico disuelto en el estero Reloncaví.

OBJETIVOS ESPECIFICOS

- Estimar los caudales de intercambio que ocurren en el sistema estero Reloncaví.
- Calcular los tiempos de residencia del agua.
- Estimar los balances de nutrientes (nitrógeno y fósforo inorgánico disuelto) y su concordancia con las relaciones de Redfield.
- Estimar si las posibles desviaciones de la razón Redfield tienen su origen en la generación o remoción de nitrógeno en la columna de agua.
- Efectuar un análisis comparativo interestacional e interanual de los balances de nutrientes

HIPÓTESIS

“El balance biogeoquímico de nitrógeno y fósforo inorgánico disuelto en el estero de Reloncaví se encuentra en estado de desequilibrio, producto del desbalance generado por el ingreso de éstos al estero, desde las aguas dulces oligotróficas provenientes del continente, y desde las aguas marinas de la zona oceánica adyacente, las cuales son más ricas en nutrientes”.

MATERIALES Y METODOS

Descripción de la zona de estudio

Antecedentes generales

El estero Reloncaví se encuentra ubicado entre $41^{\circ}22'S$ y $41^{\circ}45'S$ y, $72^{\circ}20'W$ y $72^{\circ}39'W$ (Fig. 1), con una longitud aproximada de 60 km y un ancho máximo de 3 km, cubriendo un área superficial de 170 km^2 .

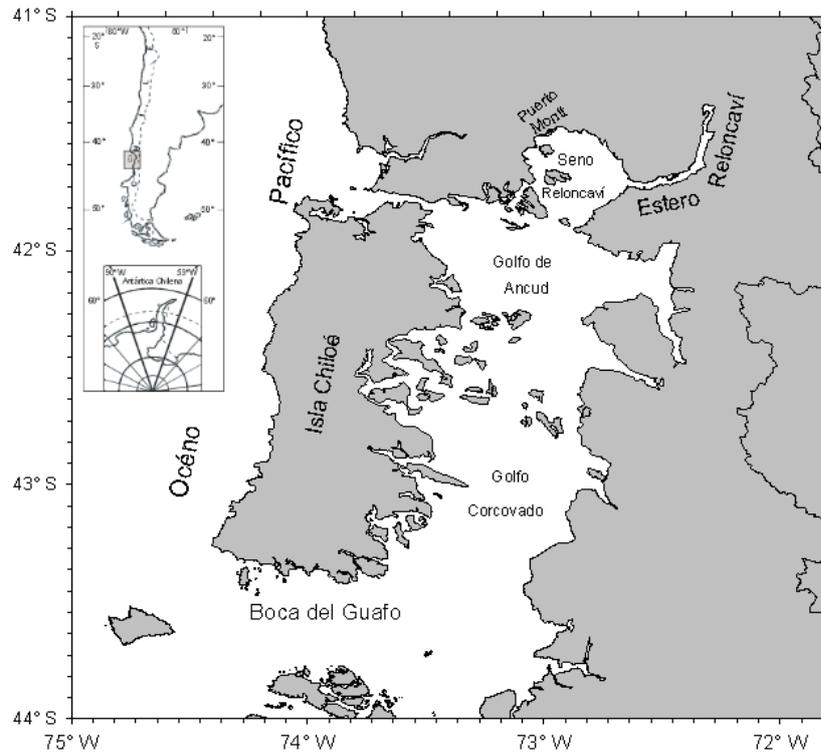


Figura 1. Ubicación general de la zona de estudio.

Sobre la base de sus características morfológicas, acústicas y estilos estratigráficos, entre la boca y la cabeza del estero se distinguen tres zonas: externa, media e interna (León, 2005; Araya-Vergara *et al.*, 2008). La zona externa corresponde a la zona de intercambio con el seno de Reloncaví y es la más profunda (profundidad máxima de $\approx 460 \text{ m}$), sus costas se encuentran orientadas en sentido este-oeste; la zona

media presenta profundidades que son la mitad de la zona externa, aquí el estero exhibe una pronunciada curvatura cambiando su orientación a noroeste-sureste; por último, la zona interna se encuentra acotada por las desembocaduras de los ríos Petrohué y Cochamó, y alcanza profundidades máximas de ≈ 100 m (Fig. 2).

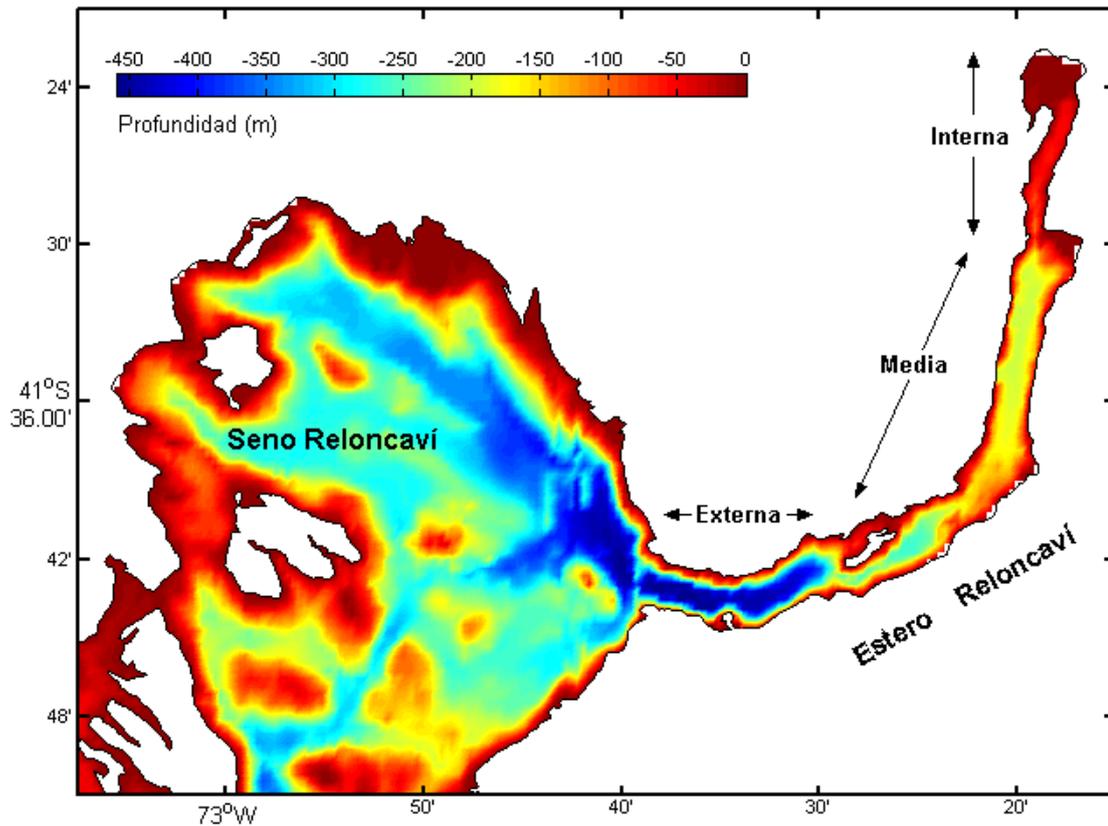


Figura 2. Batimetría estero y seno Reloncaví.

Antecedentes climáticos, pluviométricos e hidrológicos

El clima entorno al estero Reloncaví corresponde en general a un clima templado - frío con influencia marítima, afectado fuertemente por la orografía (Araya, 2004) y abundante precipitación a lo largo de todo el año, más intensas a finales de otoño y a principios de invierno, oscilando entre 1.800 y 3.400 mm (IREN - CORFO, 1974), estableciéndose un gradiente pluvial que aumenta de oeste a este (Fig. 3). Condición climática que favorece, en parte, el desarrollo de vegetación de zonas húmedas (Araya, 2004).

El estero recibe varios tributarios (Fig. 4), siendo los ríos Puelo y Petrohué, con caudales anuales medios de $670 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ y $278 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, respectivamente (Niemeyer & Cereceda, 1984), los de mayor relevancia dentro de la red hídrica del sistema (Bastén & Clément, 1999). El río Puelo, el tercer río más caudaloso de Chile (Milliman *et al.*, 1995), presenta un régimen principalmente pluvial con aportes menores de características nivales, lo cual hace que su caudal presente una fuerte estacionalidad, fluctuando entre $150 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en marzo y $3590 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en junio (Niemeyer & Cereceda, 1984; León, 2005). Niemeyer & Cereceda (1984) estimaron para el río Cochamó un caudal medio anual en torno a los $20 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, lo que lo hace el tercer río de importancia que desemboca al estero.

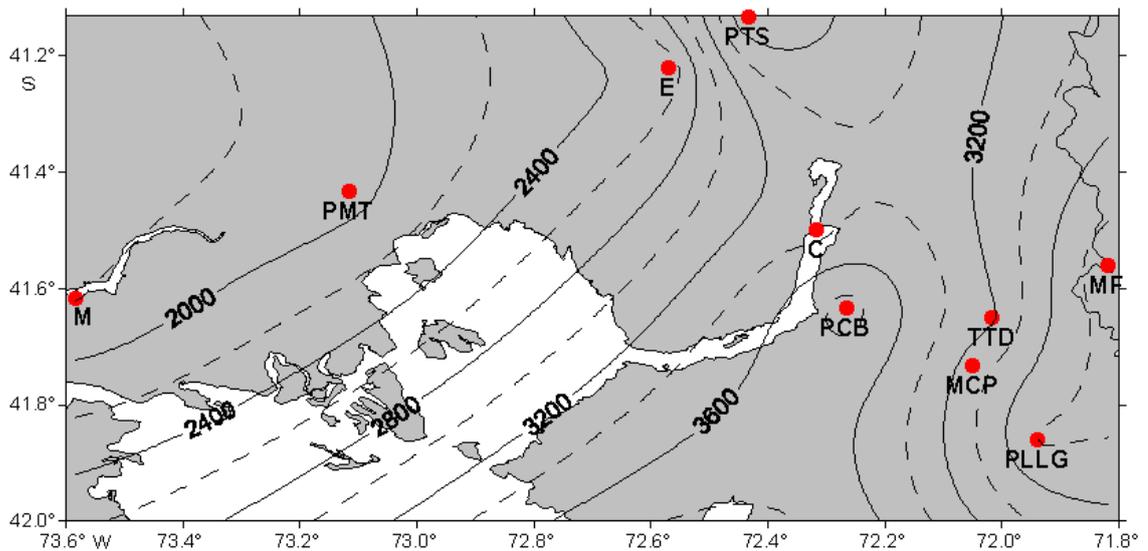


Figura 3. Patrón de precipitaciones medias anuales ($\text{mm} \cdot \text{año}^{-1}$) (1960 – 1980) en torno a la zona de estudio. Estaciones pluviométricas indicadas con siglas. M: Maullín, PMT: Puerto Montt el Tepual, E: Ensenada, PTS: Petrohué en lago Todos los Santos, C: Cochamó, PCB: Puelo en Carrera Basilio, TTD: Tagua-Tagua en desagüe, MCP: Manso en confluencia con Puelo, MF: Manso en la frontera, PLLG: Puelo en Llanada Grande. Fuentes: Araya, 2004; Página Web educarchile, 2008.

Antecedentes oceanográficos

Debido al gran aporte de agua dulce que confluye en el estero, éste presenta una típica estructura de circulación estuarina de dos capas, con una delgada capa superficial fuertemente estratificada, que presenta un flujo neto hacia la boca del estero; y una profunda y más homogénea, que ocupa una fracción mayor de la columna de agua, y que fluye hacia el interior de éste (Carrasco & Silva, 2005, Cáceres *et al.*, 2007; Valle-Levinson *et al.*, 2007; Castillo *et al.*, 2009; Cifuentes *et al.*, 2009).

La capa superficial presenta un espesor y salinidad variable (0 - 10 m y 0 - 25 psu, respectivamente), modulada principalmente por la gran variabilidad estacional en los caudales de los ríos Puelo y Petrohué (Bastén & Clément, 1999; Carrasco & Silva, 2005, 2006, 2007; León, 2005; Cifuentes *et al.*, 2009), bajas concentraciones de fosfatos y nitratos ($< 1 \mu\text{M}$ y $< 10 \mu\text{M}$, respectivamente) y altas concentraciones de silicatos ($< 130 \mu\text{M}$) (Carrasco & Silva, 2005, 2006, 2007). En cambio, la capa profunda presenta mayores salinidades (25 - 33 psu), y mayores concentraciones de fosfatos y nitratos ($< 3 \mu\text{M}$ y $< 30 \mu\text{M}$, respectivamente) (Carrasco & Silva, 2005, 2006, 2007), debido al ingreso de la masa de agua subantártica rica en nutrientes (Silva *et al.*, 1995; Pavés & González, 2009).

Fuentes de información

Información geográfica y batimétrica

La información cartográfica (línea de costa) fue obtenida del proyecto FIP N° 2000-28 “Levantamiento topográfico asociado a las concesiones de acuicultura otorgadas en el estuario de Reloncaví” (DOPPLER Consultores Ltda., 2000), mientras que la información batimétrica fue obtenida desde las cartas náuticas N° 7300 (seno Reloncaví) y N° 7330 (estero Reloncaví) del Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (SHOA). Esta información fue utilizada para calcular las áreas y

volúmenes necesarios para realizar los cálculos que implican el modelo de caja, tiempos de residencia y balance de nutrientes.

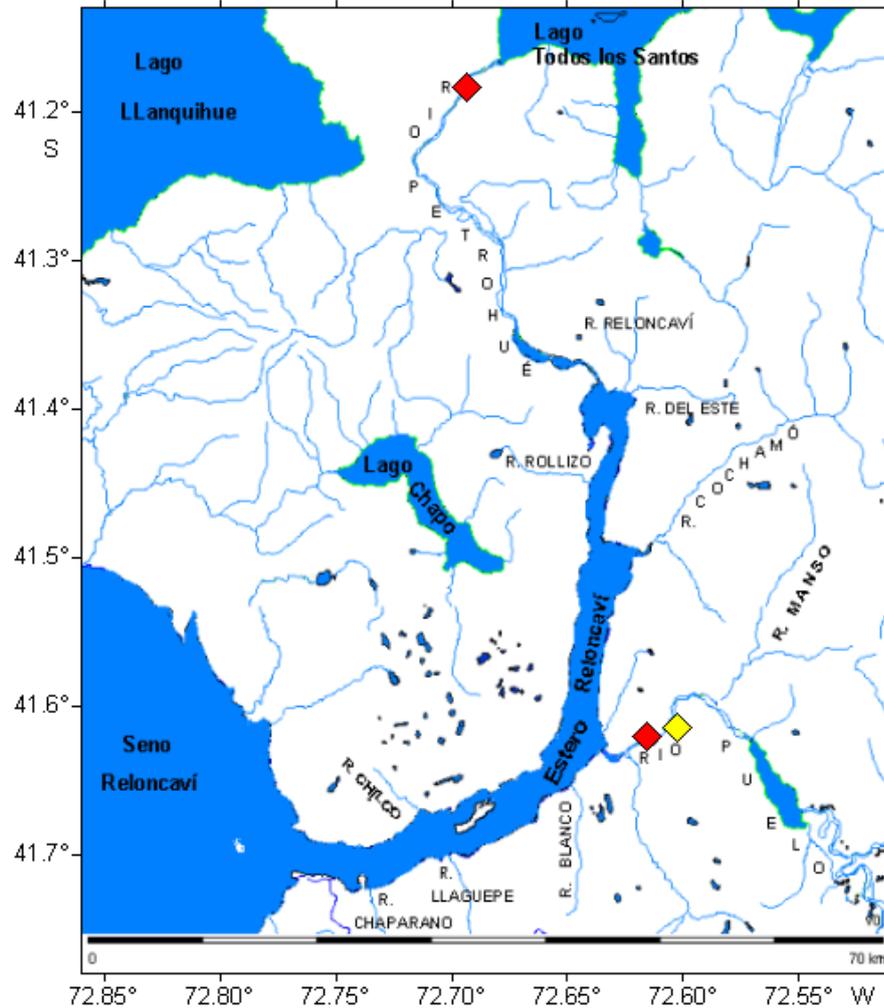


Figura 4. Red hídrica en torno a la zona de estudio. Rombos rojos: estaciones hidrológicas Petrohué en desagüe lago Todos los Santos y Puelo en Carrera Basilio; Rombo amarillo: Estación meteorológica Puelo. Fuente: D.G.A. – M.O.P. (<http://www.dga.cl>).

Información pluviométrica e hidrológica

La información de precipitación y evaporación, registradas en la estación Puelo, y caudal del río Puelo, registrado en Carrera Basilio (Fig. 4), fueron obtenidas de series

de tiempo mensuales para el periodo 2004 – 2007. Dicha información fue facilitada por la Dirección General de Aguas del Ministerio de Obras Publicas (D.G.A. – M.O.P).

En forma complementaria, se obtuvo información de caudales medios mensuales para el periodo 1960 -1980 de los ríos Petrohué (registrados en la estación Petrohué en desagüe lago Todos los Santos (Fig. 4; Página Web educarchile, 2008) y Puelo (registrados en Carrera Basilio (Fig. 4; Niemeyer & Cereceda, 1984). Dada la similitud de los ciclos hidrológicos anuales de estos ríos, se realizó un ajuste de regresión entre ellos a fin de recrear la serie del río Petrohué.

Por su parte, el caudal del río Cochamó fue reconstruido en base al caudal del río Puelo, ya que se consideró que éste también presenta un ciclo anual similar, debido a que presentan similar tipo de hoya hidrográfica (Niemeyer & Cereceda, 1984), estimándose que el caudal del río Cochamó es proporcional a la razón entre el caudal medio anual estimado por Niemeyer & Cereceda (1984) para este río ($20 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) y el caudal medio anual del río Puelo actualizado al periodo comprendido por este estudio (2004 - 2007).

Información oceanográfica

Los cruceros CIMAR 10, 11 y 12 Fiordos en sus respectivas etapas de invierno y primavera (Tabla 1), incluyeron la realización de estaciones oceanográficas en el seno y estero Reloncaví. En cada estación oceanográfica se tomaron muestras de agua de mar para análisis de oxígeno disuelto y nutrientes inorgánicos disueltos, mediante una roseta con 24 botellas Niskin. Las muestras fueron tomadas a profundidades estándar (0, 2, 5, 10, 25, 50, 75, 100, 150, 200, 250, 300 y 400 m) según la profundidad de la estación. También se tomaron muestras puntuales de agua dulce en las desembocaduras de los principales ríos (Cochamó, Petrohué y Puelo) para análisis de nutrientes inorgánicos disueltos.

Las muestras para análisis de nutrientes fueron tomadas en botellas asépticas de polietileno de alta densidad (50 mL), y posteriormente congeladas a $-20 \text{ }^\circ\text{C}$ hasta su

posterior análisis. Los análisis de fosfato (*DIP*) y nitrato + nitrito se realizaron en la Escuela de Ciencias del Mar de la Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, mediante un autoanализador de nutrientes y de acuerdo a las técnicas de Atlas *et al.* (1971). Como el contenido de nitrito en la zona es muy bajo respecto al nitrato (Carrasco, 2007), los resultados se expresaron sólo como nitrato (*DIN*).

Además, se obtuvieron registros continuos de temperatura, salinidad y oxígeno disuelto con un CTDO Sea-Bird modelo SBE 25 adosado a la roseta. En algunas estaciones se tomaron muestras discretas de la columna de agua para realizar análisis de salinidad y oxígeno disuelto, datos que se usaron para la calibración de los sensores de salinidad y de oxígeno del CTDO. El procedimiento de control de calidad de los datos de CTDO fue realizado por el Centro Nacional de Datos Hidrográficos y Oceanográficos (CENDHOC), organismo que facilitó dicha información.

En cada uno de los cruceros, se realizaron cuatro estaciones oceanográficas en el estero (estaciones 4, 5, 6 y 7), mientras que en el seno de Reloncaví se realizaron de dos a cinco (estaciones 1, 2, 3, 8 y 9), dependiendo del respectivo crucero. Las estaciones realizadas en el estero, nunca sobrepasaron la localidad de Cochamó (Fig. 5) y fueron muestreadas en diferentes fases de marea. Por tales motivos y otros detallados en la sección del modelo de caja, se seleccionaron estaciones específicas a ser trabajadas en el modelo (Fig. 5).

Tabla 1. Cruceros CIMAR – Fiordos realizados en la zona de estudio y sus respectivas fechas de muestreo.

<i>Cruceros</i>	<i>Fecha</i>	<i>Año</i>
CIMAR 10 Fiordos, etapa 1	21 a 31 Agosto	2004
CIMAR 10 Fiordos, etapa 2	12 a 23 Noviembre	2004
CIMAR 11 Fiordos, etapa 1	16 a 27 Julio	2005
CIMAR 11 Fiordos, etapa 2	11 a 21 Noviembre	2005
CIMAR 12 Fiordos, etapa 1	8 a 24 Julio	2006
CIMAR 12 Fiordos, etapa 2	3 a 13 Noviembre	2006

Modelo de caja

El modelo de transporte inverso de salinidad, en una forma más general que el descrito por Officer (1980), involucra dos sistemas de ecuaciones lineales que describen el balance de agua y sal (ecuaciones 1.1 y 1.2). Considerando un modelo con Nc cajas, incluyendo Na cajas no fronterizas y Nb cajas fronterizas. Cada caja C_i es denotada por un subíndice i , tal que $i = 1, \dots, Na$. Así, en el tiempo n , la caja C_i descarga algún volumen de agua Q_{ij} en la caja siguiente C_j y recibe un volumen Q_{ji} de la caja anterior (Fig. 6). Esta también recibe alguna cantidad de agua (Q_{Ri}) desde fuentes externas (e.g. ríos, precipitación, infiltración, etc.) y sal (S_{Ri}).

Por lo tanto, cada caudal de intercambio Q_{ij} es identificado por un par de subíndices ij , correspondientes a las cajas desde la cual proviene el caudal “ i ”, y donde descarga “ j ”. Para simplificar la ecuación, se asumirá que los caudales de intercambio pueden ser identificados por un sólo subíndice i , tal que: Q_i , $i = 1, \dots, M$, donde “ M ” es el número total de flujos de intercambio.

El grupo de flujos utilizado es normalmente un subgrupo de todos los posibles flujos involucrados en el sistema, tanto advectivos (corriente) como no-advectivos (e.g. difusión, indicado con una flecha doble en la figura 6). Para una implementación en particular, este grupo de flujos puede ser reducido o expandido, para un mejor rendimiento del modelo, entre cajas con cara común, resultando el sistema de ecuaciones 1.1 y 1.2.

$$\frac{\partial(V_i)}{\partial t} = \sum_j Q_{ji} - \sum_j Q_{ij} + \sum Q_{Ri} \quad i = 1, \dots, Na \quad (1.1)$$

$$\frac{\partial(S_i V_i)}{\partial t} = \sum_j S_j Q_{ji} - S_i \sum_j Q_{ij} + \sum S_{Ri} Q_{Ri} \quad i = 1, \dots, Na \quad (1.2)$$

Donde el término de la izquierda, en ambas ecuaciones, denota el cambio en el tiempo de la salinidad (S_i) y/o volumen (V_i). En estado estacionario, estos términos se anulan. El término $\sum_j S_j Q_{ji}$ significa que j toma todos los posibles valores M para los cuales el flujo Q_{ji} está definido; $\sum Q_{ij}$ es el volumen total descargado por la caja C_i mientras que $\sum_j Q_{ji}$, es el volumen ^{j} de agua recibido por la caja i . Las ecuaciones 1.1 y 1.2 están definidas para las cajas activas solamente, las cajas fronterizas tienen valores predefinidos de salinidad.

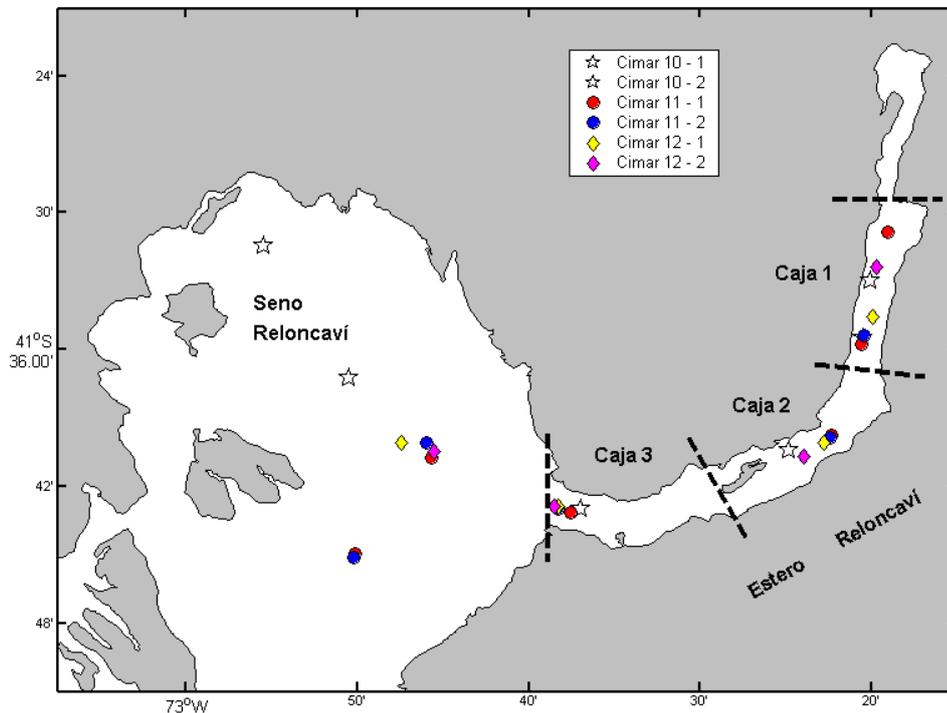


Figura 5. Estaciones oceanográficas realizadas en los cruceros CIMAR 10, 11 y 12 Fiordos, en la zona del estero y seno Reloncaví.

El modelo inverso de salinidad puede fallar en un número particular de circunstancias. Por ejemplo, los patrones de circulación pueden cambiar en el tiempo, ya sea debido a diferentes estaciones del año (secas o lluviosas) (Sakov & Parslow, 2004), caudales de ríos anómalos, variabilidad del viento, etc., por lo cual se podría modelar un esquema de circulación diferente, lo que eventualmente podría generar un sistema de ecuaciones que no responde a las condiciones exigidas por el modelo, como por ejemplo, que dos cajas adyacentes puedan tener diferencias en la salinidad cercanas a cero o cero inclusive. Un sistema que no responda a las condiciones exigidas por el modelo también pueden deberse a una variabilidad en la concentración de la salinidad ó

del volumen del sistema. Esto puede ser el resultado de un tiempo de medición y/o de una fase de marea diferente; a mediciones en distintos sitios o por errores en la toma de datos. Así, estos factores pueden influenciar el desempeño del modelo tradicional de transporte inverso de salinidad.

En el estero Reloncaví se ha observado ocasionalmente, patrones de circulación diferente al típico sistema estuarino de dos capas. Por ejemplo, se ha reportado una tercera capa de flujo de salida de fondo en las inmediaciones de la desembocadura del río Puelo (León, 2005; Valle-Levinson *et al.*, 2007) e inversiones en el flujo estuarino superficial (Nilsson & Pizarro, 2009). Adicionalmente, las estaciones realizadas en todos los cruceros CIMAR – Fiordos fueron realizadas en diferentes ciclos de marea, lo que hace difícil de modelar con una precisión adecuada el sistema mediante el modelo tradicional de transporte inverso de salinidad (*Tidally averaged*, e.g. MacCready, 2004).

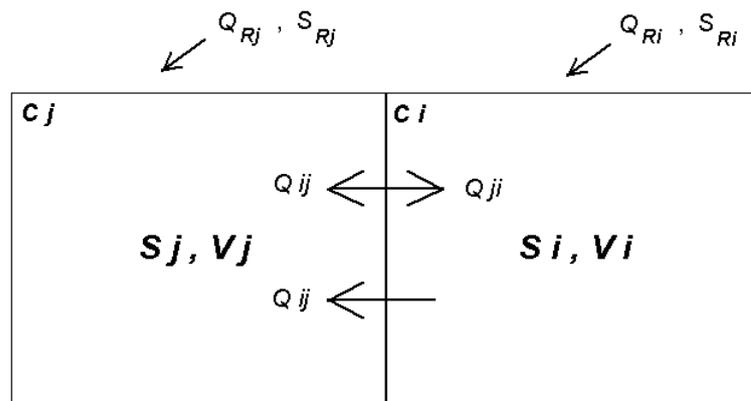


Figura 6. Esquema que representa los tipos de flujos involucrados en el modelo de caja (flecha simple: advectivos, flecha doble: no-advectivos). Donde: C_i y C_j = cajas i y j ; S_i y S_j = salinidades de las cajas C_i y C_j ; V_i y V_j = volúmenes de las cajas C_i y C_j , otros términos explicados en el texto.

Por tales motivos, se adoptó una variación al esquema tradicional, utilizándose el método propuesto por Sakov & Parslow (2004). Estos autores, en su formulación II, discuten e implementan una técnica de modelación recursiva, donde las salidas del modelo en el tiempo $n+1$ son ajustadas por las salidas en el tiempo n , minimizando de esta manera los errores. Esta técnica, además permite especificar más flujos de

intercambio que el número de ecuaciones de balance. Así, la formulación define una función objetivo como una función cuadrática de los flujos de intercambio y, para mejorar la validez física de la solución, las siguientes restricciones son impuestas: positividad de los flujos de intercambio y límite en la descarga del volumen de agua, resultando en el siguiente sistema de ecuaciones:

Donde las ecuaciones 1.1 y 1.2 son las anteriores,

$$\frac{\partial(V_i)}{\partial t} = \sum_j Q_{ji} - \sum_j Q_{ij} + \sum Q_{Ri} \quad i = 1, \dots, Na \quad (1.1)$$

$$\frac{\partial(S_i V_i)}{\partial t} = \sum_j S_j Q_{ji} - S_i \sum_j Q_{ij} + \sum S_{Ri} Q_{Ri} \quad i = 1, \dots, Na \quad (1.2)$$

Y, adicionando tres nuevas ecuaciones,

$$Q_i \geq 0 \quad i = 1, \dots, M \quad (1.3)$$

$$\sum_j Q_{ij} \leq V_i \quad i = 1, \dots, Na \quad (1.4)$$

$$\sum_{i=1} W_{vi} (Q_{ij})^2 = \min \quad (1.5)$$

Donde, W_{vi} son pesos asignados a los flujos de intercambio en la función objetivo. En el caso más simple pueden ser iguales a la unidad (1) o alternativamente, flujos verticales y horizontales pueden tener diferente ponderación (Sakov & Parslow, 2004). Así, el problema se transforma en un problema de optimización en programación cuadrática (e.g. Schittkowski, 1986).

El sistema resultante contiene M variables (flujos de intercambio tanto advectivos como no advectivos), $2Na$ igualdades y $M + Na$ desigualdades. Para que

exista solución, se debe satisfacer la condición $M \geq 2Na$, por consiguiente si $M = 2Na$, el problema se reduce a la formulación tradicional (Sakov & Parslow, 2004).

Implementación del modelo

El modelo de Sakov & Parslow en su formulación II, fue implementado para el estero Reloncaví en las temporadas de invierno y primavera de 2004, 2005 y 2006. El modelo consideró un sistema en estado estacionario y de este modo se pudo derivar el transporte para un modelo de caja estuarino (2 capas).

La geometría del modelo fue establecida en base a la disponibilidad de datos y a la morfología del estero. Por tal motivo, éste fue establecido como un modelo estático de dos capas (Officer, 1980) en toda su extensión y comprendido por tres cajas y dos capas ($Na = 6$). Así, la caja 1 se extiende desde el poblado de Cochamó hasta ~ 6 km al norte de la desembocadura del río Puelo, abarcando un área superficial de $44,1 \text{ km}^2$ y una profundidad media de 142 m, esta caja recibe el aporte directo de los ríos Petrohué y Cochamó. La caja 2, se encuentra acotada entre el límite de la primera caja y el límite occidental de la isla Marimelli, y presenta un área superficial de $54,2 \text{ km}^2$ con una profundidad media de 153 m y recibe el aporte del río Puelo. Por último, la caja 3 se encuentra acotada entre el límite de la segunda caja y la boca del estero, cubriendo un área superficial de $45,9 \text{ km}^2$ y siendo la más profunda, con una profundidad media de 356 m. La cobertura entre las tres cajas corresponde a un $\sim 85\%$ del área superficial del estero. Como se muestra en la figura 5, la caja 1 esta conectada con la caja 2 y ésta a la caja 3, siendo ésta última la que presenta intercambio con el seno Reloncaví.

Así, el problema resultante a optimizar comprendió 18 variables (9 caudales advectivos y 9 no-advectivos), 12 igualdades y 24 desigualdades. Para dar fluidez a la lectura, se utilizó la nomenclatura Q_{ij} para designar los caudales de intercambio, donde el subíndice i representa la capa de origen del caudal (1, 2, 3 ó S), y el subíndice j , representa la capa hacia la cual fluye el caudal (1, 2, 3 ó S); la naturaleza física del caudal (advectivo, y no-advectivo) se indica en el texto y/o figura cuando corresponda (Fig. 7).

Debido al carácter exploratorio de las estaciones realizadas en cada cruceo CIMAR – Fiordos, los datos no proporcionan un movimiento de los cuerpos y/o masas de agua para un instante “ n ”, por lo cual se seleccionaron estaciones (Fig. 5) en base a la distribución longitudinal de σ_t (σ_t) (ver resultados), con el fin de visualizar los cuerpos y/o masas de agua presentes en el estero, siendo por consiguiente, σ_t el trazador seleccionado a modelar.

Los datos de σ_t de cada estación fueron interpolados linealmente obteniendo una resolución final de $\sim 0,2$ km (0,1 mn) en la dimensión horizontal, y de 1 m en la dimensión vertical (e.g. Hagy *et al.*, 2000). La profundidad de la pycnoclína fue determinada por la profundidad de la isopícna de $24 \sigma_t$, siendo ésta un estimativo del límite inferior del espesor del flujo estuarino (ver resultados), idéntico valor reportaron Bastén & Clément (1999), como límite inferior de la alta estratificación. Después de esto, los datos sobre y bajo la pycnoclína fueron promediados separadamente (ver resultados), y utilizados como los valores a ingresar en el modelo. El volumen de cada caja fue determinado mediante su profundidad media y el área superficial cubierta.

La sensibilidad del modelo fue regulada aplicando cierta variabilidad a los caudales de los principales ríos que descargan sus aguas en el estero (Cochamó, Petrohué y Puelo), empleando un porcentaje adicional a estos caudales y observando el efecto sobre las variables de salida. Para los caudales de precipitación y evaporación, se utilizaron los registros de la estación Puelo, considerando un patrón homogéneo en el estero, y variando sólo por el área cubierta por cada caja ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). También se reguló la entrada de agua dulce proveniente de descarga fluvial en la caja 3 (boca), estimando un ingreso igual al aportado por el río Cochamó (R_3). La nomenclatura utilizada para designar el caudal residual de agua dulce (precipitación + caudal de ríos – evaporación) que ingresó a cada caja es Q_{Ri} , donde i representa la caja en la cual descarga dicho caudal (1, 2 ó 3) (Fig. 7). La densidad del aporte fluvial se considero constante durante todo el periodo modelado ($5 \sigma_t$).

El modelo fue implementado en el software MATLAB 6.1[®] mediante la rutina QUADPROG contenida en la caja de herramientas de optimización proveída en el paquete básico del software.

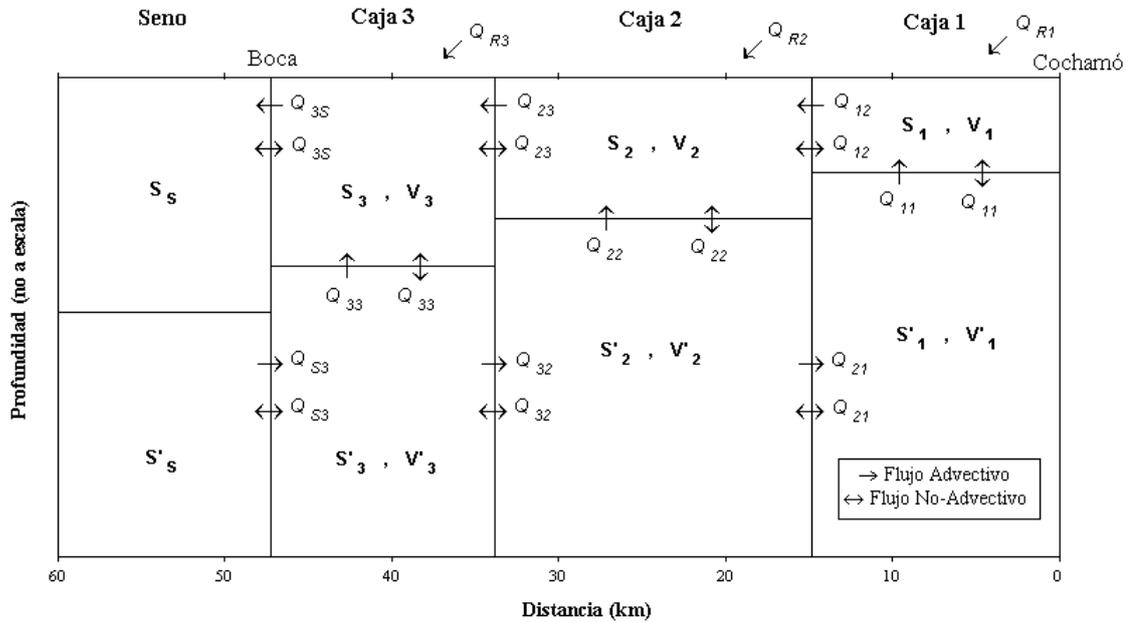


Figura 7. Esquema de tres cajas y dos capas utilizado para modelar el estero Reloncaví. Se indican los flujos, salinidades, volúmenes y aportes de afluentes comprometidos en cada caja y capa.

Tiempo de residencia

El tiempo de residencia (τ), fue determinado de acuerdo a Officer (1980), calculándose éste como la razón entre un volumen control (V_i ; $i = 1, \dots, Na$) y los caudales salientes del volumen control (tanto advectivos como no-advectivos) mediante la siguiente ecuación:

$$\tau_i = \frac{V_i}{\sum \text{flujos_advectivos_de_salida_capa}_i + \sum \text{flujos_no_advectivos_capa}_i} \quad (1.6)$$

Como ejemplo, el tiempo de residencia para la capa superior e inferior de la caja 2 según figura 7, será:

$$\begin{array}{cc} \textit{Capa superior} & \textit{Capa inferior} \\ \tau = \frac{V_2}{(Q_{23}) + (Q_{12} + Q_{22} + Q_{23})} & \tau = \frac{V'_2}{(Q_{21} + Q_{22}) + (Q_{21} + Q_{22} + Q_{32})} \end{array}$$

Balance de nutrientes

Para estimar los flujos de *DIN* y *DIP*, fue realizado un balance de masa de nutrientes estequioméricamente ligado. Este modelo es la herramienta que el proyecto LOICZ – IGBP esta aplicando para evaluar el rol de los ecosistemas costeros como fuente o sumidero de nitrógeno y fósforo a escala global (Crossland *et al.*, 2005; Detalles en Gordon *et al.*, 1996).

Las concentraciones medias de *DIN* y *DIP*, fueron calculadas a partir de la información de las estaciones involucradas en las diferentes cajas. Los datos de la capa superficial y profunda fueron promediados separadamente (ver resultados), y utilizados como los valores a ingresar en el modelo.

El balance de nutrientes se realizó en forma independiente para *DIN* y *DIP*, de manera de establecer si el sistema presenta pérdidas, ganancias o transformaciones de estos nutrientes, por medio de las siguientes ecuaciones:

$$\Delta DIN = \frac{\sum_{i=1}^n Q_i [DIN_i]}{A_i}, \quad \Delta DIP = \frac{\sum_{i=1}^n Q_i [DIP_i]}{A_i} \quad (1.7)$$

Donde ΔDIN y ΔDIP , representan las cargas de *DIN* ó *DIP* que son aportadas al estero por las distintas fuentes de ingreso *i*, siendo *n* el número total de aportes

nutricionales que se incorporan al estero en cada caja y/o capa, sean estos por contribuciones de aguas dulces y/o flujos advectivos y/o flujos no-advectivos. Q_i representa los flujos (caudales) tanto advectivos ó no-advectivos estimados mediante el modelo de caja y/o caudales de afluentes (ríos, lluvias, etc.); DIN_i y DIP_i , corresponden a la concentración de DIN ó DIP existentes en cada caudal i , caja i ó capa i ; y A_i representa el área superficial de cada caja i .

De este modo, ΔDIN y/ó ΔDIP serán cero, si entre los cuerpos de agua entrante y saliente sólo estuviesen involucrados procesos físicos. Sin embargo, se espera que exista una pérdida o ganancia neta de los nutrientes, en cada una de las cajas, ya que en este tipo de balance de elementos químicos, éstos pueden experimentar una extracción o liberación de elementos nutrientes disueltos, debido a los procesos biológicos que ocurren en ellas.

En consecuencia, si ΔDIN y/ó ΔDIP fueran positivos, existiría un exceso del elemento en el sistema, de lo contrario se trataría de una pérdida. Una vez conocido el exceso o pérdida de cada uno de los nutrientes, será posible determinar el intercambio en el interior de cada caja.

Con los valores obtenidos por medio de (1.7) y comparando sus tasas de producción o consumo con las proporciones estequiométricas de Redfield para el plancton y basado en que el fosfato no es oxidado a otras especies en los procesos respiratorios, es posible estimar si el ΔDIN o mejor dicho el nitrato sufre oxidación o reducción dentro del sistema, mediante la siguiente aproximación (Gordon *et al.*, 1996):

$$(nfix - denit) = \Delta DIN - \Delta DIP \times (N:P)_{part} \quad (1.8)$$

Donde ΔDIN es el flujo no conservativo de DIN estimado en (1.7) y, $\Delta DIP \times (N:P)_{part}$ es el flujo esperado de DIN , si este no fuera incorporado ó perdido vía fase gaseosa por N-fijación o desnitrificación (Camacho-Ibar *et al.*, 2003). $(N:P)_{part}$ es la

razón nitrógeno-fósforo media de la materia orgánica particulada en un sistema, asumiendo que sigue una estequiometría de Redfield de 16:1 (Gordon *et al.*, 1996).

Análisis comparativo entre temporadas

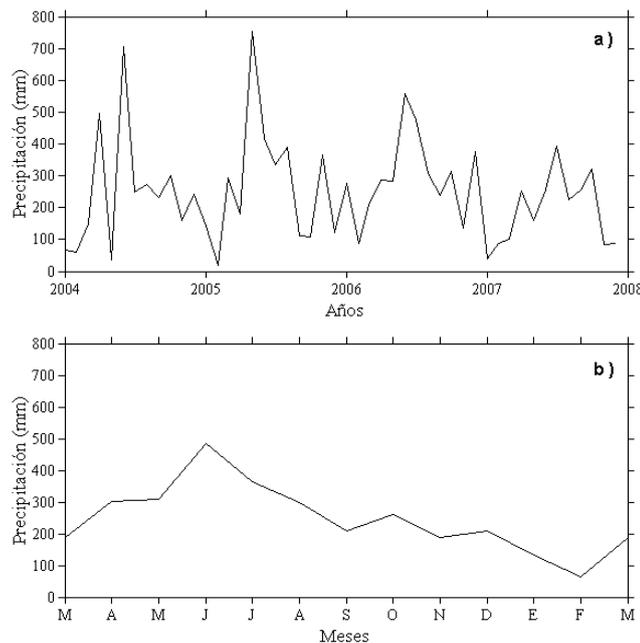
Los flujos modelados tanto físicos (modelo de caja) como biogeoquímicos (balance de nutrientes), fueron comparados estacionalmente mediante el test estadístico no-paramétrico de Wilcoxon ó *Wilcoxon signed-rank test*, el cual es un análisis de comparación de medianas, para observaciones pareadas y pertenecientes a dos grupos independientes. Así, el test compara las “variables” (flujos físicos y biogeoquímicos) por pares de temporadas, mediante la diferencia de cada par ordenado y, tomando en cuenta tanto el signo como la magnitud de las diferencias de cada par de observaciones. Así se efectuó un análisis interanual (primavera – primavera e invierno – invierno) e interestacional (invierno – primavera) y con ello se evaluó la similitud presentada entre la circulación, y entre los caudales de nutrientes. El nivel de significancia utilizado fue de 0,05.

RESULTADOS

Características Hidrográficas

Precipitación

La pluviosidad en la estación Puelo, para el periodo 2004 - 2007 (Fig. 8), presentó una media anual de 250 ± 163 mm (Fig. 8a), con las mayores precipitaciones en la temporada invernal (junio, 484 ± 193 mm) y las menores en verano (febrero, 66 ± 33 mm) (Fig. 8b). Durante este periodo, se presentaron dos eventos de máxima pluviosidad, con valores de 707 mm (junio, 2004) y 754 mm (mayo, 2005), mientras que la mínima pluviosidad se registró en febrero de 2005 (18 mm) (Fig. 8a).

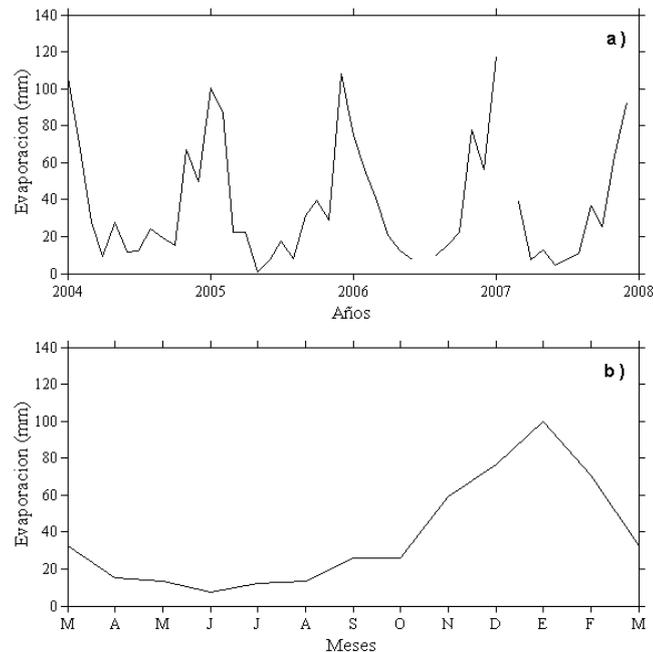


Figuras 8. a) Pluviograma estación Puelo, para el periodo 2004 - 2007; b) Ciclo anual de la pluviosidad en Puelo. Datos proporcionados por D.G.A – M.O.P.

Evaporación

La evaporación en la estación Puelo, para el periodo 2004 - 2007 (Figs. 9), presentó una media anual de $37,5 \pm 32,4$ mm (Fig. 9a). Ésta presentó un marcado ciclo

anual, donde la mayor evaporación se registró en la temporada de verano (enero, 100 ± 18 mm) y la menor en invierno (junio, 8 ± 3 mm) (Fig. 9b). Durante este periodo, la máxima evaporación se presentó en enero de 2007 (118 mm), mientras que la mínima evaporación se registró en mayo de 2005 (1 mm) (Fig. 9a).



Figuras 9. a) Evapograma estación Puelo, para el periodo 2004 - 2007; b) Ciclo anual de la evaporación en Puelo. Datos proporcionados por D.G.A – M.O.P.

Caudales de ríos

Los patrones mensuales promedio (1960 - 1980) de los ríos Puelo y Petrohué (Fig. 10a), presentaron un comportamiento bimodal, con un máximo absoluto en invierno y un máximo secundario en primavera, mostrando una alta y significativa relación cuadrática entre ellos ($R^2 = 95,5\%$; Fig. 10b), con una diferencia media de $395 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ entre ríos, siendo mayor el río Puelo.

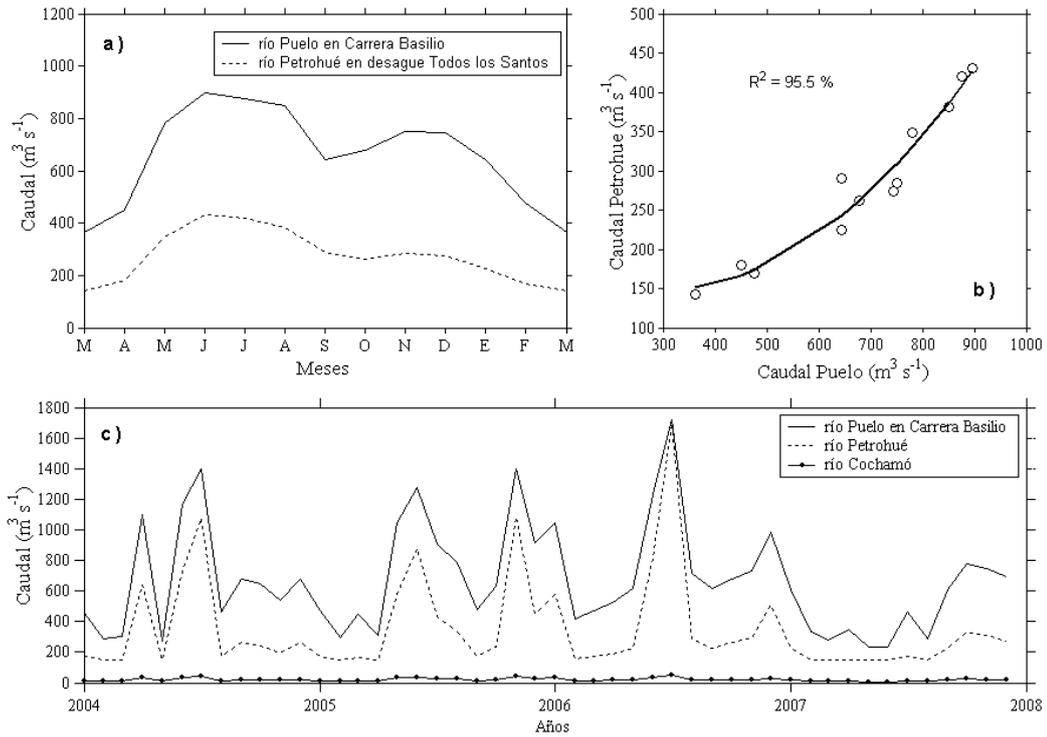


Figura 10. a) Caudales medios mensuales ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) entre el periodo 1960 - 1980 de los ríos Puelo y Petrohué; b) Ajuste cuadrático de los caudales medio mensuales (1960 - 1980) de los ríos Puelo y Petrohué, la línea continua indica el mejor ajuste; c) Hidrograma conjunto de los ríos Puelo, Petrohué y Cochamó.

El patrón de comportamiento mensual promedio (2004 - 2007) del río Puelo en Carrera Basilio (Fig. 11) mostró un mayor caudal en la temporada invernal, respecto de la media histórica (1960-1980), sobrepasando ésta en $\sim 250 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, situación que estuvo influenciada por periodos de gran caudal (i.e. invierno de 2006, Fig. 10c).

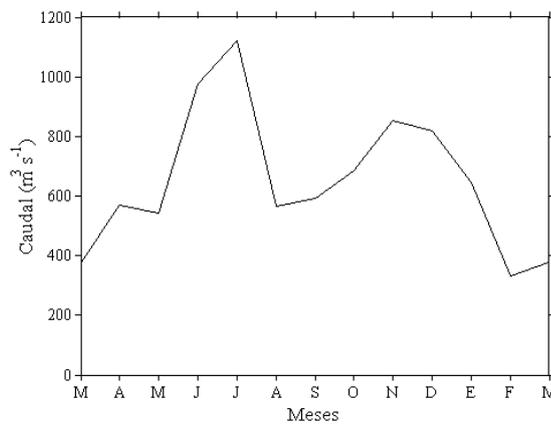


Figura 11. Caudales medios mensuales entre el periodo 2004 - 2007, del río Puelo en Carrera Basilio. Datos proporcionados por D.G.A – M.O.P.

Integrando los aportes volumétricos de agua dulce debido a precipitación y de caudal de los ríos, menos las pérdidas debido a evaporación, la contribución total de agua dulce que ingresó al estero Reloncaví en invierno y primavera de 2004, 2005 y 2006 ascendió a $\sim 10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Tabla 2). De estos, un 57% correspondió al río Puelo, un 39% al río Petrohué y sólo un 1% a precipitaciones.

Tabla 2. Caudales residuales de agua dulce ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) que ingresaron en cada caja en los meses considerados en el modelo.

<i>Caja</i>	<i>Ago-04</i>	<i>Nov-04</i>	<i>Jul-05</i>	<i>Nov-05</i>	<i>Jul-06</i>	<i>Nov-06</i>	<i>Total</i>	
Q_{R1}	<i>R. Cochamó</i>	14	16	27	42	51	21	171
	<i>R. Petrohué</i>	171	196	434	1.081	1.699	294	3.875
	<i>Lluvia</i>	4,7	2,7	5,7	6,2	8,1	2,3	29,7
	<i>Evaporación</i>	-0,4	-1,1	-0,3	-0,5	-0,2	-1,3	-3,8
Q_{R2}	<i>R. Puelo</i>	465	543	904	1.400	1.723	728	5.763
	<i>Lluvia</i>	5,7	3,3	7,0	7,7	10,0	2,9	36,6
	<i>Evaporación</i>	-0,5	-1,4	-0,4	-0,6	-0,3	-1,6	-4,8
Q_{R3}	R_3	14	16	27	42	51	21	171
	<i>Lluvia</i>	4,9	2,8	5,9	6,5	8,5	2,4	31,0
	<i>Evaporación</i>	-0,4	-1,2	-0,3	-0,5	-0,2	-1,4	-4,0
<i>Sistema</i>	677	776	1409	2.583	3.550	1.068	10.064	

* R_3 : Se consideró un aporte fluvial en la caja 3, similar al caudal aportado por el río Cochamó en la caja 1 (ver materiales y métodos).

Características Oceanográficas

Distribución de densidad en el sistema estero - seno

El estero Reloncaví presentó una alta estratificación vertical en los primeros 10 m de la columna de agua durante todas las temporadas analizadas (invierno y primavera de 2004, 2005 y 2006), la que fue más intensa en primavera de 2005 e invierno de 2006 (Fig. 12), temporadas donde se apreciaron los mayores ingresos de agua dulce al sistema de las seis temporadas analizadas (Tabla 2). El límite inferior de la alta estratificación correspondió a la isopícnica de $24 \sigma_t$, profundidad que fue asociada al límite inferior de la pycnoclina. Esto permitió separar el sistema en dos capas, una superficial (altamente estratificada) y una capa profunda (más homogénea).

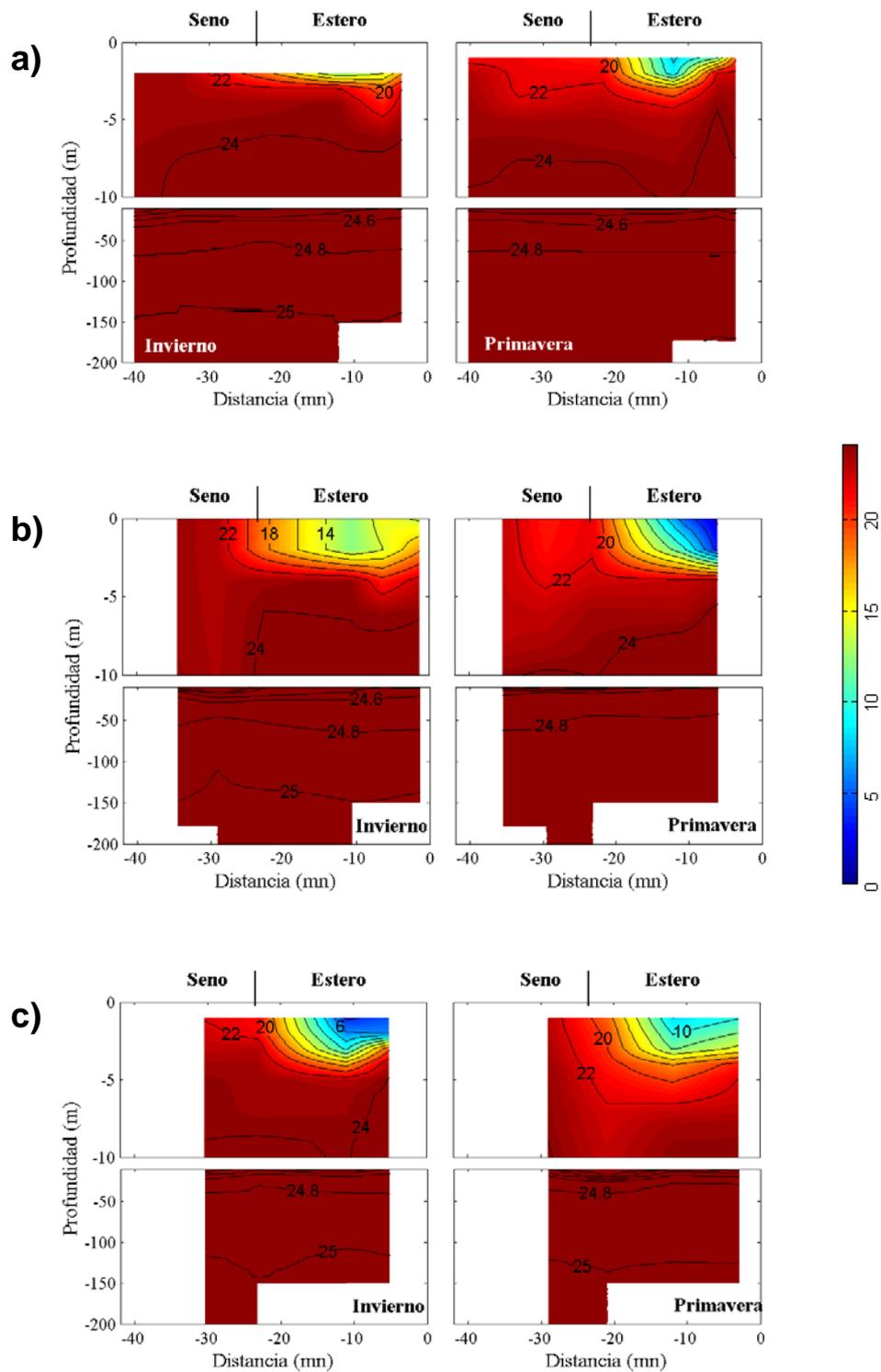


Figura 12. Transectas de isopícnas de σ_t , entre la localidad de Cochamó (0 mn) y el seno Reloncaví, en las temporadas de invierno y primavera de los años a) 2004, b) 2005 y c) 2006. Figuras basadas en datos de cruceros CIMAR 10 (2004), 11 (2005) y 12 (2006) Fiordos. Donde, en la capa superior (0 a 10 m) se muestran contornos cada $2\sigma_t$, mientras que en la capa inferior (10 a 200 m), cada $0,2\sigma_t$.

Así, los límites de cada capa superficial fueron muy someros, en las seis temporadas analizadas, con valores que no superaron los 15 m de profundidad, en promedio (Fig. 12; Tabla 3). En términos de volumen la capa superficial representó como máximo, ~ 8% respecto al volumen de la capa profunda de cada caja (Tabla 4).

La distribución de σ_t para cada capa y caja en cada una de las temporadas analizadas, es presentada como estadísticos de tendencia central (percentiles y medias aritméticas), mediante diagrama de cajones, separados por temporadas (Fig.13). Como valores de ingreso en el modelo se utilizó la media aritmética (Tabla 5).

De las seis temporadas analizadas, la capa superficial de las cajas 1, 2 y 3, presentaron una gran variabilidad, donde las cajas más afectadas por descargas de ríos (cajas 1 y 2) presentaron una mayor variabilidad en densidad (~ 14 a ~ 22 σ_t ; Tabla 5). Por su parte, la capa superficial del seno Reloncaví, presentó una menor variabilidad, en parte debido a las características de mar interior que este presenta y al menor aporte fluvial (en comparación al estero) al cual se ve sometido, además, este siempre presentó una mayor densidad que el estero, tanto en la capa superficial como profunda.

Tabla 3. Profundidad de la picnoclína (m) para el sistema estero - seno, en cada año y temporada de muestreo.

<i>Año / Temporada</i>		<i>Seno</i>	<i>Caja 3</i>	<i>Caja 2</i>	<i>Caja 1</i>
2004	<i>Invierno</i>	6	5	6	6
	<i>Primavera</i>	8	8	10	6
2005	<i>Invierno</i>	15	7	7	8
	<i>Primavera</i>	11	10	8	7
2006	<i>Invierno</i>	9	9	9	6
	<i>Primavera</i>	12	15	10	10

La capa profunda presentó, en cambio, una distribución más homogénea, lo cual es extensible a cada caja en particular y entre ellas (Fig. 13), con diferencias entre los valores medios de σ_t , de cajas fronterizas, menores a 0,1 σ_t (Tabla 5).

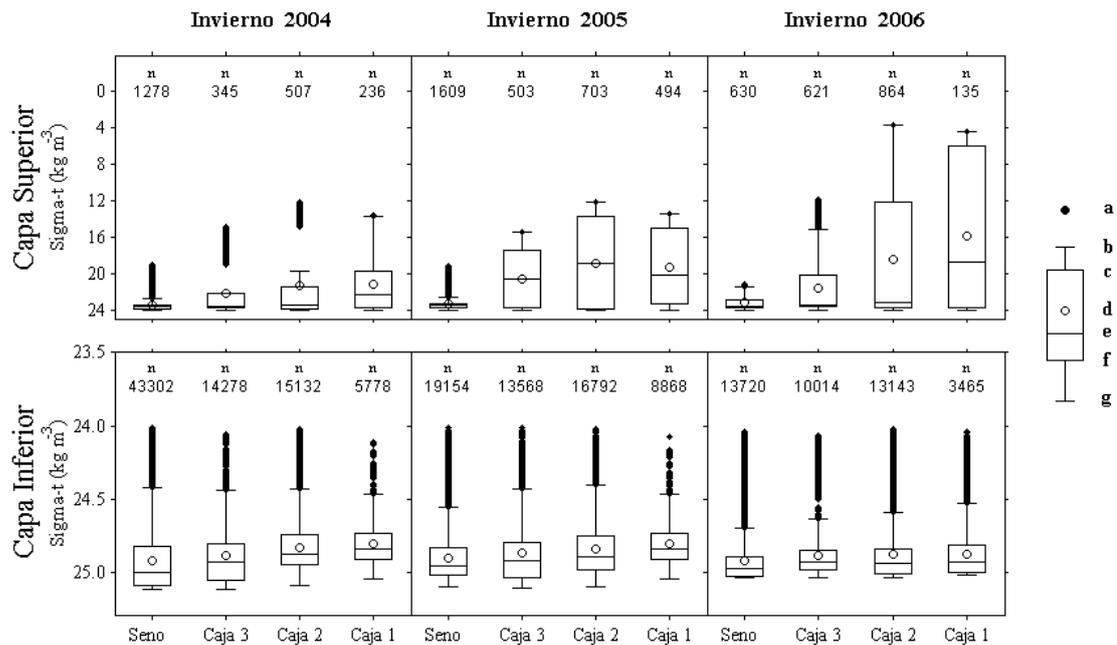


Figura 13a. Diagrama de cajones de σ_t de cada caja considerada en cada crucero de invierno (Seno: seno Reloncaví; cajas 1, 2 y 3: estero Reloncaví). Se muestra la capa superficial (parte superior de la figura) y profunda de la columna de agua (parte inferior de la figura). Inserto en la parte superior de cada diagrama se encuentra el número de datos considerado para cada cajón. En el costado derecho de la figura se muestra cajón ejemplo, donde *a*: valores escapados; *b* y *g*, son $\pm 1,5$ veces el rango intercuartíl; *c*, *e* y *f* representan los percentiles 25, 50 y 75, respectivamente; y *d*: media aritmética.

Tabla 4. Volúmenes (10^9 m^3) de cada caja del estero Reloncaví, en cada año y temporada de muestreo.

Año / Temporada		Superficie			Fondo		
		Caja 3	Caja 2	Caja 1	Caja 3	Caja 2	Caja 1
2004	Invierno	0,2	0,3	0,3	16,1	7,9	6,0
	Primavera	0,4	0,5	0,3	16,0	7,7	6,0
2005	Invierno	0,3	0,4	0,4	16,0	7,9	5,9
	Primavera	0,5	0,4	0,3	15,9	7,8	6,0
2006	Invierno	0,4	0,5	0,3	15,9	7,8	6,0
	Primavera	0,7	0,5	0,4	15,6	7,7	5,8

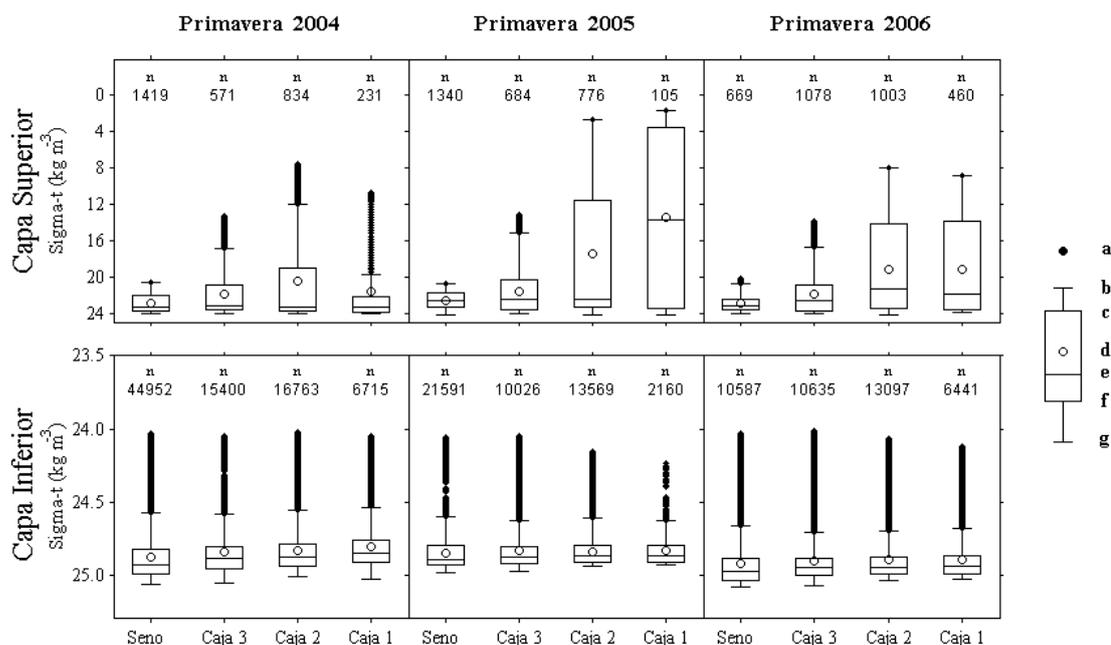


Figura 13B. Diagrama de cajones de σ_t de cada caja considerada en cada crucero de primavera (Seno: seno Reloncaví; cajas 1, 2 y 3: estero Reloncaví). Se muestra la capa superficial (parte superior de la figura) y profunda de la columna de agua (parte inferior de la figura). Inserto en la parte superior de cada diagrama se encuentra el número de datos considerado para cada cajón. En el costado derecho de la figura se muestra cajón ejemplo, donde **a**: valores escapados; **b** y **g**, son $\pm 1,5$ veces el rango intercuartíl; **c**, **e** y **f** representan los percentiles 25, 50 y 75, respectivamente; y **d**: media aritmética.

Tabla 5. Valores medios de σ_t para el sistema completo en cada año y temporada de muestreo.

Año / Temporada	Superficie				Fondo				
	Seno	Caja 3	Caja 2	Caja 1	Seno	Caja 3	Caja 2	Caja 1	
2004	Invierno	23,475	22,159	21,396	21,179	24,922	24,882	24,830	24,806
	Primavera	22,904	21,926	20,429	21,677	24,881	24,841	24,831	24,807
2005	Invierno	23,282	20,596	18,862	19,390	24,901	24,870	24,842	24,807
	Primavera	22,573	21,651	17,416	13,476	24,850	24,836	24,837	24,836
2006	Invierno	23,222	21,621	18,449	15,845	24,920	24,882	24,881	24,873
	Primavera	22,984	21,953	19,120	19,227	24,924	24,900	24,899	24,893

Modelo de caja

Detalladas cada una de las variables que constituyen entradas en las ecuaciones 1.3 y 1.4 y, utilizando una ponderación (W_{vi}) unitaria e idéntica para todos los flujos de intercambio a modelar en la función objetivo, se procedió a cuantificar dichos flujos

- los cuales fueron previamente individualizados y esquematizados en figura 7 -, por medio de las ecuaciones 1.3 a 1.7. Los resultados, de las seis temporadas modeladas son presentados en tabla 6 y figura 14.

Tabla 6. Flujos de intercambio modelados ($m^3 \cdot s^{-1}$), por medio de modelo de caja, en invierno y primavera de 2004, 2005 y 2006.

<i>Caudales</i> ($m^3 s^{-1}$)	<i>2004</i>		<i>2005</i>		<i>2006</i>		<i>Máximo</i>	
	<i>Inv.</i>	<i>Pri.</i>	<i>Inv.</i>	<i>Pri.</i>	<i>Inv.</i>	<i>Pri.</i>		
<i>Advectivos</i>	Q_{11}	837	1.132	1.234	531	1.777	794	1.777
	Q_{12}	1.026	1.345	1.701	1.659	3.535	1.111	3.535
	Q_{21}	837	1.132	1.234	531	1.777	794	1.777
	Q_{22}	1.889	988	1.305	122	3.032	1.035	3.032
	Q_{23}	3.385	2.877	3.916	3.189	8.299	2.876	8.299
	Q_{32}	2.727	2.119	2.539	653	4.809	1.83	4.809
	Q_{33}	62	1.341	25	10.002	5.863	2.719	10.002
	Q_{35}	3.465	4.236	3.974	13.238	14.221	5.617	14.221
	Q_{53}	2.789	3.46	2.565	10.654	10.671	4.549	10.671
<i>No-Advectivos</i>	Q_{11}	6	9	8	0	2	1	9
	Q_{12}	48	0	0	902	1.169	0	1.169
	Q_{21}	6	20	18	0	3	2	20
	Q_{22}	43	5	12	0	0	0	43
	Q_{23}	1.737	1.576	2.232	6.301	5.069	1.481	6.301
	Q_{32}	120	10	36	0	1	1	120
	Q_{33}	39	48	19	47	131	39	131
	Q_{35}	3.008	2.99	4.096	9.771	14.924	4.469	14.924
	Q_{53}	89	120	47	146	359	106	359
<i>Máximo</i>	3.465	4.236	4.096	13.238	14.924	5.617	14.924	

Patrones espaciales regulares se observaron en los flujos advectivos y no-advectivos, donde estos generalmente aumentaron su caudal hacia la boca del estero (Q_{35} , Q_{33} y Q_{53} ; Fig. 14). Referente a esto último, se observaron caudales máximos ($> 10.000 m^3 \cdot s^{-1}$) en primavera de 2005 e invierno de 2006, tanto en los caudales advectivos como no-advectivos de la capa superior, y advectivos de la capa inferior (Tabla 6).

Se observó además, que los caudales no-advectivos de la capa superficial fueron comparables en magnitud a los caudales advectivos de similar capa, mientras que los caudales no-advectivos verticales y de la capa profunda fueron mínimos, en todas las temporadas modeladas (Tabla 6, Fig. 14).

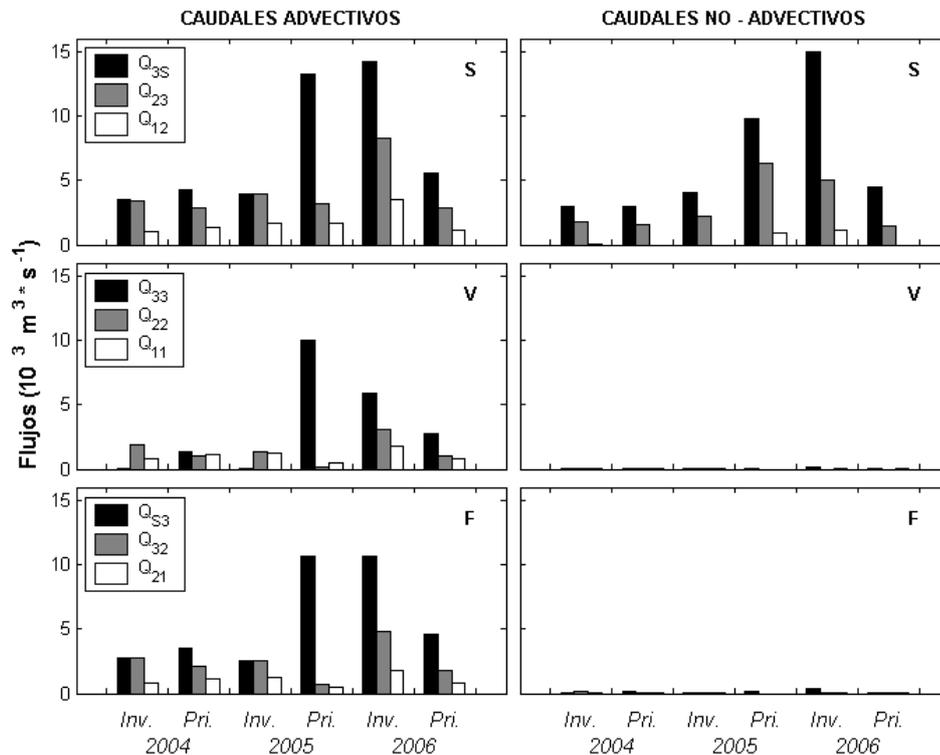


Figura 14. Flujos de intercambio modelados ($10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), por medio de modelo de caja, en invierno y primavera de 2004, 2005 y 2006. Donde, S: flujos de capa superficial; V: flujos verticales; F: flujos capa profunda.

Análisis Comparativo

Los resultados del test de Wilcoxon, permitieron cuantificar estadísticamente a un 95% de confianza, que los flujos modelados en la temporada de invierno de 2006 fueron diferentes de aquellos modelados en las restantes temporadas ($p\text{-valores} < 0,05$, Tabla 7), y que los flujos modelados en las temporadas de invierno de 2004 y 2005 y, primavera de 2004, 2005 y 2006, presentaron una alta similitud estadística.

Tabla 7. Estadísticos de prueba (*p-valores*) del test de Wilcoxon, para todos los pares de flujos y temporadas modeladas.

<i>Año / Temporada</i>	2004		2005		2006	
	<i>Invierno</i>	<i>Primavera</i>	<i>Invierno</i>	<i>Primavera</i>	<i>Invierno</i>	<i>Primavera</i>
2004 <i>Invierno</i>	---	0,74	0,45	0,31	< 0,05	0,87
2004 <i>Primavera</i>	---	---	0,29	0,23	< 0,05	0,76
2005 <i>Invierno</i>	---	---	---	0,47	< 0,05	0,62
2005 <i>Primavera</i>	---	---	---	---	< 0,05	0,10
2006 <i>Invierno</i>	---	---	---	---	---	< 0,05
2006 <i>Primavera</i>	---	---	---	---	---	---

Tiempo de Residencia

El tiempo de residencia hidrodinámico, se calculó para todas las temporadas modeladas, haciéndolo extensivo para cada capa y caja (Tabla 8). Se detectó que la capa superficial presenta una rápida renovación de sus aguas, con un valor medio para todo el sistema de $1,3 \pm 0,6$ días. Por su parte, la capa profunda presentó un tiempo de renovación, para todo el sistema, cercano a los 80 días en promedio ($79,4 \pm 42,3$ días).

Se detectó un gradiente espacial en el tiempo de residencia de la capa superficial, donde este fue mayor en la caja 1, y decreciendo hacia el sector de la boca (Tabla 8).

Tabla 8. Tiempo de residencia (días) de cada caja y capa en el estero Reloncaví, en invierno y primavera de 2004, 2005 y 2006.

<i>Año / Temporada</i>	<i>Superficie</i>				<i>Fondo</i>			
	<i>Caja 3</i>	<i>Caja 2</i>	<i>Caja 1</i>	<i>Sist.</i>	<i>Caja 3</i>	<i>Caja 2</i>	<i>Caja 1</i>	<i>Sist.</i>
2004 <i>Invierno</i>	0,3	0,7	2,8	1,4	61,4	31,8	82,0	117,3
2004 <i>Primavera</i>	0,5	1,4	2,3	1,9	50,8	41,5	59,9	94,4
2005 <i>Invierno</i>	0,4	0,7	2,4	1,5	69,5	35,1	54,4	130,3
2005 <i>Primavera</i>	0,2	0,5	1,4	0,6	16,9	139,1	130,0	31,7
2006 <i>Invierno</i>	0,1	0,4	0,7	0,5	16,5	18,7	39,0	30,8
2006 <i>Primavera</i>	0,7	1,4	4,6	1,9	38,6	48,8	84,8	72,0

Balance de nutrientes

Nutrientes en los ríos

El *DIN* y *DIP* (μM) presentaron, en general, bajas concentraciones en el agua de los ríos en todas las temporadas analizadas. En el río Cochamó, en la mayoría de las temporadas, las concentraciones de estos nutrientes no fueron detectadas o no se obtuvieron registros (Tabla 9).

Tabla 9. Concentraciones de *DIN* y *DIP* (μM), registrado en el agua de los ríos Puelo, Petrohué y Cochamó durante los cruceros CIMAR 10, 11 y 12 Fiordos.

Año / Temporada	Puelo		Petrohué		Cochamó		
	<i>DIP</i>	<i>DIN</i>	<i>DIP</i>	<i>DIN</i>	<i>DIP</i>	<i>DIN</i>	
2004	<i>Invierno</i>	0,14	1,50	0,32	0,30	S. D.	S. D.
	<i>Primavera</i>	0,12	N. D.	0,45	N. D.	S. D.	S. D.
2005	<i>Invierno</i>	0,03	0,75	0,11	0,20	N. D.	N. D.
	<i>Primavera</i>	0,16	0,65	0,24	N. D.	N. D.	N. D.
2006	<i>Invierno</i>	0,18	0,18	0,18	0,44	N. D.	N. D.
	<i>Primavera</i>	0,11	0,11	0,26	N. D.	0,10	N. D.

S. D. = Sin Datos; N. D. = No Detectado.

Temporalmente se observó que en los ríos Puelo y Petrohué, las concentraciones de *DIN* en primavera, fueron menores que las concentraciones invernales. Esta situación fue más acentuada en el río Petrohué, donde las concentraciones de *DIN* primaverales estuvieron bajo el límite de detección (Tabla 9, Fig. 15). Con respecto al *DIP*, en el río Petrohué las concentraciones primaverales de este nutriente fueron mayores que las invernales. Por su parte, en el río Puelo no se observó un patrón temporal definido (Tabla 9; Fig. 15).

En base al aporte nutricional de los ríos Puelo y Petrohué al estero, se constató que el mayor aporte fluvial de *DIP* al estero, generalmente correspondió al río Petrohué, mientras que, el mayor aporte de *DIN* fluvial al estero, generalmente correspondió al río Puelo (Tabla 9; Fig. 15).

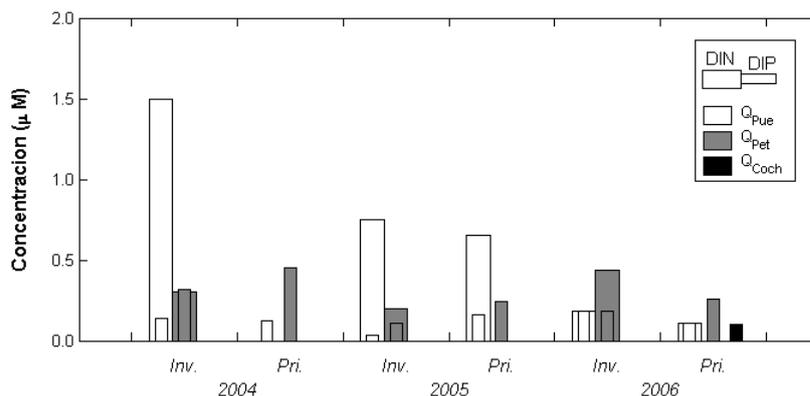


Figura 15. Concentraciones de *DIN* y *DIP* (μM), registradas en el agua de los ríos Puelo, Petrohué y Cochamó en invierno y primavera de los años 2004, 2005 y 2006 (Cruceros CIMAR 10, 11 y 12 Fiordos, respectivamente).

Nutrientes en el sistema estero - seno

La distribución de *DIN* y *DIP* (μM) para cada capa y caja en cada una de las temporadas analizadas (Figs. 16 y 17, respectivamente), es presentada como estadísticos de tendencia central (percentiles y medias aritméticas), mediante diagrama de cajones, separados por temporadas. Como valores de ingreso en el balance, se utilizó la media aritmética (Tablas 10 y 11).

Las concentraciones de *DIN* y *DIP*, en el sistema estero - seno Reloncaví, en todas las temporadas analizadas, presentaron en la capa superficial una gran variabilidad (Figs. 16 y 17), donde el *DIN* presentó un rango intercuartíl de $8,0 \mu\text{M}$ y una mediana de $1,5 \mu\text{M}$, y el *DIP* presentó un rango intercuartíl de $0,95 \mu\text{M}$ y una mediana de $0,44 \mu\text{M}$.

La capa de fondo, en cambio, presentó un comportamiento más homogéneo en las concentraciones de estos dos nutrientes, lo cual es extensible a cada caja en particular y entre ellas (Figs. 16 y 17), donde el *DIN* presentó un rango intercuartíl de $2,5 \mu\text{M}$ y una mediana de $24,2 \mu\text{M}$, y el *DIP* presentó un rango intercuartíl de $0,32 \mu\text{M}$ y una mediana de $2,39 \mu\text{M}$.

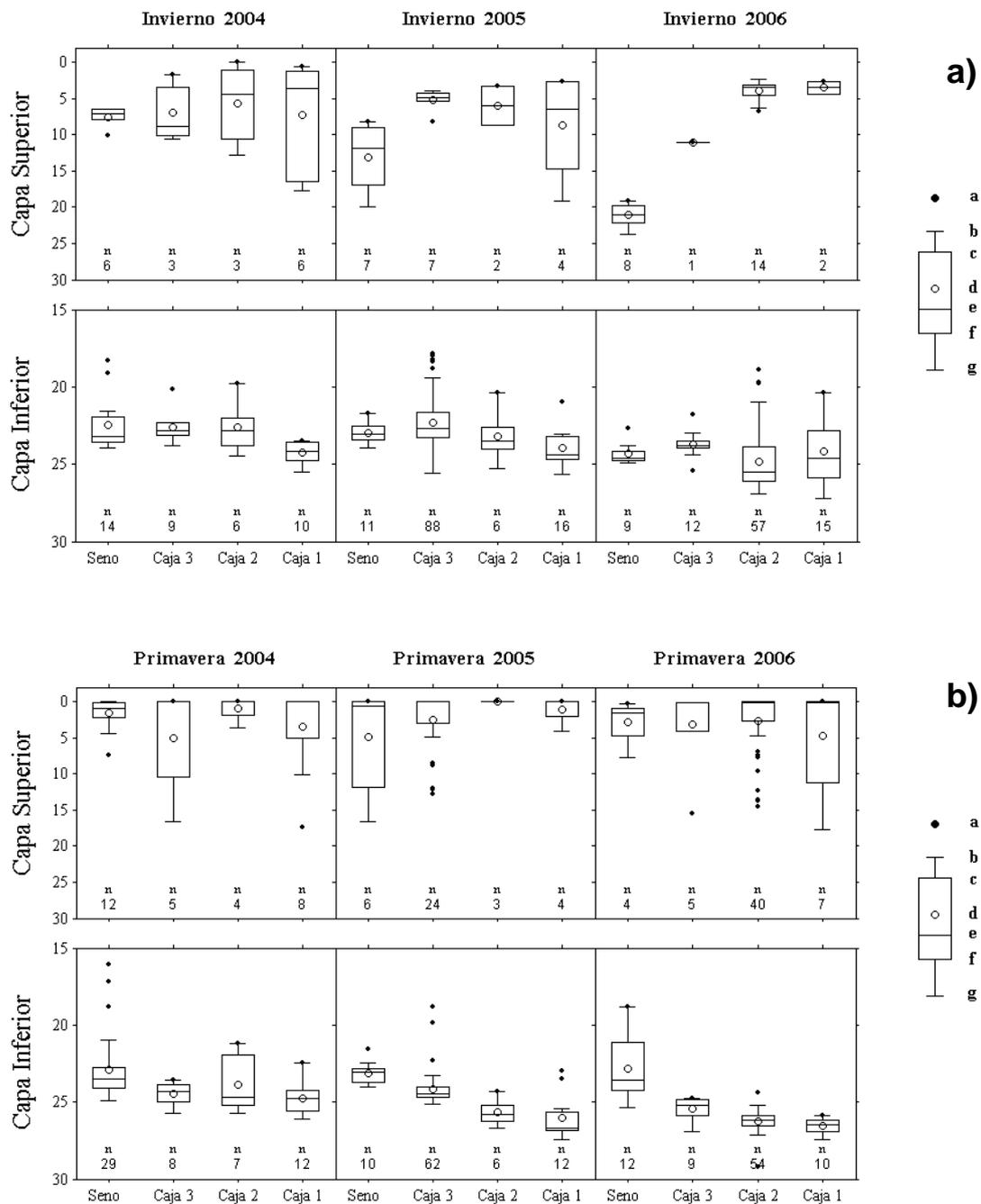


Figura 16. Diagrama de cajones de *DIN* (μM) de cada caja considerada en cada crucero de a) Invierno, b) Primavera. Donde, Seno: seno Reloncaví; cajas 1, 2 y 3: estero Reloncaví. Se muestra la capa superficial (parte superior de cada figura) y profunda de la columna de agua (parte inferior de cada figura). Inserto en la parte inferior de cada diagrama se encuentra el número de datos considerado para cada cajón. En el costado derecho de la figura se muestra cajón ejemplo, donde **a**: valores escapados; **b** y **g**, son $\pm 1,5$ veces el rango intercuartil; **c**, **e** y **f** representan los percentiles 25, 50 y 75, respectivamente; y **d**: media aritmética.

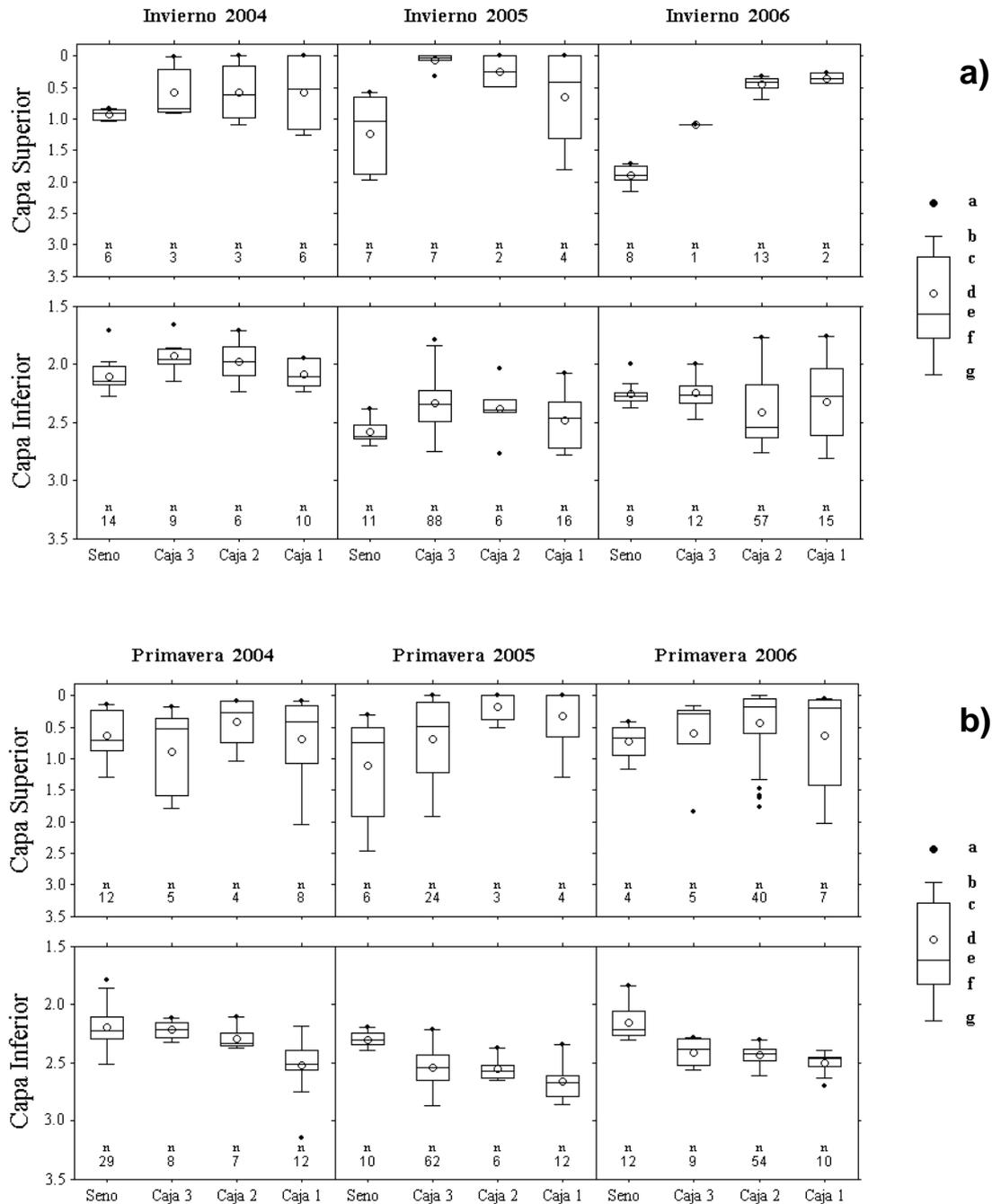


Figura 17. Diagrama de cajones de *DIP* (μM) de cada caja considerada en cada crucero de a) Invierno, b) Primavera. Donde, Seno: seno Reloncaví; cajas 1, 2 y 3: estero Reloncaví. Se muestra la capa superficial (parte superior de cada figura) y profunda de la columna de agua (parte inferior de cada figura). Inserto en la parte inferior de cada diagrama se encuentra el número de datos considerado para cada cajón. En el costado derecho de la figura se muestra cajón ejemplo, donde **a**: valores escapados; **b** y **g**, son $\pm 1,5$ veces el rango intercuartil; **c**, **e** y **f** representan los percentiles 25, 50 y 75, respectivamente; y **d**: media aritmética.

Tabla 10. Valores medios de *DIN* (μM) en el sistema estero - seno, en cada año y temporada de muestreo.

<i>Año / Temporada</i>		<i>Superficie</i>				<i>Fondo</i>			
		<i>Seno</i>	<i>Caja 3</i>	<i>Caja 2</i>	<i>Caja 1</i>	<i>Seno</i>	<i>Caja 3</i>	<i>Caja 2</i>	<i>Caja 1</i>
2004	<i>Invierno</i>	7,5	7,0	5,7	7,2	22,4	22,6	22,6	24,3
	<i>Primavera</i>	1,6	5,0	0,9	3,4	22,9	24,5	23,9	24,8
2005	<i>Invierno</i>	13,2	5,2	6,0	8,7	23,0	22,3	23,2	23,9
	<i>Primavera</i>	4,9	2,5	0,0	1,0	23,1	24,2	25,7	26,0
2006	<i>Invierno</i>	21,1	11,1	4,0	3,5	24,3	23,7	24,8	24,2
	<i>Primavera</i>	2,8	3,2	2,7	4,7	22,8	25,4	26,2	26,5

Tabla 11. Valores medios de *DIP* (μM) en el sistema estero - seno, en cada año y temporada de muestreo.

<i>Año / Temporada</i>		<i>Superficie</i>				<i>Fondo</i>			
		<i>Seno</i>	<i>Caja 3</i>	<i>Caja 2</i>	<i>Caja 1</i>	<i>Seno</i>	<i>Caja 3</i>	<i>Caja 2</i>	<i>Caja 1</i>
2004	<i>Invierno</i>	0,93	0,58	0,57	0,58	2,11	1,93	1,98	2,09
	<i>Primavera</i>	0,64	0,88	0,42	0,68	2,20	2,22	2,30	2,53
2005	<i>Invierno</i>	1,24	0,07	0,25	0,66	2,59	2,34	2,39	2,49
	<i>Primavera</i>	1,12	0,69	0,17	0,33	2,30	2,54	2,56	2,67
2006	<i>Invierno</i>	1,89	1,10	0,44	0,36	2,26	2,25	2,42	2,32
	<i>Primavera</i>	0,73	0,59	0,44	0,64	2,16	2,41	2,44	2,51

Al realizar un ajuste de regresión entre las concentraciones de *DIN* v/s *DIP* observadas en el sistema estero - seno Reloncaví, se obtuvo que la relación lineal que mejor se ajusta a los datos ($R^2 = 95\%$, $p\text{-valor} < 0,05$) presentó una pendiente de 10,8, y caracterizada por un intercepto negativo (Fig. 18). Además, del diagrama de dispersión se pudo corroborar que las concentraciones de *DIN* y *DIP* de la capa profunda del sistema estero – seno, presentaron una menor dispersión en las concentraciones de ambos nutrientes, en comparación con la mayor dispersión en la concentración de estos nutrientes presentada en la capa superficial del sistema (Fig. 18).

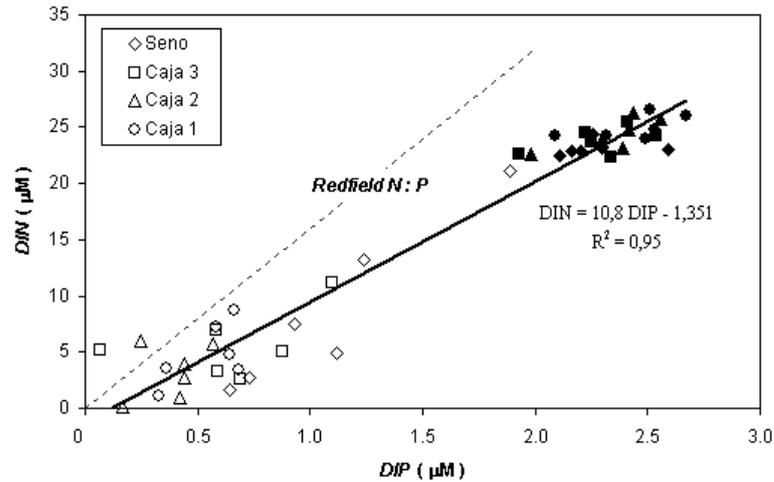


Figura 18. Relación entre los valores medios de DIN y DIP en el sistema estero - seno Reloncaví. Los símbolos negros representan la capa profunda del sistema, mientras que los símbolos blancos la capa superficial del sistema. La línea punteada indica la relación teórica $N:P$ de Redfield y la línea continua la relación observada en el sistema.

Flujos de DIN y DIP

Se observó gran similitud en los patrones de flujo tanto temporales como espaciales de DIN y DIP , siendo los caudales de DIN un orden de magnitud mayor que los flujos de DIP ($DIN:DIP \approx 10:1$) (Tabla 12, Figs. 19 y 20).

Al igual que los flujos de agua, en los flujos de nutrientes ($\text{mol}\cdot\text{s}^{-1}$) se observaron patrones espaciales regulares tanto en los flujos advectivos como no-advectivos, donde estos generalmente aumentaron su caudal hacia la boca del estero (Q_{35} , Q_{33} y Q_{53} ; Figs. 19 y 20). Referente a esto último, se observaron caudales máximos ($> 130 \text{ mol}\cdot\text{s}^{-1}$ DIN y $> 13 \text{ mol}\cdot\text{s}^{-1}$ DIP) en primavera de 2005 e invierno de 2006, tanto en los caudales advectivos como no-advectivos de la capa superior y advectivos de la capa inferior (Tabla 12).

Se observó además, que los caudales no-advectivos de la capa superficial fueron comparables en magnitud a los caudales advectivos de similar capa, tanto en los flujos de DIN como de DIP (Figs. 19 y 20). Por su parte, los caudales no-advectivos verticales

y de la capa profunda, fueron mínimos en todas las temporadas modeladas, tanto en *DIN* como *DIP* (Tabla 12, Figs. 19 y 20).

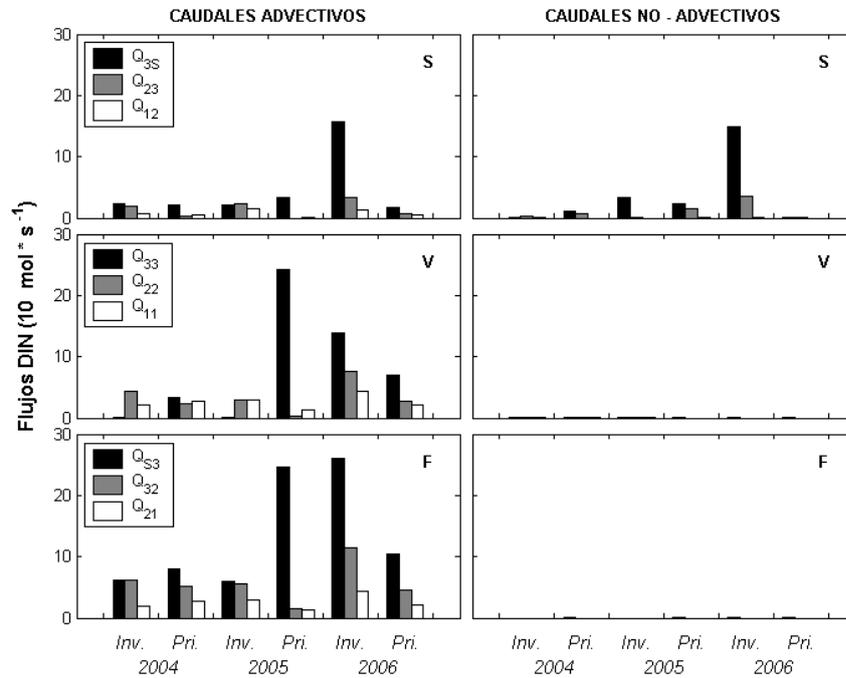


Figura 19. Flujos de intercambio modelados de *DIN* ($10 \cdot \text{mol} \cdot \text{s}^{-1}$), por medio de modelo de caja, en invierno y primavera de 2004, 2005 y 2006.

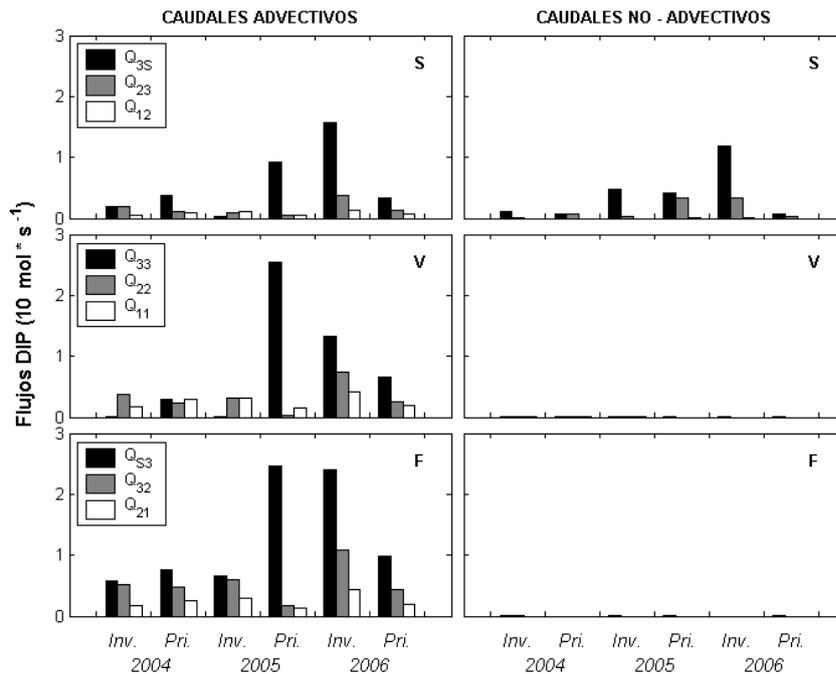


Figura 20. Flujos de intercambio modelados de *DIP* ($10 \cdot \text{mol} \cdot \text{s}^{-1}$), por medio de modelo de caja, en invierno y primavera de 2004, 2005 y 2006.

Los flujos de nutrientes debido a contribución fluvial (ríos Puelo y Petrohué), presentaron similar patrón temporal en los flujos de *DIP* (Fig. 21), con valores máximos (para el periodo analizado) en primavera de 2005 e invierno de 2006 ($> 0,20 \text{ mol}\cdot\text{s}^{-1}$; Tabla 12), temporadas donde se presentó el máximo influjo de agua dulce (Tabla 2). Para los flujos de *DIN*, estos ríos no presentaron una tendencia similar en el tiempo, ya que los valores máximos y mínimos, generalmente no acontecieron en temporadas similares. Sin embargo, se pudo apreciar que el río Puelo generalmente presentó un mayor caudal de *DIN* que el río Petrohué (Fig. 21).

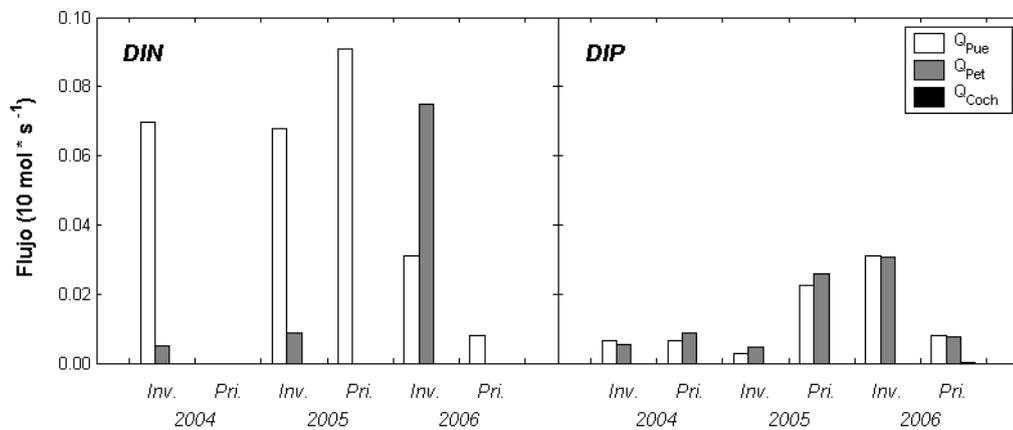


Figura 21. Flujos de *DIN* y *DIP* ($10\cdot\text{mol}\cdot\text{s}^{-1}$), debido a ríos, en invierno y primavera de 2004, 2005 y 2006.

Tabla 12. Flujos de intercambio modelados de *DIN* y *DIP* ($\text{mol}\cdot\text{s}^{-1}$), por medio de modelo de caja, en invierno y primavera de 2004, 2005 y 2006.

<i>Caudales</i>	<i>DIN</i>						<i>DIP</i>						
	2004		2005		2006		2004		2005		2006		
	<i>Inv.</i>	<i>Pri.</i>	<i>Inv.</i>	<i>Pri.</i>	<i>Inv.</i>	<i>Pri.</i>	<i>Inv.</i>	<i>Pri.</i>	<i>Inv.</i>	<i>Pri.</i>	<i>Inv.</i>	<i>Pri.</i>	
<i>mol s⁻¹</i>													
Advectivos	<i>Q₁₁</i>	20,3	28,0	29,5	13,8	43,0	21,1	1,75	2,86	3,07	1,42	4,13	1,99
	<i>Q₁₂</i>	7,4	4,6	14,8	1,7	12,4	5,2	0,60	0,92	1,11	0,54	1,25	0,71
	<i>Q₂₁</i>	19,0	27,0	28,6	13,6	44,1	20,8	1,66	2,60	2,95	1,36	4,29	1,94
	<i>Q₂₂</i>	42,8	23,6	30,3	3,1	75,3	27,1	3,73	2,27	3,12	0,31	7,33	2,53
	<i>Q₂₃</i>	19,3	2,7	23,4	0,0	33,0	7,8	1,93	1,19	0,96	0,53	3,68	1,27
	<i>Q₃₂</i>	61,7	51,8	56,6	15,8	114,1	46,5	5,27	4,71	5,93	1,66	10,82	4,41
	<i>Q₃₃</i>	1,4	32,8	0,6	242,0	139,1	69,1	0,12	2,98	0,06	25,43	13,19	6,56
	<i>Q_{3S}</i>	24,3	21,3	20,7	33,3	157,9	18,1	2,01	3,74	0,27	9,14	15,64	3,30
	<i>Q_{S3}</i>	62,5	79,2	58,9	246,1	259,8	103,8	5,87	7,60	6,63	24,55	24,08	9,80
No-Advectivos	<i>Q₁₁</i>	0,1	0,2	0,1	0,0	0,0	0,0	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00
	<i>Q₁₂</i>	0,1	0,0	0,0	0,9	0,6	0,0	0,00	0,00	0,00	0,14	0,10	0,00
	<i>Q₂₁</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	<i>Q₂₂</i>	0,7	0,1	0,2	0,0	0,0	0,0	0,06	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00
	<i>Q₂₃</i>	2,3	6,5	1,7	15,9	36,1	0,8	0,02	0,74	0,40	3,30	3,33	0,22
	<i>Q₃₂</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	<i>Q₃₃</i>	0,6	0,9	0,3	1,0	1,7	0,9	0,05	0,06	0,04	0,09	0,15	0,07
	<i>Q_{3S}</i>	1,6	10,2	32,7	23,6	149,4	2,0	1,04	0,74	4,79	4,15	11,77	0,61
	<i>Q_{S3}</i>	0,0	0,2	0,0	0,2	0,2	0,3	0,02	0,00	0,01	0,03	0,00	0,03
<i>Q_{Petro.}</i>	0,1	N. D.	0,1	N. D.	0,7	N. D.	0,05	0,09	0,05	0,26	0,31	0,08	
<i>Q_{Coch.}</i>	S. D.	S. D.	N. D.	N. D.	N. D.	N. D.	S. D.	S. D.	N. D.	N. D.	N. D.	0,00	
<i>Q_{Puelo}</i>	0,7	N. D.	0,7	0,9	0,3	0,1	0,07	0,07	0,03	0,22	0,31	0,08	

S. D. = Sin Dato de concentración.

N. D. = Concentración No Detectada.

Análisis Comparativo

Los resultados del test de Wilcoxon permitieron cuantificar estadísticamente, a un 95% de confianza, que los flujos de *DIN* y *DIP* modelados en la temporada de invierno de 2006, fueron generalmente diferentes de aquellos modelados en las restantes temporadas (*p-valores* < 0,05, Tabla 13).

Tabla 13. Estadísticos de prueba (*p-valores*) del test de Wilcoxon, para todos los pares de flujos de *DIN* y *DIP* en las seis temporadas modeladas.

Año / Temporada		<i>DIN</i>						
		2004		2005		2006		
		<i>Inv.</i>	<i>Pri.</i>	<i>Inv.</i>	<i>Pri.</i>	<i>Inv.</i>	<i>Pri.</i>	
<i>DIP</i>	2004	<i>Invierno</i>	---	0,59	0,98	0,91	< 0,05	0,59
		<i>Primavera</i>	0,29	---	0,52	0,81	< 0,05	0,49
	2005	<i>Invierno</i>	0,54	0,89	---	0,56	< 0,05	0,12
		<i>Primavera</i>	0,74	0,62	0,88	---	< 0,05	0,95
	2006	<i>Invierno</i>	< 0,05	< 0,05	< 0,05	0,06	---	< 0,05
		<i>Primavera</i>	0,53	0,39	0,55	0,47	< 0,05	---

Balance de *DIN* y *DIP*

Integrando, por medio de la ecuación 1.7, los flujos de *DIN* y *DIP* que confluyen en cada capa y caja, y estandarizando los valores a unidades de $\text{mmol}^{-2}\cdot\text{día}^{-1}$, se obtuvo la pérdida o ganancia de nutrientes (Δ) acontecida en el estero Reloncaví, en cada capa y caja, en las temporadas de invierno y primavera de los años 2004, 2005 y 2006 (Tabla 14, Fig. 22).

Se observó que la capa superficial del sistema estero – seno Reloncaví presentó una condición de ganancia neta de nutrientes (*DIN* y *DIP*) durante las seis temporadas modeladas (Tabla 14). Esta condición de ganancia, generalmente fue incrementándose

hacia la boca del estero (caja 3), llegando incluso a ser un orden de magnitud mayor que la ganancia acontecida en la caja 1 (Tabla 14, Fig. 22).

En la capa profunda del sistema generalmente se observó una pérdida de *DIN*, a excepción de invierno de 2006, donde se presentó una condición de ganancia. Por su parte, el *DIP* presentó pérdidas netas en el sistema en las temporadas invernales, mientras que en primavera se observaron ganancias en los años 2004 y 2005 y, pérdida en la primavera de 2006 (Tabla 14).

Se observó que el desbalance de nutrientes acontecido en la capa profunda, tanto a nivel de cajas como de sistema, fue en general, muy menor al desbalance acontecido en la capa superficial, en todas las temporadas analizadas (Fig. 22).

Tabla 14. Desbalance de nutrientes (ΔDIN y ΔDIP) de cada capa y caja, en invierno y primavera de 2004, 2005 y 2006, en unidades de $\text{mmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{día}^{-1}$.

Caja / Capa	Nutriente	2004		2005		2006		
		Inv.	Pri.	Inv.	Pri.	Inv.	Pri.	
1	Superior	ΔDIN	25,40	46,19	29,29	21,89	62,58	31,06
		ΔDIP	2,38	4,01	3,96	1,95	6,43	2,67
	Inferior	ΔDIN	-2,86	-2,37	-1,97	-0,36	2,11	-0,53
		ΔDIP	-0,20	-0,56	-0,27	-0,12	0,32	-0,11
2	Superior	ΔDIN	55,33	51,24	33,23	35,97	144,37	40,66
		ΔDIP	4,06	4,47	4,67	6,36	13,47	3,62
	Inferior	ΔDIN	-1,28	1,86	-4,07	-1,55	-8,33	-2,40
		ΔDIP	-0,29	-0,26	-0,25	-0,01	-1,28	-0,08
3	Superior	ΔDIN	-6,95	-2,80	71,44	409,01	243,09	106,86
		ΔDIP	2,09	-1,85	11,24	33,40	18,46	9,38
	Inferior	ΔDIN	-2,15	-12,35	2,75	-24,14	9,56	-24,14
		ΔDIP	0,84	-0,29	1,15	-5,01	-0,15	-2,37
Sistema	Superior	ΔDIN	26,34	32,48	44,19	150,50	150,80	58,81
		ΔDIP	2,92	2,32	6,54	13,62	12,91	5,16
	Inferior	ΔDIN	-2,04	-3,96	-1,25	-8,38	0,56	-8,75
		ΔDIP	0,10	-0,36	0,19	-1,64	-0,43	-0,82

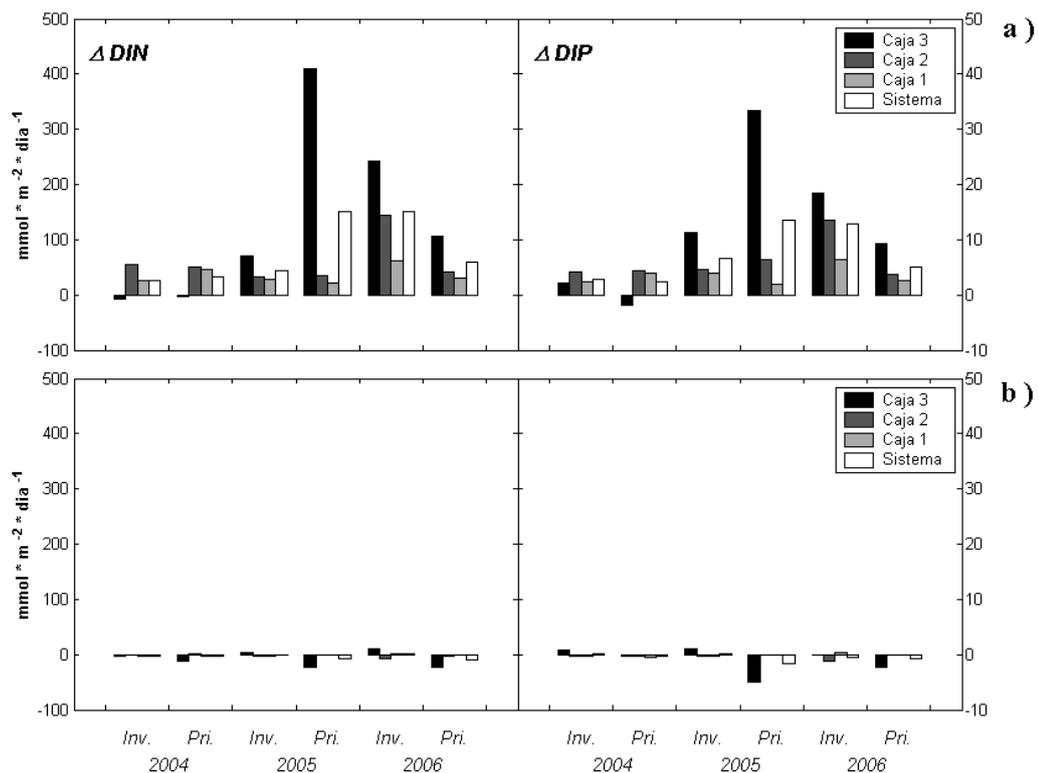


Figura 22. Desbalance de nutrientes (ΔDIN y ΔDIP) acontecida en a) Capa superficial y b) Capa profunda, de cada caja y sistema, en invierno y primavera de 2004, 2005 y 2006.

Balance entre fijación de nitrógeno y denitrificación ($nfix - denit$)

Asumiendo que el fosfato no es oxidado a otras especies en los procesos respiratorios, mediante la ecuación 1.8 es posible estimar si el sistema fija o libera nitrógeno (denitrifica). El balance entre ($nfix - denit$) es presentado en tabla 15 y en figura 23.

A nivel de sistema, se observó que el estero en la capa superficial, perdió nitrógeno en las seis temporadas analizadas. Por su parte, en la capa profunda se observó una condición de fijación de nitrógeno en las temporadas primaverales, mientras que en invierno, ocurrió denitrificación en los años 2004 y 2005 y, fijación de nitrógeno en el año 2006 (Tabla 15, Fig. 23).

Tabla 15. Relación entre N-fijación y denitrificación ($\text{mmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{día}^{-1}$), asumiendo que la materia orgánica particulada del sistema sigue una estequiometría de Redfield.

Caja / Capa		2004		2005		2006	
		Inv.	Pri.	Inv.	Pri.	Inv.	Pri.
1	Superior	-12,68	-18,04	-34,00	-9,24	-40,29	-11,58
	Inferior	0,37	6,54	2,39	1,49	-3,05	1,21
2	Superior	-9,65	-20,29	-41,48	-65,77	-71,09	-17,20
	Inferior	3,42	5,94	-0,04	-1,35	12,10	-1,07
3	Superior	-40,45	26,80	-108,42	-125,37	-52,32	-43,19
	Inferior	-15,57	-7,73	-15,62	56,07	11,89	13,75
Sistema	Superior	-20,39	-4,60	-60,52	-67,46	-55,69	-23,76
	Inferior	-3,56	1,77	-4,26	17,81	7,40	4,35

Se observó que la relación entre ($nfix - denit$) en la capa superficial del sistema v/s ($nfix - denit$) de la capa profunda del sistema fue en términos absolutos, siempre mayor en la capa superficial, lo que generó que el sistema completo (superior + inferior) fuera siempre favorable a la denitrificación, en las seis temporadas analizadas (Tabla 15).

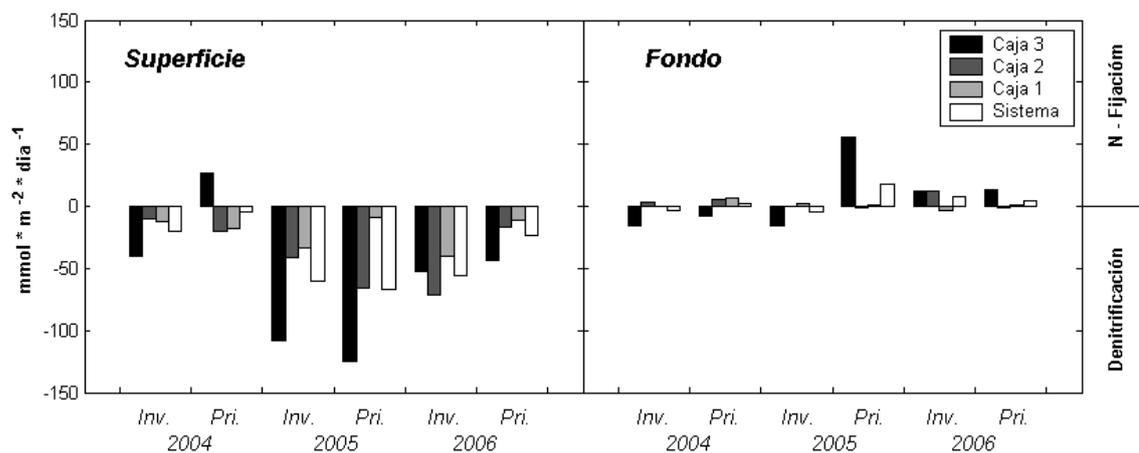


Figura 23. Relación entre N-fijación y denitrificación de cada caja, capa y sistema, asumiendo una estequiometría de Redfield ($N:P = 16:1$), en invierno y primavera de 2004, 2005 y 2006.

DISCUSIÓN

Modelo de caja

Algunas de las ventajas que presentan los modelos de balance de caja, consisten en que requieren de una cantidad relativamente pequeña de información (Gordon *et al.*, 1996), por lo que han sido aplicados a un gran número de ambientes estuarinos por varias décadas (e. g. Pritchard, 1969; Officer, 1980; Gordon *et al.*, 1996; Hagy *et al.*, 2000, entre otros). Es por esto que, cuando se requiere de una visión rápida de los cambios que puedan ocurrir en un sistema y no se dispone de gran cantidad de información de alta complejidad, la aproximación con balances de cajas puede entregar, en una primera aproximación, información sobre el balance biogeoquímico del sistema, lo que será útil para pronosticar el efecto que pueden producir en éste, cambios inducidos por la naturaleza o el hombre, en los principales forzantes físicos y procesos químicos, biológicos y geológicos (Gordon *et al.*, 1996).

La sensibilidad intrínseca que radica en este tipo de modelos, es dada por la cantidad y grado de contribución relativa de variables que ingresan y/o salen de un sistema en particular. Es así que para un sistema hipersalino, como las lagunas costeras mexicanas, el caudal de agua dulce aportado por ríos se puede considerar despreciable (e.g. Camacho - Ibar *et al.*, 2003), mientras que para sistemas de medias y altas latitudes, donde la precipitación y el caudal de ríos ejercen un control importante, la evaporación se puede considerar despreciable (e.g. Hagy *et al.*, 2000; Silva *et al.*, 2000).

Debido a lo anterior, para los ingresos de agua dulce al sistema, en el modelo de cajas de Sakov & Parslow utilizado en este trabajo, se consideró la lluvia y los ríos y para la salida, la evaporación. No fue considerada la infiltración de aguas, ya que el sustrato en torno al estero es básicamente rocoso, y comparado con el aporte de los ríos, la contribución de este ingreso puede considerarse despreciable. Además, el 70% de la superficie que cubre la comuna de Cochamó (donde mayoritariamente se encuentra el estero) corresponde a la cordillera de los Andes, conformada por cordones montañosos y sierras, por lo cuál, gran parte de la canalización de aguas lluvias y nieve, se produce

por los cursos fluviales formados entre ellos (e.g. valle Concha y valle Ventisqueros; Araya, 2004). La contribución de aguas dulces debido a otra índole (e.g. aguas domésticas, regadío, etc.) tampoco fue considerado, debido a la escasa relevancia que este ingreso puede representar, dado que la comuna de Cochamó no cuenta con una red pública de alcantarillado (Vásquez, 2004) y que la población que habitaba en las cuencas de los ríos Puelo y Cochamó hacia el año 2002, sólo alcanzaba a 2.350 personas (Araya, 2004), por lo cual, el aporte de aguas debido a causas no naturales, se consideró un aporte despreciable al sistema.

En base a los antecedentes previos, el aporte volumétrico total de agua dulce que recibió el estero Reloncaví en invierno y primavera de los años 2004 - 2006, correspondió mayoritariamente a contribución fluvial (~ 99%), y sólo un ~ 1% a precipitación directa sobre el espejo de agua (Tabla 2). León (2005), reportó similar valor en lo que se refiere a contribución debido a precipitaciones (2%), y abarcando un periodo continuo de observaciones (1997 - 2004). Esto es contrario a lo estipulado por Dávila *et al.* (2002), quienes calcularon que el 45% del ingreso total de agua dulce a la costa chilena, entre los 35°S y 55°S, es aportado por los ríos y 55% por las precipitaciones. León (2005), atribuyó tal diferencia como función de la relación existente entre el espejo de agua y el número de tributarios que descargan sus aguas en el estero Reloncaví, lo cual adquiere especial relevancia dado que entre los tributarios se encuentra el río Puelo, el tercer río más caudaloso de Chile (Milliman *et al.*, 1995).

El aporte volumétrico total de agua dulce (Q_R) que ingreso al estero en las temporadas de invierno y primavera de los años 2004, 2005 y 2006, presentó fuertes fluctuaciones (Tabla 2), con caudales entre 677 y 3.550 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (agosto de 2004 y julio de 2006, respectivamente). Similar fluctuación en el influjo de agua dulce al estero reportaron Nilsson & Pizarro (2009), quienes calcularon valores entre 1.500 y 4.400 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Estos valores, son consistentes con flujos observados en el río Puelo, ya que debido a su fuerte estacionalidad, su caudal presenta fluctuaciones entre 150 y 3.590 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Niemeyer & Cereceda, 1984).

Así, debido al importante ingreso de agua dulce al sistema, el estero presentó una alta estratificación vertical en los primeros 10 m de la columna de agua en las seis temporadas analizadas (Figs. 12 y 13), la que fue más intensa en primavera de 2005 e invierno de 2006, temporadas donde se apreciaron los mayores ingresos de agua dulce al sistema (Tabla 2), observándose gradientes de densidad mayores a $13 \sigma_t$ (Tabla 16).

Tabla 16. Gradientes verticales máximos de σ_t en el estero, en invierno y primavera de 2004, 2005 y 2006.

<i>Año / Temporada</i>		<i>Gradientes Máximos</i>	
		<i>Valor</i>	<i>Caja</i>
2004	<i>Invierno</i>	9,97	2
	<i>Primavera</i>	10,51	1
2005	<i>Invierno</i>	11,64	2
	<i>Primavera</i>	19,89	1
2006	<i>Invierno</i>	13,62	1
	<i>Primavera</i>	6,23	1

La capa profunda, en cambio, presentó una distribución más homogénea (Fig. 12 y 13), con diferencias de σ_t entre cajas fronterizas menores a $0,1 \sigma_t$. Cabe notar que éste comportamiento fue más homogéneo en primavera, observándose la estructura de los cajones con un menor rango intercuartíl que invierno (Fig. 13).

Con esta información se implementó, en el estero Reloncaví, el modelo de Sakov & Parslow, en su formulación II y en estado estacionario, para las temporadas de invierno y primavera de los años 2004, 2005 y 2006. La modelación dejó de manifiesto que los caudales modelados para las seis temporadas, presentaron patrones espaciales regulares (Fig. 14) y que, los flujos no-advectivos horizontales de las capas superficiales (Q_{12} , Q_{23} y Q_{35}), fueron generalmente comparables en magnitud a los flujos advectivos horizontales de similar capa e incluso a veces, mayores a los caudales advectivos ascendentes (Tabla 6), lo cual es una notable discrepancia al esquema de circulación propuesto por Officer (1980), y deja de manifiesto la dificultad para modelar el sistema mediante el modelo tradicional de transporte inverso.

Esta gran magnitud observada en los flujos no - advectivos horizontales de las capas superiores, refleja la importante y constante mezcla de las aguas, debido a difusión turbulenta inducida por la marea (rangos de marea en sicigias alcanzan los ~ 7 m en el sector de Sotomó; Carta SHOA N° 7330) y el viento, el cual puede alcanzar magnitudes de 22 nudos en el sector de Llaguepe, en los meses de abril - mayo (ver Fig. 6 de Cáceres *et al.* (2007)).

Por su parte, en todas las temporadas analizadas, los flujos horizontales no - advectivos de las capas de fondo (Q_{21} , Q_{32} y Q_{53}) fueron mínimos y muy menores (< 5 %) a sus símiles advectivos de similar capa (Fig. 14, Tabla 6). Esto se debería, en gran medida, a la homogeneidad horizontal que presentó esta capa (Fig. 13), por lo cual, fenómenos del tipo difusivos, no presentaron un aporte mayor a la transferencia de masa, como aquel realizado por la corriente.

De la misma manera, también se observó que los flujos no-advectivos verticales (Q_{11} , Q_{22} y Q_{33}) fueron mínimos en comparación a sus símiles advectivos (Fig. 14), esto debido a la fuerte pycnoclína que separa la capa superficial con la profunda y lo cual hace que funcione como una barrera física para procesos no-advectivos tales como difusión. Valle-Levinson *et al.* (2007), indican que debido a la naturaleza profunda del estero, las corrientes de marea no son lo suficientemente enérgicas para mezclar las aguas superficiales con la de fondo. Por otra parte, Ramírez *et al.* (2009), reportaron la presencia de ondas internas estacionarias al interior del estero, e indicaron que estas ondas pueden favorecer la mezcla diapícnica (mezcla a través de la pycnoclína), pero en una escala de tiempo mayor a la manejada en éste trabajo.

Una forma de analizar el desempeño y sensibilidad del modelo, es dividir el transporte (flujos de intercambio advectivos horizontales) de las capas superficiales y profundas de cada caja por su correspondiente área transversal, y con ello obtener magnitud de corriente. Este método, aunque con incertezas inherentes, es una buena aproximación a lo que sucede en la realidad con respecto a las magnitudes de la corriente neta no-mareal (Hagy *et al.*, 2000). Las respectivas magnitudes para cada una de las paredes de las capas de cada caja se indican en la tabla 17.

Mediciones de corrientes con ADCP realizadas en las inmediaciones de la desembocadura del río Puelo (agosto de 2006; Cáceres *et al.*, 2007), registraron intensidades de corriente menores a 30 cm s^{-1} . Estas mediciones realizadas en una de las temporadas analizada por este trabajo (invierno de 2006), presentan gran similitud con los valores entregados en tabla 17, aunque se debe acotar que las mediciones se realizaron en un punto medio del sector modelado como “caja 2”, por lo cual los valores comparables son Q_{12} y Q_{23} ($13,5$ y $26,9 \text{ cm}^{-1}$, respectivamente), valores que, eventualmente, se encuentran dentro de las magnitudes de corriente medidas en dicha zona, en invierno de 2006.

Tabla 17. Magnitudes de corriente (cm s^{-1}) obtenidas mediante modelación numérica en el estero Reloncaví, en las capas superficiales y profundas de la boca (Q_{3S} y Q_{S3}), sector occidental de isla Marimelli (Q_{23} y Q_{32}) y en las inmediaciones de Puelo (Q_{12} y Q_{21}), en invierno y primavera de 2004, 2005 y 2006.

Año / Temporada		Superficie			Fondo		
		Q_{12}	Q_{23}	Q_{3S}	Q_{21}	Q_{32}	Q_{S3}
2004	Invierno	5,9	19,8	17,6	0,2	0,5	0,2
	Primavera	4,6	10,5	16,2	0,3	0,4	0,3
2005	Invierno	8,3	16,3	8,1	0,3	0,5	0,2
	Primavera	7,1	9,3	36,8	0,1	0,1	0,9
2006	Invierno	13,5	26,9	48,3	0,5	1,0	0,9
	Primavera	3,8	5,6	14,3	0,2	0,4	0,4

En el mismo contexto, las magnitudes máximas estimadas ($37 - 48 \text{ cm s}^{-1}$) se obtuvieron en la capa superficial, en el sector de la boca (Q_{3S}) (Tabla 17). Mediciones de corrientes realizadas con ADCP en el estero durante invierno - primavera de 2008 y verano de 2009 (Castillo *et al.*, 2009), registraron intensidades máximas de 50 cm s^{-1} en la capa superficial.

Por lo tanto, las corrientes que salen por la capa superficial son mas intensas que las que entran por la capa profunda (Tabla 17), pero estas últimas ocupan una fracción mayor de la columna de agua (más del 90%), y lo cual es coincidente con lo observado por Castillo *et al.* (2009). Es probable que estas diferencias descritas, tengan un impacto importante en los tiempos de residencia de las distintas masas de agua al interior del estero y afecten de manera distinta las diferentes subcuencas que lo componen.

Los tiempos de residencia calculados en este estudio, indican que la capa superficial presenta una rápida renovación, con un tiempo de residencia promedio de $1,3 \pm 0,6$ días. El tiempo de residencia por caja, disminuyó desde la cabeza hacia la boca (valores medios: 2,4 días en caja 1; 0,9 días en caja 2; 0,4 días en caja 3). Esta tendencia observada, sería producto del efecto conjunto de la longitud de la excursión de la onda mareal hacia el interior del estero y del aporte fluvial. Valle-Levinson *et al.* (2007), indicaron la persistencia de un frente en la capa superficial del estero, y que muestra excursiones de 2 km desde la boca, hacia el interior del estero, por consiguiente, el forzamiento mareal es mayor en la zona de la boca del estero, decreciendo hacia el interior, lo cual es reflejado en la tendencia observada en los tiempos de residencia de la capa superficial.

La capa profunda, en cambio, presentó un mayor tiempo de residencia (~ 80 días como media del sistema), y mostró similar tendencia a decrecer hacia el sector de la boca (valores medios: 75 días en caja 1; 53 días en caja 2; 42 días en caja 3). Valle - Levinson *et al.* (2007), utilizando ecuaciones de conservación de masa y mediciones de corriente *in situ*, indicaron un tiempo de residencia medio de 98 días para la capa profunda, lo cual es cercano al valor medio calculado en este trabajo.

La dinámica estuarina presenta dos grandes características generales. La primera es debido al control hidrodinámico ejercido por el caudal de los ríos, lo cual hace que se produzca un flujo neto hacia la boca en la capa superior, mientras que en la capa inferior el flujo es típicamente hacia la cabeza. La persistencia del influjo en la capa inferior, asociado con una fuerte estratificación, atrapa las partículas, larvas, nutrientes y aguas de bajo contenido de oxígeno, lo cual genera una alta productividad biológica y una persistencia en problemas de calidad de las aguas, y que caracteriza a muchos estuarios alrededor del mundo (MacCready & Geyer, 2010).

Este control hidrodinámico ejercido por los ríos, se vio reflejado en los tiempos de residencia y en el comportamiento estacional de los caudales advectivos. Así, el análisis comparativo de los flujos (test de Wilcoxon), permitió inferir que los flujos modelados en la temporada de invierno de 2006, no fueron similares en magnitud, a los

modelados en las restantes temporadas (Tabla 7), lo cual estaría relacionado a un mayor ingreso de agua dulce al sistema (Tabla 2).

La segunda característica que presenta la dinámica estuarina, es que los flujos de intercambio son a menudo más grandes (2 a 34 veces) que los flujos de los ríos tributarios (MacCready & Geyer, 2010). Es así que el comportamiento estacional entre la descarga total de agua dulce (Q_R) que recibió el estero, en invierno y primavera de 2004, 2005 y 2006 y, los caudales de intercambio advectivos entre el estero y el seno de Reloncaví (Q_{3S} y Q_{S3}), mostraron una significativa y directa relación (Q_R vs Q_{3S} : $R^2 = 0,906$, p -valor = 0,003; Q_R vs Q_{S3} : $R^2 = 0,845$, p -valor = 0,009) y, los flujos de intercambio presentaron un factor de amplificación entre tres (Q_{S3}) y cuatro veces (Q_{3S}) el caudal de descarga total de agua dulce (Fig. 24).

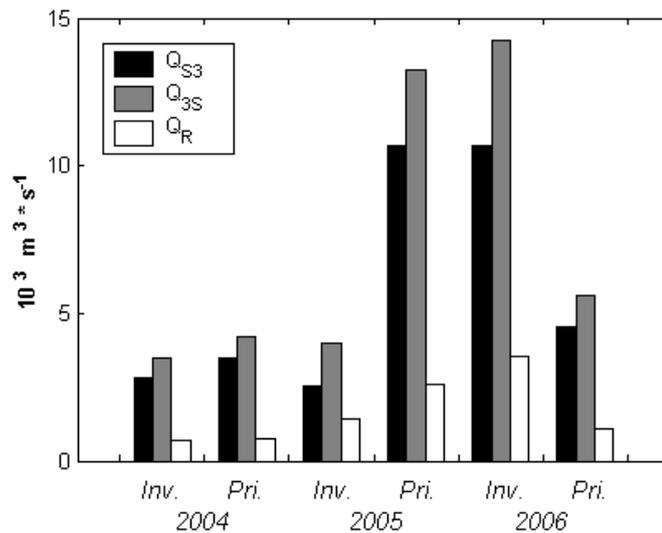


Figura 24. Caudal total de agua dulce descargado en el estero (Q_R), caudal de agua que sale del estero por la capa superficial (Q_{3S}) y el que entra por la capa profunda (Q_{S3}), entre invierno y primavera de 2004, 2005 y 2006.

En suma, se observó que el estero presentó una importante contribución no-advectiva en la capa superficial (mezcla horizontal), en parte inducida por los notables rangos de marea al interior del estero, y que a través de sus oscilaciones periódicas, genera corrientes de marea llenante y marea vaciante que permiten una constante mezcla en la capa superficial. Esta naturaleza no-advectiva, fue posible de modelar mediante el modelo de Sakov & Parslow, en su formulación II y en estado

estacionario, implementado para el estero Reloncaví en las temporadas de invierno y primavera de los años 2004, 2005 y 2006, y en base a las similitudes encontradas entre el modelo de circulación y datos de campo, se puede establecer que el modelo reprodujo valores consistentes y que se encuentran dentro de rangos registrados en la zona.

Balance de nutrientes

La concentración de *DIN* y *DIP* del agua de los ríos, presentó bajos valores en todas las temporadas analizadas ($DIN < 1,5 \mu\text{M}$, $DIP < 0,5 \mu\text{M}$; Tabla 9). Estas bajas concentraciones parecen ser una característica de los ríos norpatagónicos chilenos, ya que valores de *DIN* y *DIP* reportados para los ríos Reñihue y Yelcho (Carrasco, 2007); Aysén, Cuervo, Cóndor y Cisnes (Guzmán & Silva, 2002; Silva & Guzmán, 2006; Prado - Fiedler & Salcedo, 2008), Rauco, Aldunate, Ventisquero y Palos (Prado - Fiedler & Salcedo, 2008), presentaron rangos de concentraciones similares a las de este trabajo para estas formas inorgánicas.

Estas bajas concentraciones observadas en los ríos norpatagónicos chilenos, son muy similares a las concentraciones promedio reportada para ríos prístinos ($1,6 \mu\text{M}$ de $\text{NO}_3^- + \text{NO}_2^-$ y $0,11 \mu\text{M}$ de PO_4^{-3}) (Meybeck & Helmer, 1989), lo cual reflejaría la naturaleza impoluta de los ríos australes chilenos, a diferencia de algunos ríos del hemisferio norte, donde la industrialización y las grandes urbes han adicionado concentraciones extra de estos nutrientes inorgánicos a la concentración natural de sus aguas (e.g. ríos que descargan en la bahía de Tillamook, Oregón (Colbert & McManus, 2003); río y estuario Patuxent, bahía de Chesapeake (Testa *et al.*, 2008)).

Además, se ha hipotetizado que los niveles de nitrógeno inorgánico deberían ser naturalmente bajos en cauces que drenan bosques templados sin contaminación atmosférica (Aber *et al.*, 1989), lo cual es especialmente relevante en la cuenca del estero Reloncaví y, en general, en el sur de Chile, donde los constituyentes químicos de las precipitaciones son lo más próximo a condiciones pre-industriales del mundo (Weathers & Likens, 1997). Mediciones de flujos de nutrientes realizadas en un bosque de *Nothofagus pumilo* “lenga” en el Parque Nacional Puyehue (41°S , 72°W) (Godoy *et*

al., 1999), indican que estos bosques retienen 72% del nitrato y 85% del amonio que ingresa a ellos vía precipitación, por lo cual, menos del 30% del nitrato y 15% del amonio es exportado por este tipo de bosques.

Eyre (1994), observó que la estacionalidad del nitrato en el agua de ríos es típicamente atribuida a ingresos externos vía escorrentía superficial, debido a una mayor concentración de este compuesto micronutriente en los suelos, en conjunción con cambios estacionales en la precipitación y descarga de ríos. Esta estacionalidad fue aparente en las concentraciones de *DIN* de los ríos Puelo y Petrohué, donde las concentraciones de *DIN* en primavera, tendieron a ser menores que las invernales, y cuya situación fue más acentuada en el río Petrohué, donde las concentraciones de *DIN* primaverales no fueron detectadas (Tabla 9; Fig. 15). Además, se observó un aparente patrón espacial en la concentración de *DIN* y *DIP*, donde el río Puelo, en general, tuvo comparativamente menores concentraciones de *DIP*, y mayores de *DIN*, que el río Petrohué (Fig. 15). No se observó este patrón en invierno de 2006, lo cual se pudo deber a que en esta temporada se registró el mayor caudal de agua dulce de las seis temporadas analizadas (Tabla 2). Eventualmente esto pudo ocasionar un mayor nivel de “lavado” de la superficie terrestre, adicionando algún grado de concentración extra de estos nutrientes al agua de los ríos. Esta situación, estaría de acuerdo a la estipulada por Eyre (1994), y podría corresponder a un comportamiento característico en temporadas muy lluviosas, situación que debería ser abordada en trabajos posteriores y utilizando una serie de datos continua y de mayor longitud temporal.

Por otra parte, las concentraciones de *DIN* y *DIP* en la capa superficial del sistema estero- seno Reloncaví presentaron una gran variabilidad (Figs. 16 y 17). Esta variabilidad en la concentración superficial de *DIN* y *DIP* estaría relacionada, en una escala anual, con la estacionalidad de los procesos biológicos reportadas en el estero (e.g. González *et al.*, 2007; González *et al.*, 2010) y estacionalidad en el ingreso de estos nutrientes por parte de los ríos; y en una escala diaria, debido a la mezcla con aguas de mayor concentración de estos nutrientes debido al ingreso de aguas del seno a través de corrientes inducidas por las mareas. La capa de fondo, en cambio, presentó un comportamiento más homogéneo (Figs. 16 y 17).

Temporalmente, se observó que las concentraciones medias de *DIN* en la capa superficial del sistema, fueron mayores (95% de confianza) en las temporadas invernales (mediana 6,5 μM) respecto a las primaverales (mediana 0,1 μM). Referente al *DIP*, no se observó una diferencia significativa ($p\text{-valor} = 0,0753$) entre las concentraciones superficiales invernales de *DIP* (mediana 0,59 μM) y primaverales (mediana 0,34 μM). Por su parte, se detectó que la capa profunda del sistema presentó diferencias significativas (95% confianza) entre invierno y primavera, tanto en las concentraciones de *DIN* como *DIP*, siendo en ambos casos mayores las concentraciones en la temporada primaveral (Figs. 16 y 17).

Esta variabilidad temporal (invierno y primavera) y espacial (tanto vertical como horizontal), en las concentraciones de estos nutrientes, estarían asociadas a las variaciones, en invierno y primavera, de las variables bióticas como son la concentración de clorofila “a” (e.g. Montecino *et al.*, 2005; Montecino *et al.*, 2006), de carbono orgánico particulado (COP) (González *et al.*, 2007; González *et al.*, 2010), estructura y abundancia de las comunidades planctónicas (e.g. Avaria *et al.*, 2006; Balbontín & Bustos, 2006; Bustos, 2006; Landaeta *et al.*, 2009; Palma *et al.*, 2005; Palma *et al.*, 2006), producción primaria (PP) y producción bacteriana secundaria (PBS) (e.g. González *et al.*, 2007; 2010), reportadas en el estero, en conjunción con las variables abióticas, tales como radiación solar, pluviosidad y escorrentía superficial.

González *et al.* (2010) indicaron que la PP en el estero se incrementó en dos órdenes de magnitud en primavera respecto a invierno de 2006 (42 v/s 1.893 $\text{mgC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$) y los flujos de COP hacia la capa profunda del estero Reloncaví fueron casi el doble en primavera de 2006 (725 $\text{mgC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$) respecto a invierno del mismo año (334 $\text{mgC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$), por lo cual, estos autores formulan que durante invierno, una parte importante de la PP es canalizada vía anillo microbiano (PBS/PP = 3,7 en invierno y 0,2 en primavera). Estos resultados, estarían fuertemente relacionados con la estacionalidad en las concentraciones de *DIN* y *DIP*, tanto en la capa superficial como profunda del estero, y que fuera expresada en párrafos precedentes.

Es substancial destacar que el análisis de la relación *DIN* v/s *DIP* observada en la columna de agua en el sistema estero-seno Reloncaví, reflejó que esta fue inferior a la relación teórica propuesta por Redfield *et al.* (1963), siendo la razón *DIN:DIP* observada, de 10,8:1 y caracterizada por un intercepto negativo (Fig. 18).

Calvete (1997), en los canales y fiordos continentales australes chilenos, entre Puerto Montt y laguna San Rafael, observó una relación lineal entre la concentración de *DIN* y *DIP* en la columna de agua. Esta relación indicó que la proporción *DIN:DIP* fue siempre inferior al valor reportado por Redfield *et al.* (1963), fluctuando entre 9,2 y 13,2 y también caracterizada por un intercepto negativo. Este autor y otros (Carrasco, 2007; Guzmán, 2004), indican que esta proporción “anómala”, se debería a que en los canales y fiordos australes chilenos, el nitrógeno actuaría como nutriente limitante de la PP. Estas observaciones son consistentes con evidencia de que el fitoplancton es generalmente limitado por nitrógeno en ambientes marinos, mientras que en ambientes de agua dulce este es limitado por fósforo (Hecky & Kilham, 1988). Sin embargo, también puede suceder que exista transición entre estar limitado por fósforo o nitrógeno, en un mismo sistema, debido a cambios estacionales en la descarga fluvial de nutrientes (e.g. estuario de Tillamook; Colbert & McManus, 2003). Modelaciones recientes, mediante modelos de caja, en la rama costera del Sistema de Corrientes de Humboldt, entre los 15 y 40 °S (Quiñones *et al.*, 2010), también indicaron una proporción *N:P* que es menor que Redfield (3,7 – 11,8), y esta baja proporción también sería un indicativo de un sistema limitado por nitrógeno.

Mediciones de nutrientes en ríos de la región de Aysén (Prado - Fiedler & Salcedo, 2008), indican que el aporte nutricional de estos es mayoritariamente dominado por la fracción orgánica de nitrógeno y fósforo (más del 90%) y, la carga fluvial de nitrógeno que ingresa al fiordo Aysén es entre 87 y 99% aportado por la fracción orgánica de este compuesto, por lo cuál, sí hipotéticamente se cumple la misma relación en los ríos que descargan sus aguas al estero Reloncaví, se esperaría que el aporte mayoritario de estos a la carga de nutrientes, sería en las formas orgánicas del nitrógeno y fósforo. Esta hipótesis estaría sustentada en las altas concentraciones de materia orgánica total (> 7,5%), carbono orgánico (> 2,4%) y nitrógeno orgánico

(> 0,2%) reportadas por Silva & Astorga (2010) en el sedimento terrígeno del borde de los ríos Petrohué, Cochamó, Puelo, Reñihue y Yelcho en invierno y primavera de 2004, 2005 y 2006.

Prado-Fiedler & Salcedo (2008), indican que los principales ríos que descargan al fiordo Aysén - seno Ventisqueros – canal Puyuhuapi – canal Jacaf, aportan entre 149 y 4.350 mmol·s⁻¹ de nitrógeno total, y ya que este es dominado por la fracción orgánica (87 – 99%), se esperaría que entre 1 y 566 mmol·s⁻¹ serían aportadas por la fracción inorgánica del nitrógeno al sistema estudiado por estos autores. Estos rangos de valores, presentan similar orden de magnitud que los flujos de *DIN* debido a ríos observado en este trabajo (Tabla 12), y podría apoyar la hipótesis expresada en el párrafo precedente.

La aplicación del balance de masa de nutrientes realizada en éste trabajo indicó que, en general los caudales de *DIN* y *DIP* aportados por los ríos no fueron una contribución significativa a la carga de nutrientes, debido a que sólo contribuyeron con ~1% (*DIN*) y ~2% (*DIP*) de la importación total de nutrientes a la capa superficial del estero (Tablas 18 y 19), lo cual deja de manifiesto que el estero se encuentra mayoritariamente subsidiado por nutrientes inorgánicos que ingresan desde el sector oceánico, ya que aún cuando las zonas de canales australes chilenos sean frecuentadas por centros de cultivos marinos (Araya, 2004; León, 2005), existe evidencia de que estas no han afectado las concentraciones naturales de *DIN* y *DIP* de la columna de agua, pero sí han afectado considerablemente la naturaleza de los sedimentos bajo las balsas - jaulas (Soto & Norambuena, 2004).

El balance de masa permitió inferir que en la capa superficial del estero generalmente aconteció ganancia de *DIN* (Tabla 18), y la cual fue mayormente subsidiada por nutrientes que ingresaron desde la capa profunda del estero (45% - 95%), y en algunos periodos, en similar proporción con nutrientes importados desde el seno mediante mezcla no-advectiva en la capa superficial (Q_{3S}) (invierno de 2005 (47%) y 2006 (55%)). Se observó además, que en las seis temporadas analizadas ocurrió denitrificación en la capa superficial, y la cual constituyó entre ~ 20 y ~ 70% de la exportación total, sin embargo, la denitrificación sólo fue significativa en invierno de

2005, donde representó un ~ 87% de la importación total a la capa superficial, y debido a esto, invierno de 2005 fue la única temporada en que se estimó una pérdida de *DIN* en la capa superficial (Tabla 18). Por su parte, en la capa profunda del estero, el balance fue favorable a la pérdida de *DIN* en invierno de 2004 y 2005 y, primavera de 2004 y 2006, y se observó una ganancia de *DIN* en primavera de 2005 e invierno de 2006 (Tabla 18). Al igual que en la capa superior, en la capa inferior también aconteció denitrificación, pero en una proporción muy menor (< 20%), en comparación a la capa superior. Se observó además, que en ésta capa aconteció fijación de nitrógeno, pero en una muy baja proporción (< 12%), comparado con las otras fuentes de importación (Tabla 18), y lo cual fue debido a que sobre el 99% de la importación de *DIN* en esta capa, fue subsidiado por el seno de Reloncaví (Tabla 18).

Tabla 18. Balance de *DIN* ($\text{mmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{día}^{-1}$) en el sistema estero Reloncaví, en invierno y primavera de 2004, 2005 y 2006.

Año / Temporada	Importaciones			Exportaciones		ΔDIN^*	
	Flujos	Q_R	<i>N - Fix</i>	Flujos	<i>Denit</i>		
2004	Invierno	53,42 (39,01)	0,45 ^a (---)	0,00 (0,00)	27,54 (41,05)	20,39 (3,56)	5,95 (-5,60)
	Primavera	54,37 (49,28)	N.D. (---)	0,00 (1,77)	21,89 (53,24)	4,60 (0,00)	27,88 (-2,19)
2005	Invierno	69,05 (36,07)	0,46 ^a (---)	0,00 (0,00)	25,31 (37,32)	60,52 (4,26)	-16,32 (-5,51)
	Primavera	184,72 (149,57)	0,55 ^b (---)	0,00 (17,81)	34,77 (157,95)	67,46 (0,00)	83,03 (9,43)
2006	Invierno	344,87 (161,75)	0,63 ^a (---)	0,00 (7,40)	194,70 (161,19)	55,69 (0,00)	95,11 (7,96)
	Primavera	78,30 (63,74)	0,05 ^b (---)	0,00 (4,35)	19,54 (72,49)	23,76 (0,00)	35,05 (-4,40)

Flujos: caudales advectivos + no-advectivos que ingresan o egresan del sistema; Q_R : caudal de ríos; *N - Fix*: N - Fijación; *Denit.*: Denitrificación; Valores entre paréntesis: capa profunda del sistema; Valores sin paréntesis: capa superficial del sistema. N.D: concentración no detectada; ^a: Incluye ríos Petrohué y Puelo; ^b: Incluye sólo Río Puelo; ^c: Incluye ríos Petrohué, Puelo y Cochamó; *: Calculado por diferencia; ---: No aplica a la caja profunda.

Para el caso del fósforo, el balance de masa reflejó que en la capa superficial del estero siempre aconteció ganancia de *DIP* (Tabla 19), y al igual que al caso del *DIN*, ésta ganancia fue mayormente subsidiada por nutrientes que ingresaron desde la capa profunda del estero (50% - 97%), y en algunos periodos, en similar proporción con nutrientes importados desde el seno mediante mezcla no-advectiva en la capa superficial (Q_{3S}) (invierno de 2005 (52%) y 2006 (42%)).

Por su parte, en la capa profunda del estero, sobre el 96% del *DIP* importado correspondió a incorporación desde la capa profunda del seno, y el balance fue favorable a la pérdida de *DIP* en las tres temporadas primaverales y en invierno de 2006 (Tabla 19).

Tabla 19. Balance de *DIP* ($\text{mmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{día}^{-1}$) en el sistema estero Reloncaví, en invierno y primavera de 2004, 2005 y 2006.

Año / Temporada	Importaciones		Exportaciones	ΔDIP^*	
	Flujos	Q_R	Flujos		
2004	Invierno	5,13 (3,66)	0,07 ^a (---)	2,28 (3,56)	2,92 (0,10)
	Primavera	6,08 (4,74)	0,09 ^a (---)	3,86 (5,10)	2,32 (-0,36)
2005	Invierno	6,83 (4,05)	0,04 ^a (---)	0,33 (3,86)	6,54 (0,19)
	Primavera	22,87 (14,93)	0,29 ^a (---)	9,54 (16,57)	13,62 (-1,64)
2006	Invierno	31,83 (15,00)	0,37 ^a (---)	19,30 (15,43)	12,91 (-0,43)
	Primavera	8,63 (6,03)	0,10 ^c (---)	3,57 (6,84)	5,16 (-0,82)

Flujos: caudales advectivos + no-advectivos que ingresan o egresan del sistema; Q_R : caudal de ríos; *N – Fix*: N – Fijación; *Denit.*: Denitrificación; Valores entre paréntesis: capa profunda del sistema; Valores sin paréntesis: capa superficial del sistema. N.D: concentración no detectada; ^a: Incluye ríos Petrohué y Puelo; ^b: Incluye sólo Río Puelo; ^c: Incluye ríos Petrohué, Puelo y Cochamó; *: Calculado por diferencia; ---: No aplica a la caja profunda.

Es evidente que la exportación de *DIN* y *DIP* presenta cierta relación con el tiempo de residencia, esto debido a que las mayores exportaciones de estos nutrientes acontecieron en periodos donde se registró un menor tiempo de residencia, tanto en la capa superficial como profunda del sistema (Tabla 8). Nixon *et al.* (1996), en un análisis integrado de varios estuarios y lagos alrededor del margen continental del Atlántico Norte, encontraron que la fracción de nitrógeno que es exportada desde estos sistemas, presentó una clara relación negativa entre el nitrógeno exportado y el tiempo de residencia, donde la cantidad de nitrógeno exportado disminuyó a medida que el tiempo de residencia se incrementó. Con los resultados de Nixon *et al.* (1996) y otros, Dettmann (2001) elaboró un modelo predictivo en base a la exportación anual de nitrógeno y el tiempo de residencia en 11 sistemas alrededor del mundo, encontrando que la fracción de nitrógeno que es exportada desde un estuario, puede ser predicha desde el tiempo de residencia de las aguas. La explicación a esta relación, se debería a que al permanecer un mayor tiempo las aguas en un sistema, procesos tales como extracción y/o liberación por parte del plancton y algas superiores, respiración bentónica, sedimentación y/o liberación desde y hacia el sedimento, fijación o denitrificación por parte de las bacterias y extracción por parte de los organismos superiores, tienen un mayor tiempo para actuar sobre el nutriente, por consiguiente, la fracción que finalmente es exportada, es menor que la que se tendría frente a un menor tiempo de residencia.

Así, al realizar un ajuste de regresión entre la exportación total de nitrógeno (Tabla 18) de la capa superficial (profunda) y el tiempo de residencia estimado de la capa superficial (profunda) del sistema (Fig. 25), se encontró que estas variables presentan una relación cuadrática significativa ($R^2_{\text{sup}} = 0,75$; $R^2_{\text{prof}} = 0,99$) y se cumple lo observado por Nixon *et al.* (1996) y Dettmann (2001), la exportación de nitrógeno disminuye a medida que el tiempo de residencia aumenta.

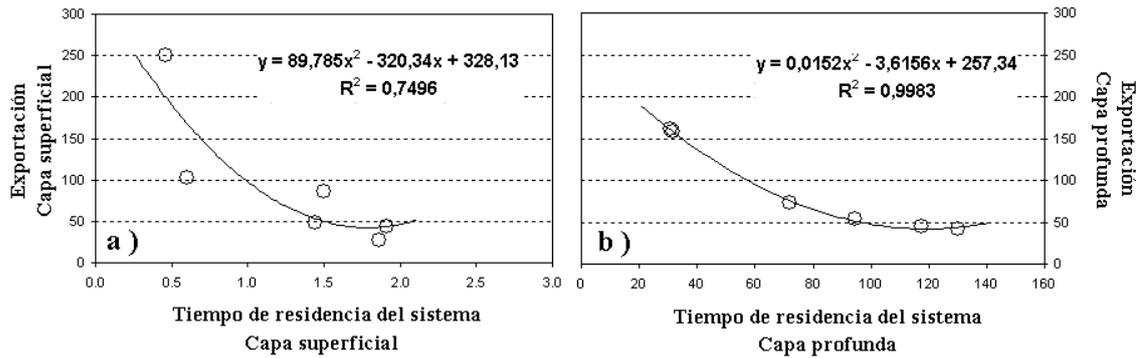


Figura 25. Relación entre a) exportación total de nitrógeno en la capa superficial del estero ($\text{mmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{día}^{-1}$) y tiempo de residencia de la capa superficial del sistema (días); b) exportación total de nitrógeno en la capa profunda del estero ($\text{mmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{día}^{-1}$) y tiempo de residencia de la capa profunda del sistema (días). Ajustes incluyen las temporadas de invierno y primavera de 2004, 2005 y 2006.

Por consiguiente, en base a las relaciones significativas encontradas, se puede predecir con un 75% de confianza la exportación de *DIN* en la capa superficial y con un 99% de confianza la exportación de *DIN* en la capa profunda del estero, conociendo previamente, en ambos casos, el tiempo de residencia del sistema.

CONCLUSIONES

- El modelo de cajas propuesto por Sakov & Parslow (2004), implementado para las temporadas de invierno y primavera de los años 2004, 2005 y 2006 en el estero Reloncaví, permitió establecer que los caudales de intercambio no-advectivos horizontales en la capa superficial del estero fueron una importante contribución a la dinámica estuarina de éste, aportando un 83% de los caudales advectivos horizontales como mediana del sistema, no así los caudales de intercambio no-advectivos verticales y horizontales de la capa profunda, debido a que estos últimos fueron mínimos en las seis temporadas analizadas (< 3% como mediana del sistema).
- Los tiempo de residencia estimados para el estero Reloncaví en las temporadas de invierno y primavera de los años 2004, 2005 y 2006, indicaron que la capa superficial presentó un tiempo medio de renovación de las aguas en general menor a 2 días ($1,3 \pm 0,6$), mientras que la capa profunda presentó un tiempo medio de renovación cercano a los 80 días ($79,4 \pm 42,3$).
- La relación *DIN* v/s *DIP* observada en la columna de agua del sistema estero-seno Reloncaví, en invierno y primavera de los años 2004, 2005 y 2006, fue de 10,8:1 y caracterizada por un intercepto negativo, indicando que el *DIN* sería el nutriente limitante en la columna de agua.
- El estero Reloncaví se comportó como un sistema importador de nutrientes en las temporadas de invierno y primavera de los años 2004, 2005 y 2006, siendo el principal proveedor de *DIN* y *DIP* el seno Reloncaví (>98%), lo que condicionó que el sistema no se encontrara en una condición de equilibrio de acuerdo a Redfield, por lo cual, se acepta la hipótesis de trabajo.

REFERENCIAS

- Aber J. D., K. J. Naedelhofer, P. Steudler & J. M. Melillo. 1989. Nitrogen saturation in northern forest ecosystem. *BioScience*, 39: 378 - 386.
- Araya, C. 2004. Ordenamiento territorial con fines turísticos en las cuencas de los ríos Puelo y Cochamó, Comuna de Cochamó, Región de los Lagos. Memoria de Geografía, Escuela de Geografía, Facultad de Arquitectura y Urbanismo, Universidad de Chile, Santiago, 135 pp.
- Araya-Vergara, J. F., R. Vieira & M. Suárez. 2008. El sistema submarino Reloncaví (norpatagonia). Análisis morfoacústico, batimétrico y manto sedimentario reciente. *Cienc. Tecnol. Mar.*, 31 (2): 5 - 27.
- Arcos, D., H. Peña, S. Núñez, J. Ortiz, L. Furet, S. Figueroa, A. Sepúlveda, H. Rebolledo, J. Castillo, A. Turner, H. González, G. Valenzuela & E. Menschel. 2002. Determinación de la capacidad de carga de las zonas estuarinas de los ríos Valdivia y Bueno, X Región. Informe Final. [http://www.fip.cl/prog_subprog/2000/2000_29.htm]. Revisado: 25 Junio 2008.
- Atlas, E., S. Hager, L. Gordon & P. Park. 1971. A practical manual for use of the Technicon Autoanalyzer in seawater nutrient analyses. O.S.U. Department of Oceanography. Technical Report, 215 pp.
- Avaria, S., M. Valenzuela & P. Muñoz. 2006. Composición, distribución y biomasa del microfitoplancton de la zona Puerto Montt – Boca del Guafo en invierno y primavera de 2005. En: Comité Oceanográfico Nacional (Ed.). Informes preliminares Crucero Cimar 10 Fiordos, Valparaíso, pp. 97 - 110.
- Balbontín, F. & C. Bustos. 2006. Variabilidad en la composición y abundancia del ictioplancton de Chile Austral, durante noviembre de 2005: Efectos de la

estratificación de la columna de agua. En: Comité Oceanográfico Nacional (Ed.). Informes preliminares Crucero Cimar 10 Fiordos, Valparaíso, pp. 123 - 132.

Bastén, J. & A. Clément. 1999. Oceanografía del estuario de Reloncaví, X Región de Chile. *Cienc. Tecnol. Mar.*, 22: 31 - 46.

Bustos, C., M. Landaeta & F. Balbontín. 2008. Zonas de desove y crianza larval temprana de la anchoveta *Engraulis ringens* Jenyns, 1842 en fiordos del sur de Chile. *Rev. Biol. Mar. Oceanog.*, 43(2): 381 - 389.

Cáceres, M., O. Pizarro, M. Sobarzo, J. León, M. Bello & A. Valle-Levinson. 2007. Patrones de circulación en el estuario de Reloncaví. En: Comité Oceanográfico Nacional (Ed.). Informes preliminares Crucero Cimar 12 Fiordos, Valparaíso, pp. 21 - 33.

Calvete, C. 1997. Distribución de temperatura, salinidad, oxígeno disuelto, pH y nutrientes inorgánicos, en la zona de canales australes de Chile, entre Puerto Montt y laguna San Rafael en la primavera de 1995. Tesis de Oceanografía, Escuela de Ciencias del Mar, Universidad Católica de Valparaíso, Valparaíso, 136 pp.

Calvete, C. 2006. Caracterización de zonas ROFI y áreas frontales asociadas en los fiordos del sur de Chile ubicados entre la Boca del Guafo (43°30'S) y laguna San Rafael (46°30'S). Tesis de Magíster en Oceanografía. Escuela de Graduados, Universidad de Concepción, Concepción, 88 pp.

Calvete, C. & M. Sobarzo. Quantification of the surface brackish water layer and frontal zones in southern Chilean fjords between Boca del Guafo (43°30'S) and estero Elefantes (46°30'S). *Cont. Shelf Res.* (En prensa).

- Camacho – Ibar, V. F., J. D. Carriquiry & S. V. Smith. 2003. Non-conservative P and N fluxes and Net Ecosystem Production in San Quintin bay, México. *Estuaries*, 26(5): 1220 - 1237.
- Carrasco, C. & N. Silva. 2005. Distribución de temperatura, salinidad, oxígeno disuelto y nutrientes entre Puerto Montt y Boca del Guafo. En: Comité Oceanográfico Nacional (Ed.). *Informes preliminares Crucero Cimar 10 Fiordos, Valparaíso*, pp. 35 - 46.
- Carrasco, C. & N. Silva. 2006. Distribución de temperatura, salinidad, oxígeno disuelto y nutrientes entre Puerto Montt y Boca del Guafo. En: Comité Oceanográfico Nacional (Ed.). *Informes preliminares Crucero Cimar 11 Fiordos, Valparaíso*, pp. 37 - 47.
- Carrasco, C. & N. Silva. 2007. Distribución de temperatura, salinidad, oxígeno disuelto y nutrientes entre Puerto Montt y Boca del Guafo (Cimar 12 fiordos). En: Comité Oceanográfico Nacional (Ed.). *Informes preliminares Crucero Cimar 12 Fiordos, Valparaíso*, pp. 35 - 46.
- Carrasco, C. 2007. Comparación de las características oceanográficas físicas y químicas presentes en la zona de Puerto Montt a la Boca del Guafo entre la primavera y el invierno de 2004 y entre las primaveras de 2004 y 1995. Trabajo de Titulación de Oceanografía, Escuela de Ciencias del Mar, Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Valparaíso, 53 pp.
- Castillo, M., O. Pizarro, N. Ramírez, U. Cifuentes & W. Rojas. 2009. Dinámica de la circulación al interior del fiordo Reloncaví. Primer Congreso de Oceanografía Física, Meteorología y Clima, Universidad de Concepción, Concepción, Chile. 30 de septiembre al 2 de octubre de 2009.
[http://congresodoca.udec.cl/resumen_final/Dinamica_de_Estuarios_y_Zonas_Costeras/Manuel_Castillo_R.pdf]. Revisado: 20 de junio de 2010.

- Cifuentes, U., O. Pizarro, M. Castillo & N. Ramírez. 2009. Variabilidad de las condiciones oceanográficas en fiordo de Reloncaví, X Región. Primer Congreso de Oceanografía Física, Meteorología y Clima, Universidad de Concepción, Concepción, Chile. 30 de septiembre al 2 de octubre de 2009.
[http://congresodoca.udec.cl/resumen_final/Dinamica_de_Estuarios_y_Zonas_Costeras/Ursula_Cifuentes_R.pdf]. Revisado: 20 de junio de 2010.
- Colbert, D. & J. McManus. 2003. Nutrient biogeochemistry in a upwelling-influenced estuary of the Pacific Northwest (Tillamook Bay, Oregon, USA). *Estuaries*, 26(5): 1205 – 1219.
- Comité Oceanográfico Nacional (CONA). 2005. Informes preliminares Crucero Cimar 10 Fiordos (17 de agosto al 3 de septiembre y 8 al 26 de noviembre de 2004). Comité Oceanográfico Nacional, Valparaíso, 231 pp.
- Comité Oceanográfico Nacional (CONA). 2006. Informes preliminares Crucero Cimar 11 Fiordos (16 al 27 de julio y 11 al 21 de noviembre de 2005). Comité Oceanográfico Nacional, Valparaíso, 261 pp.
- Comité Oceanográfico Nacional (CONA). 2007. Informes preliminares Crucero Cimar 12 Fiordos (8 al 24 de julio y 3 al 13 de noviembre de 2006). Comité Oceanográfico Nacional, Valparaíso, 150 pp.
- Crossland, C. J., H. H. Kremer, H. J. Lindeboom, J. I. Marshall & M. D. A. Le Tissier (Eds.). 2005. Coastal fluxes in the anthropocene. Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2005, Germany, 231 pp.
- Dávila, P., D. Figueroa & E. Muller. 2002. Freshwater input into the coastal ocean and its relation whit the salinity distribution off austral Chile (35-55°S). *Cont. Shelf Res.*, 22: 521 - 534.

- Dettmann, E. H. 2001. Effect of water residence time on annual export and denitrification of nitrogen in estuaries: A model analysis. *Estuaries*, 24(4): 481 - 490.
- DOPPLER Consultores Ltda. 2000. Levantamiento topográfico asociado a las concesiones de acuicultura otorgadas en el estero Reloncaví. 144 pp + Anexos. [http://www.fip.cl/prog_subprog/2000/2000_28.htm]. Revisado: 25 Junio 2008.
- Educarchile. 2008. [http://www.educarchile.cl/portal.herramientas/nuestros_sitios/bdrios/sitio/rios/rios.htm]. Revisado: 25 de junio 2008.
- Enfield, D. B. 1976. Manual de prácticas de oceanografía física. Instituto Oceanográfico de la Armada, Guayaquil, 137 pp.
- Eyre, B. 1994. Nutrient biogeochemistry in the tropical Moresby river system North Queensland, Australia. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, 39: 15 – 31.
- Farias, L. 2008. The Gulf of Arauco (37°S), a coastal upwelling embayment. [<http://nest.su.se/mnode/South%20America/Arauco/Araucobud.html>]. Revisado: 25 de junio 2008.
- Gade, H. G. 1982. Estuaries and fjords. En: G. Kullenberg (Ed.). *Pollutants transfer and transport in the sea*, CRC Press, Boca Raton, FL. Vol. II., 248 pp.
- Godoy, R., C. Oyarzún & J. Bahamondes. 1999. Flujos hidroquímicos en un bosque de *Nothofagus pumilo* en el Parque Nacional Puyehue, sur de Chile. *Rev. Chil. Hist. Nat.*, 72: 579 – 594.
- González, H. E., G. Daneri, J. L. Iriarte & C. Vargas. 2007. Producción primaria y su destino en la trama trófica pelágica del estuario de Reloncaví, sur de Chile. En:

Comité Oceanográfico Nacional (Ed.). Informes preliminares Crucero Cimar 12 Fiordos, Valparaíso, pp. 49 - 63.

González, H. E., M. J. Calderón, L. Castro, A. Clément, L. A. Cuevas, G. Daneri, J. L. Iriarte, L. Lizárraga, R. Martínez, E. Menschel, N. Silva, C. Carrasco, C. Valenzuela, C. A. Vargas & C. Molinet. 2010. Primary production and plankton dynamics in the Reloncaví Fjord and the interior sea of Chiloé, northern Patagonia, Chile. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 402: 13 -30.

Gordon, Jr., D.C., P. R. Boudreau, K. H. Mann, J. E. Ong, W. L. Silvert, S. V. Smith, Wattayyakorn, F. Wulff & T. Yanagi. 1996. LOICZ Biogeochemical Modelling Guidelines. LOICZ Report & Studies, Texel, The Neatherlans, 96 pp.

Guzmán, D. 2000. Caracterización física y química de los canales australes y estimación del tiempo de residencia y balance de sal, agua y nutrientes en el seno Aysén. Tesis de Oceanografía, Escuela de Ciencias del Mar, Universidad Católica de Valparaíso, Valparaíso, 68 pp.

Guzmán, D. 2004. Caracterización hidrográfica, oceanográfica y balance de nitrógeno y fósforo del fiordo Aysén. Tesis de Magíster en Oceanografía. Escuela de Ciencias del Mar. Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Valparaíso, 74 pp.

Hagy, J., L. P. Sandford & W. R. Boynton. 2000. Estimation of net physical transport and hydraulic residence time for a coastal plain estuary using box models. *Estuaries*, 23(3): 328 - 340.

Hecky, R. E. & P. Kilham. 1988. Nutrient limitation of phytoplankton in freshwater and marine environments: A review of recent evidence on the effects of enrichment. *Limnol. Oceanogr.*, 33: 796 - 822.

- IREN – CORFO. 1974. Estudio integrado de los recursos renovables: Provincia de Valdivia. Instituto de Investigación de Recursos Naturales, CORFO. Santiago, 195 pp.
- Kennish, M. J. 1992. Ecology of estuaries: Anthropogenic effects. CRC Press, Boca Raton, Fl., 494 pp.
- Landaeta, M., M. I. Muñoz & L. Castro. 2009. Variabilidad estacional y a pequeña escala en la distribución vertical del ictioplancton en un fiordo estratificado del sur de Chile. *Cienc. Tecnol. Mar*, 32(2): 27 - 42.
- Landim de Souza, M. F. 2000. Rio Sergipe Estuary, Sergipe State. En: Smith, S.V., V. Dupra, J.I. Marshall Crossland & C.J. Crossland (Eds). Estuarine systems of the South American region: carbon, nitrogen and phosphorus fluxes. LOICZ Reports & Studies No. 15 ii + 87 pages, LOICZ, Texel, The Netherlands, pp. 6 - 9.
- León, J. 2005. Influencia del Caudal del río Puelo sobre la salinidad y concentración de oxígeno disuelto en el estuario de Reloncaví, Llanquihue, Chile. Tesis de Magíster en Ciencias, Universidad Austral de Chile, Valdivia, 74 pp.
- MacCready, P. 2004. Toward a unified theory of tidally-averaged estuarine salinity structure. *Estuaries*, 27(4): 561 - 570.
- MacCready, P. & W. R. Geyer. 2010. Advances in estuarine physics. *Annu. Rev. Sci.*, 2010(2): 35 - 58.
- Mahalingappa, J. 1996. A study of tidal flushing for use in a nitrogen sensitivity index in Massachusetts. Master of engineering in ocean engineering Thesis, Massachusetts Institute of Technology, Department of Ocean Engineering, Massachusetts, 90 pp.

- Meybeck, M. & R. Helmer. 1989. The quality of rivers: From pristine stage to global pollution. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol.*, 75: 283 – 309.
- Milliman, J. D., C. Rutkowski & M. Meybeck. 1995. River discharge to the sea. A global river index (GLORI). LOICZ Reports and Studies, Texel, The Netherlands, 125 pp.
- Montecino, V., S. Giglio, C. González, J. León, M. A. Paredes, J. Riveros, D. Soto, P. Uribe & C. Vargas. 2005. Distribución de propiedades bio-ópticas y de la diversidad de tamaños del fitoplancton: comparación entre el norte y el sur del mar interior de Chiloé (agosto y noviembre de 2004). En: Comité Oceanográfico Nacional (Ed.). Informes preliminares Crucero Cimar 10 Fiordos, Valparaíso, pp.57 - 70.
- Montecino, V., P. Uribe, H. González, C. González, J. Riveros, G. Alarcón, S. Giglio & A. Paredes. 2006. Variabilidad interanual de las condiciones bio-ópticas y de la diversidad de tamaños de fitoplancton del mar interior de Chile. En: Comité Oceanográfico Nacional (Ed.). Informes preliminares Crucero Cimar 11 Fiordos, Valparaíso, pp. 83 - 96.
- Niemeyer, H. & P. Cereceda. 1984. Hidrografía. En: Instituto Geográfico Militar (Ed.). Geografía de Chile, Santiago, Vol. 8, 320 pp.
- Nilsson, M. & O. Pizarro. 2009. Geostrophic water exchange in the Reloncaví estuary. En: Libro de resúmenes XXIX Congreso de Ciencias del Mar, Talcahuano, 25 - 28 de mayo de 2009, pp. 171.
- Nixon, S., W. J. Ammerman, L. P. Atkinson, V. M. Berounsky, G. Billen, W. C. Boicourt, W. R. Boynton, T. C. Church, D. M. DiToro, R. Elmgren, J. H. Garber, A. E. Giblin, R. A. Jahnke, N. J. P. Owens, M. E. Q. Pilson & S. P. Seitzinger. 1996. The fate of nitrogen and phosphorous at the land-sea margin of the North Atlantic Ocean. *Biogeochemistry*, 35: 141 - 180.

- Officer, C. B. 1980. Box models revisited. En: P. Hamilton & K. B. McDonald (Eds.). Estuarine and wetland processes, with emphasis on modeling. Mar. Sci. Series, Plenum Press, New York, Vol. 11, pp. 65 - 114.
- Painchaud, J., D. Lefaiivre, J. C. Therriault & L. Legendre. 1996. Bacterial dynamics in the upper St. Lawrence estuary. *Limnol. Oceanogr.*, 41(8): 1610 - 1618.
- Palma, S., P. Apablaza & D. Soto. 2005. Hidromedusas y sifonóforos colectados en aguas de la X región (CIMAR 10 Fiordos). En: Comité Oceanográfico Nacional (Ed.). Informes preliminares Crucero Cimar 10 Fiordos, Valparaíso, pp. 85 - 90.
- Palma, S., D. Soto & F. Villenas. 2006. Sifonóforos y quetognatos de aguas interiores entre el seno Reloncaví y la Boca del Guafo. En: Comité Oceanográfico Nacional (Ed.). Informes preliminares Crucero Cimar 11 Fiordos, Valparaíso, pp. 113 - 122.
- Pantoja, S., J. L. Iriarte, M. H. Gutiérrez & C. Calvete. 2010. The southern Chile continental margin. En: K. K. Liu, L. Atkinson, R. Quiñones & L. Talaue-McManus (Eds.). Carbon and nutrient fluxes in continental margins. *Global Change – The IGBP series*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 265 – 273.
- Pavés, H. & H. González. 2009. Flujo de energía y material en los fiordos del sur de Chile: Análisis comparativo en las regiones de los fiordos Reloncaví (41-44°S) y Aysén (44-46°S). En: Libro de resúmenes XXIX Congreso de Ciencias del Mar. Talcahuano, 25 - 28 de mayo de 2009, pp. 216.
- Pickard, G. L. 1971. Some physical oceanographic features of inlets of Chile. *J. Fish. Res. Bd. Can.*, 28: 1077 – 1106.
- Pickard, G. L. & B. R. Stanton. 1980. Pacific fjords - A review of their water characteristics. En: H. J. Freeland, D. M. Farmer & C. D. Lerings (Eds.). *Fjord oceanography*. Plenum Press, New York, 51 pp.

- Prado - Fiedler, R. & J. Salcedo. 2008. Aporte fluvial y pluvial de nitrógeno y fósforo al fiordo Aysén y canales Jacaf – Ventisquero – Puyuhuapi. *Cienc. Tecnol. Mar.*, 31(2): 75 - 95.
- Pritchard, D. W. 1969. Dispersion and flushing of pollutants in estuaries. *Am. Soc. Civil Engineers. J. Hydraulics Div.*, 95(HYI):115 -124.
- Quiñones, R., M. H. Gutiérrez, G. Daneri, D. Gutiérrez A., H. González & F. P. Chavez. 2010. The Humboldt Current System. En: K. K. Liu, L. Atkinson, R. Quiñones & L. Talaue-McManus (Eds.). *Carbon and nutrient fluxes in continental margins. Global Change – The IGBP series. Springer-Verlag, Berlin*, pp. 44 - 64.
- Ramírez N., O. Pizarro, M. Castillo, W. Rojas & U. Cifuentes. 2009. Seiches internos en el estuario Reloncaví. Primer Congreso de Oceanografía Física, Meteorología y Clima, Universidad de Concepción, Concepción, Chile. 30 de septiembre al 2 de octubre de 2009.
[http://congresodoca.udec.cl/resumen_final/Dinamica_de_Estuarios_y_Zonas_Costeras/Nadin_Ramirez_R.pdf]. Revisado: 20 de junio de 2010.
- Redfield, A. C., B. H. Ketchum & F. A. Richards. 1963. The influence of organisms on the composition of sea-water. En: M. N. Hill (Ed.). *The Sea. John Wiley & Sons, New York*, pp. 26 - 76.
- Sakov, P. & J. S. Parslow. 2004. Optimisation technique for calculating water transport in a box model (Gippsland Lakes, Victoria, Australia). *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, 59: 417 - 428.
- Silva, N., H. 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., Valparaíso*, 30(2): 207 - 254.

- Silva, N., C. Calvete. & H. Sievers. 1997. Características oceanográficas físicas y químicas de canales australes entre Puerto Montt y laguna San Rafael (crucero CIMAR - Fiordo 1). *Cienc. Tecnol. Mar*, 20: 23 - 106.
- Silva, N., D. Guzmán & A. Valdenegro. 2000. Aysén Sound, Chile. En: Smith, S.V., V. Dupra, J.I. Marshall Crossland & C.J. Crossland (Eds). *Estuarine systems of the South American region: carbon, nitrogen and phosphorus fluxes. LOICZ Reports & Studies No. 15* ii + 87 pages, LOICZ, Texel, The Netherlands, pp. 55 - 64.
- Silva, N. & S. Palma (Eds.). 2006. *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, 162 pp.
- Schittkowsky, K. 1986. QLD: A FORTRAN code for quadratic programming. User's guide. Mathematisches Institut, Universität Bayreuth, Bayreuth, 10 pp.
- Soto, D. & F. Norambuena. 2004. Evaluation of salmon farming effects on marine systems in the inner seas of southern Chile: a large-scale mensurative experiment. *J. App. Ichthyol.* 20(6): 493 – 501.
- Testa J. M., W. M. Kemp, W. R. Boynton & J. D. Hagy III. 2008. Long - term changes in quality and productivity in the Patuxent river estuary: 1985 to 2003. *Estuaries coasts*, 31: 1021 - 1037.
- Valle-Levinson, A., N. Sarkar, R. Sanay, D. Soto & J. León. 2007. Spatial structure of hydrography and flow in a Chilean Fjord, estuario de Reloncaví. *Estuaries coasts*, 30(1): 113 - 126.

Vásquez, E. G. 2004. Plan de desarrollo turístico comunal de Cochamó. Tesis de administrador de empresas de turismo. Escuela Administración de Empresas de Turismo, Universidad Austral de Chile, Valdivia, 137 pp.

Weathers K. C. & G. E. Likens. 1997. Clouds in Southern Chile: an important source of nitrogen to nitrogen-limited ecosystem?. *Environ. Sci. Technol.*, 31: 210 - 213.