

PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATÓLICA DE VALPARAÍSO

FACULTAD DE CIENCIAS DEL MAR Y GEOGRAFÍA

ESCUELA DE CIENCIAS DEL MAR

Variabilidad intramareal de la temperatura, salinidad, oxígeno disuelto y nutrientes inorgánicos en el fiordo Reloncaví y golfo Corcovado (CIMAR 12 y 17 Fiordos).

Trabajo de Titulación para optar al Título de Oceanógrafo

Por

Kevin Hernaldo Coloma Diaz

Valparaíso

2016

Comisión de Titulación

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

Profesor Co-guía: Dr. Iván Pérez Santos.
(Centro i~mar, Universidad de Los Lagos)

Profesor: Dr. Mario Cáceres Muñoz.
(Universidad de Valparaíso)

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 con fines académicos.

Kevin Hernaldo Coloma Díaz

DEDICATORIA

Pedro Lemebel alguna vez deseó,
que los niños con una alita rota volaran.

A ellos.

AGRADECIMIENTOS

A mis padres, Victor y Patricia, por el amor incondicional, aceptación y apoyo durante toda mi vida.

A Daniel Donoso, por estar presente en este momento, enseñarme a vivir, prestarme su apoyo y compañía.

A mis hermanos y familiares, por su cariño y compañía.

A mis compañeros de universidad, gracias por prestarme ayuda y alegrarme el día.

A mi comisión de titulación, Nelson Silva, Iván Pérez y Mario Cáceres, gracias por su disposición y ayuda.

A todos los compañeros profesionales a los que alguna vez les consulte, gracias.

A CENDHOC por facilitarme la información que requería para hacer de este trabajo de titulación.

Al Laboratorio de biogeoquímica marina y LABGEI por la hospitalidad al facilitarme de sus espacios para mi formación.

A todo aquel que estuvo presente en esta larga tarea.

CONTENIDOS

Comisión de Titulación.....	i
AUTORIZACIÓN DE USO.....	ii
DEDICATORIA.....	iii
AGRADECIMIENTOS.....	iv
CONTENIDOS.....	v
RESUMEN.....	vi
ABSTRACT.....	vii
INTRODUCCIÓN.....	1
OBJETIVOS.....	5
HIPÓTESIS.....	6
MATERIALES Y METODOS.....	7
RESULTADOS.....	18
DISCUSIÓN.....	36
CONCLUSIÓN.....	50
REFERENCIAS.....	52
FIGURAS.....	61
TABLAS.....	83

RESUMEN

Durante los cruceros CIMAR 12 y 17 Fiordos, se realizaron dos estaciones oceanográficas de alrededor de 24 horas cada una. Una en un ambiente altamente estratificado (estación 5) y otra en un ambiente cuasi homogéneo (estación 33), ubicadas en el fiordo Reloncaví y golfo Corcovado respectivamente. Estas estaciones se denominaron Yo-yo, haciendo referencia al método de muestreo que consistió en realizar varios lances periódicos, en un mismo lugar, cada 1 o 3 h, durante dos ciclos de marea semidiurna.

La estación 5, presentó una estructura vertical de dos capas, separadas por una haloclina, termoclina, picnoclina, oxiclina y nutriclinas (NO_3^- , PO_4^{3-} y $\text{Si}(\text{OH})_4$), las que fluctuaron en profundidad durante el transcurso en período de medición. Mientras que, la estación 33, presentó una estructura cuasi homogénea en toda la columna de agua.

La mezcla en la estación 5 fue dominada en más de un 50 % del tiempo de medición, por procesos de doble difusión convectiva, mientras que, la estación 33 estos no superaron el 15 %. Esto sugiere que el proceso de doble difusión convectiva de la estación 5 favorecen la difusión vertical de nutrientes en zonas estratificadas. Por otro lado, los procesos de difusión debido a la formación de dedos de sal, no fueron influyentes en ambas estaciones, con aportes iguales o menores al 1% en los procesos de mezcla. A su vez, las series de tiempo de difusión vertical en la estación 5, evidenciaron que ella ocurre de forma homogénea y de mayor magnitud (10^{-3} - 10^{-7} μMcm^{-1}) que en la estación 33, donde la difusión vertical fue irregular y de menor magnitud (10^{-4} - 10^{-7} μMcm^{-1}).

La estación 5, presentó una picnoclina bien desarrollada, lo cual permitió calcular, mediante el método de Knudsen, el transporte horizontal de agua que egreso e ingreso al fiordo por las capas superficial y profunda, respectivamente. También permitió calcular la cantidad de nutrientes transportados al interior y fuera del fiordo. En el caso de la estación 33, no se detectó picnoclina, presentándose solo una capa de mezcla (la zona no corresponde a un sistema semicerrado, por lo que, no se utilizó el método de Knudsen).

La correlación de Pearson realizada entre las fluctuaciones del nivel del mar (mareas) y las de los nutrientes, en las estaciones 5 y 33, a distintas profundidades, no presentaron un patrón coherente en cuanto a su fase. Estas fueron tanto positivas como negativas, a las distintas profundidades. La capa superficial de la estación 5 (> 20 m), escapó a este patrón general, ya que la correlación de NO_3^- y PO_4^{3-} con el nivel del mar, desfasada en 3 horas, fue significativa y positiva. Por otro lado, las correlaciones del flujo de nutrientes con respecto a la profundidad de la picnoclina (Estación 5) o la profundidad de la capa de mezcla (Estación 33), no fueron significativas.

Los resultados permitieron inferir que, la variabilidad de la concentración de los nutrientes se debe a varios procesos simultáneos. En las estaciones 5 y 33, los nutrientes ingresan-salen debido a transportes horizontales y la mezcla vertical fertiliza con estos las zonas más someras. A su vez, es sabido que este ciclo de nutrientes está afectado por otros procesos, como por ejemplo, la acción del viento y la acción fotosintética, los cuales no fueron considerados en este trabajo, debido a que no se dispuso de esa información.

ABSTRACT

During CIMAR-Fiordo 12 and 17 cruises, two oceanographic stations were performed for about 24 hours each one. One of them (station 5) corresponds to a highly stratified environment, while the second one (station 33) to a quasi-homogeneous environment, located in the Reloncaví fjord and Corcovado Gulf, respectively. These stations were called “Yo-yo”, referring to the sampling method which consisted of several periodic oceanographic casts in the same place, every 1 or 3 hours, during two semidiurnal tide cycles.

Station 5, presented a two layers vertical structure, separated by an halocline, thermocline, pycnocline, oxycline and nutriclines (NO_3^- , PO_4^{3-} y Si(OH)_4), which fluctuated in depth during the measurement period. While the station 33, presented a quasi-homogeneous structure along the whole water column.

The mixing in station 5 was dominated by double convective diffusion processes by more than 50% on the overall measurement period, whereas station 33 did not exceed 15%. This suggests that the process of double convective diffusion in station 5 favors the vertical diffusion of nutrients in stratified areas. Furthermore, diffusion processes due to the formation of salt fingers, were not significant in both stations, with minor contributions to 1% or less to the mixing processes. In turn, the time series of vertical diffusion in station 5, showed that it occurs homogeneously and with greater magnitude (10^{-3} - 10^{-7} μMcms^{-1}) than the station 33, where the vertical diffusion was irregular and with lower magnitude (10^{-4} - 10^{-7} μMcms^{-1}).

Station 5, presented a well-developed pycnocline, which allowed to calculate, using the Knudsen method, horizontal transport of water that flowed in and out in the fjord by the surface and deep layers, respectively. This also allowed to calculate the amount of nutrients transported into and out of the fjord. In the case of station 33, pycnocline was not detected, presenting only a mixed layer (the area was not a semi-closed system, so that the Knudsen method was not used).

The Pearson correlation between fluctuations in the sea level (tides) and nutrients in stations 5 and 33, at different depths, did not show a consistent pattern in their phase. They were both positive and negative, at different analyzed depths. The surface layer of station 5 (> 20 m), did not followed this general pattern, since the correlation of NO_3^- and PO_4^{3-} with sea level, with three hours lag, was significant and positive. On the other hand, correlations flow of nutrients with respect to the depth of the pycnocline (Station 5) or the depth of the mixed layer (Station 33), were not significant.

The results allowed to infer that the variability of the nutrients concentration is due to several simultaneous processes. At stations 5 and 33, nutrients flow in or out due to horizontal transport and the vertical mixing fertilizes the shallower layer, with these nutrients. In turn, it is known that this nutrient cycle is affected by other processes, for example, the wind and the photosynthetic action, which were not considered in this work, because this information was not available.

1. INTRODUCCION

Los fiordos son estuarios de latitudes altas que suelen ser largos en relación a su ancho, profundos y con paredes laterales empinadas. Normalmente poseen uno o más umbrales en su boca y por lo general reciben descargas de ríos en sus tramos superiores (Farmer *et al.*, 1983).

Los estuarios y otros ecosistemas costeros "semi-cerrados" son zonas de interacción geoquímica y biológica, los cuales intercambian (o transportan) grandes cantidades de materia y energía, conectando los sistemas terrestres con el océano abierto. El cambio climático y/o la actividad humana, están provocando alteraciones en el aporte de agua dulce, tanto en calidad como en cantidad, entre los sistemas terrestres y oceánicos costeros. Esto, está afectando al contenido y distribución los nutrientes en los estuarios y por lo tanto a la salud de estos ecosistemas. Investigar y entender estos procesos es clave para el manejo sostenible de los fiordos, ecosistemas estuarinos y de los fiordos chilenos en particular (Iriarte *et al.*, 2010).

Los aspectos ambientales necesarios a conocer en los sistemas acuáticos estuarinos, son sus parámetros físicos (temperatura y salinidad) y químicos (oxígeno disuelto y nutrientes), entre otros. Estos componentes son importantes para entender la dinámica de la productividad marina de la zona. (Silva *et al.*, 2008).

La zona de fiordos de Chile austral es un sistema altamente heterogéneo y con una geografía muy desmembrada la que consiste en diversas micro-cuenca, que conforman una de las áreas estuarinas más grandes del mundo (Hellmuth & Silva, 2006). En su interior se originan una serie de sistemas estuarinos producto de la interacción de aguas salinas oceánicas y aguas dulces provenientes de aportes de lluvias, ríos, glaciares y ventisqueros (Silva *et al.*, 1998,; 2006; Guzmán *et al.*, 2002; Cáceres *et al.*, 2002,; 2003; Valle-Levinson *et al.*, 2007; Soto-Mardones *et al.*, 2009). En estos estuarios la capa de agua dulce/salobre fluye por la superficie hacia la boca del fiordo mientras que por la capa inferior, agua oceánica más salada entra al fiordo (Sievers & Silva, 2006). A su vez el agua salada que ingresa es sacada por mezcla con el agua dulce de la capa superficial lo que produce un

ascenso de agua y sal hacia superficie (entrainment) (Officer, 1976; Farmer & Freeland, 1983; Dyer, 1997, Cifuentes, 2012).

La circulación en la zona de estuarios Patagónicos chilenos, en general, está conformada por una estructura vertical de doble capa, donde el encuentro de agua dulce proveniente de los ríos con agua salada oceánica, causa que el agua dulce menos densa, fluya cerca de la superficie hacia la boca del estuario. Bajo esta capa, se desarrolla un flujo más denso de dirección contraria, conocido como circulación estuarina positiva (Silva *et al.*, 1995; Castillo *et al.*, 2006).

Dentro de los ciclos químicos que ocurren en el océano y en particular en los fiordos, destaca el ciclo de los nutrientes, los que son utilizados en la generación de compuestos orgánicos a través de la fotosíntesis. Estos ecosistemas de fiordos chilenos, son fertilizados con fosfato y nitrato provenientes del océano adyacente, los que ingresan por la zona subsuperficial y profunda. En el caso de los silicatos, estos son aportados por el agua dulce descargada por ríos y glaciares (Silva & Calvete, 2002, Silva & Guzmán, 2006, Iriarte *et al.*, 2007, Vargas *et al.*, 2008, Vargas *et al.*, 2010).

La doble difusión o mezcla diapicna, a través de la turbulencia, es la principal vía de transporte de nutrientes desde las capas profundas hacia aguas superficiales. A pesar de tener varios órdenes de magnitud menor que los procesos advectivos, los procesos diapicnicos son permanentes e irreversibles a escalas espaciales y temporales (Arcos-Pulido *et al.*, 2014). La doble difusión ocurre cuando no hay un equilibrio hidrostático entre la temperatura y salinidad. Cuando ambas variables decrecen con la profundidad, el proceso de doble difusión es llamado dedos de sal. En contraste, la convección difusiva ocurre cuando la temperatura y salinidad aumentan con la profundidad (You, 2002).

Se ha observado que la estación del año determina en gran medida la hidrología, biomasa y productividad del fitoplancton en estos ambientes. Sin embargo, mucha de la variabilidad observada es debida a procesos que ocurren en escalas de tiempo más cortas (procesos diurnos y semidiurnos), y ha sido asociada con la dinámica del sistema, en

procesos tales como remineralización de nutrientes, turbidez inducida por el viento y efecto de mareas (Valdes-Holguin, 1994).

En la actualidad, la zona de fiordos y canales chilenos está siendo intervenida fuertemente por las actividades forestales, turísticas y acuicultura, los que afectan directamente esta zona estuarina, aunque no necesariamente en forma negativa. Sin embargo, estas actividades provocan el ingreso de una gran cantidad de materia orgánica particulada y disuelta al sistema, alterando las condiciones naturales del estuario, lo cual podría llegar a causar grandes daños en el sistema natural (Silva *et al.*, 2006).

El crecimiento actual de las actividades humanas comerciales como la acuicultura en los fiordos chilenos ha aumentado en las últimas décadas, de 800 ton/año en 2003 a 1100 ton/año en 2013 (SERNAPESCA, 2014). Por lo tanto es de gran importancia entender y comprender los procesos que están presentes en el fiordo Reloncaví y sus zonas aledañas, de tal forma de contribuir a la generación de medidas ambientales en el uso sustentable de esta área, conservando así su integridad a la vez de asegurar su uso comercial.

Desde el estudio realizado en el Hudson 70 y descrito posteriormente por Pickard en 1971, sobre los fiordos australes chilenos, se realizaron una escasa cantidad de investigaciones en estas zonas (Silva *et al.*, 1995). Sin embargo, desde la década de 1990 se le ha dado una prioridad al conocimiento de los canales y fiordos chilenos, lo que ha permitido un mayor entendimiento de los procesos oceanográficos presentes en este sistema.

Con la finalidad de lograr el conocimiento de línea base y de los principales procesos oceanográficos que intervienen en la productividad de esta zona estuarina, el Comité Oceanográfico Nacional (CONA), desde 1994 ha co-financiando la realización de cruceros de investigación marina en áreas remotas, los cuales se conocen bajo el acrónimo CIMAR (Silva *et al.*, 2008). Los cruceros CIMAR han realizado, entre otros, el estudio oceanográfico de los canales y fiordos australes ubicados en las X, XI y XII (Seno Reloncaví hasta Cabo de Hornos) regiones del país, con un total de 1161 estaciones (Silva & Vargas, 2014).

Hasta la fecha, en la zona comprendida entre el estero Reloncaví y el golfo Corcovado, se han realizado una mayor cantidad de cruceros oceanográficos que en las áreas de fiordos de mayor latitud. En estos cruceros se realizan mediciones de parámetros físicos y químicos: temperatura, salinidad, oxígeno disuelto y nutrientes, entre otros. En dos de estos cruceros (CIMAR Fiordos 12 y 17), se realizaron mediciones repetitivas de mayor frecuencia en una misma estación oceanográfica, mediante la utilización de CTD-O y toma de muestras discretas, las cuales se denominan estaciones Yo-yo.

Debido a que la información de las estaciones Yo-yo esta poco investigada, se decidió efectuar su análisis oceanográfico con el objetivo de obtener información sobre procesos de alta frecuencia temporal (horaria), que afectan la distribución espacio-temporal de la temperatura, salinidad, oxígeno disuelto y nutrientes de la zona.

2. OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GENERAL

- Caracterizar y comprender la variabilidad intramareal (temporal-vertical) de temperatura, salinidad, oxígeno disuelto y nutrientes inorgánicos en el fiordo Reloncaví y el golfo Corcovado.

2.2 OBJETIVOS ESPECIFICOS

- Analizar la variabilidad de la temperatura, salinidad, oxígeno disuelto y los nutrientes inorgánicos nitrato (NO_3^-), fosfato (PO_4^{3-}) y silicato (Si(OH)_4) en dos ciclos de marea.
- Determinar el régimen difusivo dominante, asociado a coeficientes difusivos salinos.
- Determinar transporte advectivo horizontal y flujos difusivos verticales de nitrato, fosfato y silicato, para un sistema separado en dos capas.
- Comparar y contrastar las características oceanográficas entre el fiordo Reloncaví y golfo Corcovado.

3. HIPÓTESIS

“La variabilidad de la distribución espacio-temporal de los nutrientes inorgánicos, en dos ciclos de mareas, se debe, al efecto de los flujos difusivos verticales y al transporte advectivo horizontal”.

4. MATERIALES Y MÉTODOS

4.1 Antecedentes del área de estudio

El área de estudio se encuentra localizada en la zona norte de los fiordos y canales australes de Chile, entre el fiordo Reloncaví ($41^{\circ} 22' S$) y el Golfo Corcovado (Fig. 1). En la mitad superior del fiordo Reloncaví se reciben las descargas de los ríos: Petrohue ($Q= 278 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$), Cochamo ($Q= 20 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$) y Puelo ($Q= 670 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$) (Niemeyer & Cereceda, 1984; Leon, 2005) (Fig.1). Al mezclarse las aguas de los ríos con el agua marina, se generan aguas estuarinas que desembocan en la microcuenca del seno Reloncaví, para finalmente llegar al mar adyacente a través de los golfos Ancud y Corcovado (Silva *et al.*, 1995) (Fig. 2).

En el mar interior de la isla de Chiloé ($\sim 42.5^{\circ} S$, $74^{\circ} 0' W$), la distribución de masas de agua indica la presencia del agua subantártica (ASAA), entre 30 y 100 m de profundidad y bajo está se encuentra el agua ecuatorial sub-superficial (AESS), apreciable hasta 350 m (Silva *et al.*, 2009). Estas masas de agua son las que penetran en la región subsuperficial a través de la Boca del Guafo y ocupan el mar interior de Chiloé (Castillo *et al.*, 2015). Aquí la presencia de varias islas y constricciones entre los golfos de Ancud y Corcovado contribuyen a la mezcla turbulenta. La mezcla entre las aguas dulces y ASAA producen una masa de agua con salinidades entre 31 y 33 conocida como Agua Subantártica Modificada (ASAAM) (Silva & Palma, 2008) (Fig. 3).

La onda de marea de la zona ingresa por la Boca del Guafo, se desplaza a través del Golfo Corcovado hasta las islas Desertores, donde experimenta resonancia, proceso que aumenta la amplitud de la onda, llegando finalmente al Golfo Ancud y Seno Reloncaví. Debido a lo anterior, en el Golfo Corcovado se observan rangos de marea de ~ 2 m, mientras que en el Seno de Reloncaví se observan rangos de marea del orden de los 7 m (Aiken, 2008).

4.2 Muestreo y mediciones oceanográficas

4.2.1 Cruceros

Se adquirieron datos oceanográficos y se tomaron muestras de agua de mar in-situ, en 2 estaciones Yo-Yo (Tabla 1 y Fig. 1) de un total de 100, durante los cruceros CIMAR 12 y 17 fiordos (C12F y C17F) a bordo del buque oceanográfico AGOR 60 Vidal Gormaz (C12F) y a bordo del buque oceanográfico Abate Molina (C17F). El C12F fue realizado en 2 etapas; la etapa 1 (E1), desde el 08 al 24 de julio de 2006 (invierno) y la etapa 2 (E2) desde el 3 al 13 de noviembre de 2006 (primavera), mientras que, C17F fue realizado entre el 11 de octubre y el 19 de noviembre de 2010 (Tabla 2).

4.2.2 Temperatura, salinidad, oxígeno disuelto y nutrientes.

En cada estación oceanográfica, la temperatura (T°), salinidad (S) y oxígeno disuelto (OD) fue registrada mediante un perfilador vertical CTD-O Sea-Bird modelo 19 plus (Tabla 2), hasta una profundidad máxima 130 y 200 m (estaciones 33 y 5 respectivamente). Paralelamente se tomaron muestras de agua para el análisis de OD y nutrientes inorgánicos (NO_3^- , PO_4^{3-} y Si(OH)_4) con botellas Niskin adosadas a una roseta, en las profundidades estándar (0, 5, 10, 25, 50, 75, 100, 150 y 200 m), según la profundidad del lugar.

También se tomaron muestras de nutrientes en tres ríos (Puelo, Petrohue y Cochamo. Fig 1b), que influyen directamente en el fiordo Reloncaví. Se tomó una muestra superficial por río en el C12F etapas 1 y 2 y cuatro muestras por río en el C17F. Cabe destacar que estas muestras se asumen representativas y constantes de los ríos (Tabla 3).

Las estaciones Yo-yo, se muestrearon de dos formas. La primera, incluyó mediciones repetidas, cada 3 horas, a lo largo de un día aproximadamente. La segunda, incluyó mediciones repetidas cada 1 hora, denominada estación Yo-yo intensiva (Tabla 4). Las muestras para OD en función de corregir el sensor del CTDO, fueron tomadas y medidas solo en el primer y último lance de la serie de muestreo de la estación Yo-yo.

Las muestras para la determinación de OD se tomaron en matraces Erlenmeyer yodométricos, se fijaron y fueron analizadas abordo, de acuerdo al método de Winkler modificado por Carpenter (1965). Las muestras para nutrientes fueron tomadas en botellas asépticas de polietileno de alta densidad (50 mL) y se guardaron congeladas (-20 °C) según protocolo WOCE (Gordon *et al.*, 1993), hasta su análisis en tierra. Las tablas 2 y 4 resumen los cruceros y las actividades realizadas durante los periodos de muestreo.

4.3 Información hidrográfica

4.3.1 Descargas de agua dulce

El aporte de agua dulce que ingresa al fiordo Reloncaví se estimó a partir de mediciones diarias del caudal del río y precipitaciones que realiza la Dirección General de Aguas (DGA). De estas, se utilizaran los datos instantáneos a la toma de muestras, ya que se asume estacionalidad en el sistema (véase sección 4.6.1). Las mediciones utilizadas fueron: caudal del río Puelo en su estación Carrera Basilio (41°36,27' S y 72°12,38' W) y aportes debido a precipitaciones en su estación pluviométrica ubicada en Puelo Bajo (41°39' S y 72°18' N), que considera la precipitación, directa en el área cercana a la estación Yo-yo muestreada.

De acuerdo a la metodología de León (2005) y Cifuentes (2012), la descarga del río Petrohué fue estimada mediante una regresión lineal con el río Puelo. Para ello, se utilizaron registros de los años 1975-1981 del río Petrohue (Niemeyer & Cereceda, 1984), la cual presentó una correlación $r = 0,83$ (valor- $p = 0,0009$). En el caso del río Cochamó se considerara un caudal medio anual de $20 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Niemeyer & Cereceda, 1984). Una cuarta fuente relevante de agua dulce proviene de la central hidroeléctrica Canutillar que aporta al fiordo un caudal medio de $75,5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Minera Valparaíso, 2007).

4.3.2 Nivel del mar

Los datos de nivel del mar fueron proporcionados por el Servicio Nacional de Datos Hidrográficos y Oceanográficos de Chile (CENDHOC), mediante información disponible de mareógrafos instalados alrededor de las costas chilenas.

La serie de nivel del mar utilizada, corresponde a la del mareógrafo instalado en Puerto Montt ($41^{\circ}29,00'$ S y $72^{\circ}57,65'$ W). Estas fueron llevadas y ajustadas en fase y magnitud a las correspondientes estaciones de trabajo (Fig. 1). Además, se estimó la magnitud y frecuencia de sus componentes principales y se determinara el factor de forma (F) que indicara el régimen de mareas para las estaciones analizadas.

4.4 Análisis químicos de las muestras

El análisis de oxígeno disuelto (OD) se realizó a bordo, de acuerdo al método de Winkler modificado por Carpenter en 1965. Esta información se utilizó para la calibración de los datos obtenidos con el sensor de oxígeno del CTD-O.

Los análisis de nutrientes (PO_4^{3-} ; NO_3^- ; Si(OH)_4) se realizaron en el Laboratorio de Biogeoquímica Marina de la Escuela de Ciencias del Mar de la Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, mediante un autoanalizador de nutrientes y de acuerdo a las técnicas de Atlas *et al.* (1971).

4.5 Análisis de los resultados

4.5.1 Series de tiempo.

Cada estación muestreada se describió como sección vertical en función del tiempo, subdivididas en perfiles de dos capas; superior (0 hasta los 20 m de profundidad) e inferior (20 m hasta profundidad del último dato obtenido). Los gradientes de los datos estudiados se observaron en forma de contornos interpolados, mediante el uso de medias ponderadas.

4.5.2 Diagramas temperatura-salinidad y nutriente-salinidad.

El diagrama temperatura-salinidad, al igual que el diagrama nutriente-salinidad son métodos donde propiedades se grafican en función de una propiedad conservativa (salinidad o temperatura) (Fig. 4). Para ello se generaran diagramas T-S en función de las salinidades establecidas por Sievers & Silva (2006) (Tabla 5).

Las propiedades químicas disueltas no reactivas (sal) o que parecen no reaccionar debido a sus altas concentraciones, pueden ser usados como trazadores de mezcla entre el

agua de mar y agua dulce en estuarios (Cifuentes *et al.*, 1990). De tal forma que, las variaciones en las concentraciones y distribuciones de una sustancia (nutrientes) en el agua dulce pueden ser evaluadas con su relación con el campo de salinidades (Movellan, 2003).

4.6 Cálculos.

4.6.1 Balance de agua y sal (Método de Knudsen).

El balance de agua y sal, es un método que permite determinar transportes de volúmenes a partir de distribuciones verticales de salinidad. Se basa en el principio de la conservación de salinidad (Olmos, 2012). El método de Knudsen (1900) aplicado en su teorema hidrográfico permite estimar el caudal o transporte (Q) de agua y sal, bajo ciertas condiciones: turbulencia horizontal despreciable, estado estacionario y fluido incompresible ($\partial\rho/\partial t = 0$).

La relación de Knudsen supone la conservación integrada de volumen y sal en una cuenca, que tiene una fuente de agua dulce y un flujo de intercambio con el océano (Geyer, 2010). Esto permite, representar la circulación estuarina, en una capa superior (agua salobre) que sale del fiordo y otra capa inferior de agua salada que entra al fiordo (Cifuentes, 2012) (Fig 2).

Se definen las variables utilizadas en relación al método de Knudsen (Fig. 2). Q corresponde al volumen de agua que pasa por un área seccional vertical a una velocidad promedio ($Q = \bar{v} \cdot A$). El balance de volumen de agua y sal se logra al equilibrar los caudales de agua dulce, principalmente ríos y/o precipitaciones (Q_R), con el Q del agua salada que ingresa desde el mar al estuario por la parte inferior (Q_2) y un Q saliente por la parte superior del estuario con agua salobre, resultado de la mezcla de agua dulce y agua salada (Q_1):

$$Q_2 + Q_R = Q_1 \quad ; \quad Q_2 \cdot S_{A2} = Q_1 \cdot S_{A1}$$

Donde,

$Q_{2,1}$ = Caudal o transporte de agua que ingresa por la capa inferior del fiordo (sentido positivo) y caudal de agua que sale por la capa superior del fiordo (sentido negativo), respectivamente.

Q_R = Caudal de agua dulce que ingresa al fiordo por medio de ríos y precipitación (sentido positivo).

$S_{A2,1}$ = Salinidad absoluta promedio del agua que ingresa por la capa inferior del fiordo y salinidad absoluta promedio del agua que sale por la capa superior del fiordo.

A partir de ambas ecuaciones se puede dejar expresados los caudales Q_2 y Q_1 en función del caudal Q_R y las salinidades de la capa superior e inferior:

$$Q_2 = Q_R \left(\frac{S_{A1}}{S_{A2} - S_{A1}} \right) \quad ; \quad Q_1 = Q_R \left(\frac{S_{A2}}{S_{A2} - S_{A1}} \right)$$

Las capas asociadas a la salinidad promedio se obtendrán a partir de la profundidad de la pycnoclina (PP). Esta profundidad permitirán determinar una profundidad promedio de la haloclina para cada sección vertical (véase sección 4.6.2).

4.6.2 Transporte horizontal neto de nutrientes (TH).

El transporte neto de nutrientes para un día se obtendrá mediante la sumatoria de las concentraciones de nutrientes equidistantes (interpolados) para cada capa descrita por el caudal diario promedio. Se asume que la concentración y el caudal son uniformes y representativos en toda la sección transversal al fiordo. Finalmente el transporte neto se calcula integrando los valores para un siglo mareal (Alcantara *et al.*, 2012):

$$TH_{1,2} = Q_{1,2} \sum_t \sum_i C_i \quad ; \quad T_t = T_1 + T_2$$

Donde,

$TH_{1,2}$ = Transporte horizontal de nutrientes para un momento dado (capa superior o inferior).

$Q_{1,2}$ = Caudal o transporte promedio diario para la capa superior o inferior.

C_i = Concentración de nutrientes en el punto i-esimo de profundidad.

T_t = Transporte neto de nutrientes.

4.6.3 Estratificación vertical de la columna de agua.

La estratificación vertical puede definirse en función de la estabilidad vertical o de los gradientes verticales de densidad en la columna de agua. En estuarios esta estratificación puede definirse con la oscilación natural de una parcela de densidad ρ , conocida como la frecuencia de boyantez, oscilación natural de una parcela de agua desplazada verticalmente del equilibrio (Emery & Thomson, 1997), expresada como:

$$N^2 = -\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z}$$

Donde,

N = Frecuencia de boyantez

g = Aceleración de gravedad

ρ_0 = Densidad promedio de la columna de agua

$\frac{\partial \rho}{\partial z}$ = Gradiente vertical de densidad del agua de mar

Es así como esta frecuencia cuantifica la oscilación de un fluido estratificado (ciclos*s⁻¹) en torno a una posición de equilibrio.

4.6.4 Profundidad de capa de mezcla (PCM) y profundidad de pycnoclina (PP).

Se define la capa de mezcla como: el rango de profundidad a través del cual los flujos de superficie se están mezclando activamente por procesos turbulentos (Brainerd & Gregg, 1995), considerada comúnmente como la región superficial verticalmente cuasi-uniforme (temperatura, salinidad y densidad) (Lorbacher *et al.*, 2005).

El suministro de nutrientes hacia la capa superficial se inhibe por la supresión de la mezcla a través de la termoclina diurna. Por lo tanto, la consideración de la mezcla vertical, puede ser necesaria en este proceso (Brainerd & Gregg, 1995). Por ende, al modelar este sistema con precisión se comprenderá la dinámica de la capa de mezcla.

Para calcular la profundidad de la capa de mezcla (PCM) y la (PP) se utilizara el método de curvatura. Se define como la profundidad z en la que la diferencia de temperatura o densidad curvan un perfil significativamente (Lorbacher *et al.*, 2005), siendo el primer paso definir el gradiente vertical de la variable, ya sea temperatura o densidad:

$$g_v(i) = \frac{v(i) - v(i + 1)}{z(i) - z(i + 1)} \quad ; \quad c_v(i) = \frac{g_v(i) - g_v(i - 1)}{g_v(i - 1) - g_v(i)}$$

Donde,

$g_v(i)$ = Gradiente vertical iesimo de la variable a analizar (temperatura o densidad).

$v(i)$ = Variable iesima (temperatura o densidad).

$z(i)$ = Profundidad iesima.

$c_v(i)$ = Curvatura vertical iesima de la variable a analizar.

De tal forma que la PCM corresponde a la máxima curvatura obtenida luego de una serie de datos donde la varianza no supera las 0,025 unidades.

Para determinar la PP se utilizó un criterio similar, siendo los datos observados desde el nivel más inferior con el que se contaba información.

4.6.5 Régimen difusivo.

La razón de densidad (R_ρ) mide la contribución relativa de Θ y S_A para la estabilidad de la columna de agua (Tippins & Tomczack, 1983), definida por Kelley (1984), como:

$$R_\rho = \frac{\beta^\theta (S_A)_Z}{\alpha^\theta \theta_Z}$$

Donde $\alpha^\theta = -\rho^{-1} \left(\frac{\delta \rho}{\delta \theta} \right)$ es el coeficiente de expansión térmica, $\beta^\theta = -\rho^{-1} \left(\frac{\delta \rho}{\delta A_S} \right)$ es el coeficiente de contracción halina y ρ es la densidad de agua de mar.

El ángulo de Turner (Tu, expresado en grados), cuantifica la influencia de la temperatura y la salinidad en la estratificación de la columna de agua y es usado para determinar el tipo de régimen de la zona; doble difusión convectiva (DDC), dedos de sal (SF) o estratificada establemente (EE). Su ecuación se define como:

$$Tu = tg^{-1}[(\alpha^\theta \theta_Z + \beta^\theta (S_A)_Z), (\alpha^\theta \theta_Z + \beta^\theta (S_A)_Z)]$$

La interpretación de Tu adoptada en este estudio fue la utilizada por You (2002), donde: Tu entre -90 y -45, indican DD, Tu entre -45 y 45, indican EE y Tu entre 45 y 90 indican SF. A su vez, estas categorías se pueden subdividir, en fuerte (Tu entre ± 90 y ± 75), media (Tu entre ± 75 y ± 60) y débil (Tu entre ± 60 y ± 45).

4.6.6 Difusión vertical de nutrientes.

Difusión es el proceso por el cual, la materia se propaga de una parte de una región en un sistema, a otra región del mismo (Cranck, 1964).

Una consecuencia de la variabilidad espacial y temporal de los flujos turbulentos es que son dispersivos. Bajo ciertas condiciones, esto puede ser representado por un coeficiente de difusión de Fick (Monismith, 2010):

$$J = -K_Z \frac{\partial C}{\partial Z}$$

Donde,

J = Flujo de nutrientes

K_Z = Coeficiente de difusión de Fick vertical

$\frac{\partial C}{\partial Z}$ = Gradiente de concentración en profundidad

El flujo de nutrientes (partículas*m⁻²s⁻¹) es proporcional al gradiente negativo de la concentración y se interpreta como el área rellena por unidad de tiempo (Alonso, 2005).

El coeficiente de difusión a utilizar será el de la sal (K_Z = K_S), debido a su naturaleza, los nutrientes y la sal se comportan de forma similar (Arcos-Pulido *et al.*, 2014). El cálculo del coeficiente de difusión salino, se calculó de acuerdo a la formulación empírica de Kelley (1984, 1990) y Kelley *et al.* (2003):

$$K_S = K_{ST} + K_{SF}$$

$$K_{ST} = R_\rho K_T \left(\frac{R_\rho + 1,4(R_\rho - 1)^{3/2}}{R_\rho + 14(R_\rho - 1)^{3/2}} \right) \quad ; \quad K_{SF} = \frac{k^*}{(1 + (R_\rho/R_c))} + k^\infty$$

$$K_T = C(0,25 * 10^9 R_\rho^{-1,1})^{1/3} * 10^{-7} \quad ; \quad C = 0,0032 \exp\left(\frac{4,8}{R_\rho^{0,72}}\right)$$

Donde,

K_{SF} = Coeficiente de difusión salino por dedos de sal.

K_{ST} = Coeficiente de difusión salino por doble difusión convectiva.

K_T = Coeficiente de difusividad vertical del calor.

k* = Máxima difusividad diapicna (10⁻⁴ m²*s⁻¹).

R_c = Relación de densidad, cuando la mezcla debido a los dedos de sal cae bruscamente.

k[∞] = Constante de difusión turbulenta debido a los procesos no relacionados con la doble difusión (3*10⁻⁵ m²*s⁻¹).

C = Factor de flujo.

4.6.7 Tratamiento estadístico.

El coeficiente de correlación lineal r de Pearson (valor-p < 0.05) permitirá determinar el grado de asociación que hay entre las distintas concentraciones de nutrientes y la variaciones del nivel del mar, como también permitirá asociar gradientes verticales de

densidad y con sus respectivos flujos verticales de nutrientes. Dichos valores permitirán observar significancias en la columna de agua, asumiendo que:

- $r > 0,5$ correlación positiva; la concentración de nutrientes y el flujo de nutrientes varían significativamente con los cambios en el nivel del mar.
- $-0,5 < r < 0,5$ mala correlación; la concentración de nutrientes y el flujo de nutrientes no varían significativamente con los cambios en el nivel del mar.
- $r < -0,5$ correlación negativa; la concentración de nutrientes y el flujo de nutrientes varían significativamente con los cambios en el nivel del mar.

Además se calcularán promedios y desviaciones estándar para las variables temperatura, salinidad, densidad y nutrientes, que permitirán observar la estructura temporal de los nutrientes en un periodo diario.

4.7 Herramientas de análisis.

El procesamiento y visualización de los datos fue realizado con el software MATLAB R2013b, utilizando la caja de herramientas de optimización prevista en el paquete básico del software. Además se utilizarán herramientas adicionales anexadas al mismo software, m_map, t_tide y TEOS 10.

5. RESULTADOS

5.1 Perfiles promedio de temperatura (Θ), salinidad (S_A), frecuencia de boyantes (N^2), ángulo de Turner (Tu) y Razón de densidad (R_ρ).

5.1.1 CIMAR 12 Fiordos, etapa 1, estación 5.

La distribución vertical de la temperatura conservativa promedio (Θ) y salinidad absoluta promedio (S_A) presentaron una estructura de dos capas, una superficial (~5 m) y una profunda (~5 hasta los 150 m). La capa superficial estuvo influenciada por aguas de origen estuarino (AED, AES y AE), presentando una termoclina invertida, con un gradiente de $0,15 \text{ }^\circ\text{Cm}^{-1}$ y una haloclina, con un gradiente de $2,6 \text{ m}^{-1}$, posterior a ella se observa la capa profunda, influenciada por aguas de origen marino (ASAAM y ASAA), caracterizada por ser cuasi homogénea, con valores de alrededor de $11,2^\circ\text{C}$ y $31,5$ respectivamente (Fig. 6a y 6b).

La distribución vertical de la frecuencia de boyantez promedio (N^2), destaco por poseer valores con un valor máximo de 0.05 s^{-2} a los 5 m. A mayor profundidad la frecuencia de boyantes disminuyó a cantidades cercanas a 0 s^{-2} (Fig. 6c).

Las distribuciones verticales de la razón de densidad promedio (R_ρ) y el ángulo de Turner promedio (Tu) presentaron valores entre 0 y 1 y entre -65 y -45 los primeros 150 m de profundidad, indicando influencia por procesos de DDC (Fig. 16d y 16e).

5.1.2 CIMAR 12 Fiordos, etapa 2, estación 5.

La distribución vertical de Θ y S_A presentaron una estructura de dos capas, una superficial (~15 m) y una profunda (~15 hasta el fondo). La capa superficial estuvo influenciada por aguas de origen estuarino (AED, AES y AE), presentando un perfil decreciente de temperatura con un mínimo de 12°C a los 2 m, inmediatamente después se aprecia una termoclina, con un gradiente vertical de $-1,3 \text{ }^\circ\text{Cm}^{-1}$ y una haloclina, con un gradiente de $2,6 \text{ m}^{-1}$, posterior a ella se observa la capa profunda, influenciada por aguas de

origen marino (ASAAM y ASAA), caracterizada por ser cuasi homogénea alrededor de 11,2 °C y 31,5 respectivamente (Fig. 6f y 6g).

La distribución vertical de N^2 , destaco por poseer valores con un valor máximo de 0.06 s⁻² a los 5 m. A mayor profundidad la frecuencia de boyantez disminuyó a cantidades cercanas a 0 s⁻² (Fig. 6c).

La distribución vertical de R_p y Tu presentó valores entre -0,3 y 0 y entre -45 y -40 los primeros 40 m de profundidad, siendo estratificada establemente (EE), mientras que, bajo los 40 m hasta el fondo, se presentaron valores entre 0 y 1 y entre -75 y -45 respectivamente, indicando influencia por procesos de DDC (Fig. 6i y 6j).

5.1.3 CIMAR 17 Fiordos, estación 33 y 33-int.

La distribución vertical de la Θ presentó una estructura cuasi homogénea en toda la columna. La temperatura fluctuó en torno a los 11,5 °C con un decrecimiento monótono desde superficie a fondo (Fig. 6k y 6p).

La distribución vertical de la S_A , presento una estructura cuasi homogénea, influenciada principalmente por ASAA, con salinidades alrededor de 33 en todo el perfil analizado (Fig. 6l y 6q).

La distribución vertical de N^2 , al igual que la salinidad presento una estructura cuasi homogénea, con valores bajos alrededor de 0 s⁻² (Fig. 6m y 6r).

La distribución vertical de la R_p y el Tu presentaron valores entre $-\infty$ y 0 y entre -45 y 45 respectivamente, indicando estabilidad estratificada hasta los ~135 m de profundidad (Fig. 6n, 6o, 6s y 6t).

5.2 Coeficiente de difusión salina, doble difusión convectiva (K_{ST}) y dedos de sal (K_{SF}).

5.2.1 CIMAR 12 Fiordos, etapa 1, estación 5.

La distribución vertical del K_{ST} presentó valores que fluctuaron entre 10^{-6,5} y 10^{-5,5} m²s⁻¹ en la mayor parte de la columna. Bajo los 40 m de profundidad, se aprecia un leve

aumento en la dispersión de los datos (Fig. 7a). Mientras que la distribución vertical del K_{SF} se caracterizó por su escasa contribución al sistema (No mostrado).

Del total de datos obtenidos en la estación, el K_{ST} domino la mayor parte del perfil, con un 64,9 % de ocurrencia, de los cuales, en su mayoría resultan de eventos de menor intensidad (Fig 8a), mientras que la difusión por dedos de sal fue < 1 %.

5.2.2 CIMAR 12 Fiordos, etapa 2, estación 5.

La distribución vertical del K_{ST} se caracterizó por no presentar valores los primeros 35 m de profundidad. Bajo los 35 m de profundidad los valores de K_{ST} aumentan y fluctúan mayoritariamente entre $10^{-6,5}$ y $10^{-5,5} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, apreciándose dispersión hacia los valores cercanos a $10^{-4} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ (Fig. 7b). Mientras que la distribución vertical del K_{SF} se caracterizó por su baja contribución al sistema (No mostrado).

Del total de datos obtenidos en la estación, el K_{ST} domino la mayor parte del perfil, con un 52,8 % de ocurrencia, de los cuales, se presentaron eventos mayoritariamente bajos y ocurrencias menores de eventos medios y altos (Fig. 8b), mientras que la difusión por dedos de sal fue < 1 %.

5.2.3 CIMAR 17 Fiordos, estación 33 y 33-int.

La distribución vertical del K_{ST} presentó una escasa contribución al sistema en toda la columna (Fig. 7c y 7d). Mientras que la distribución del K_{SF} presento una baja contribución al sistema (No mostrado).

Del total de datos obtenidos en la estación 33, el K_{ST} tuvo escasa participación, con un 12,5 y 7,9 % de ocurrencia respectivamente y un predominio de los eventos de baja magnitud (Fig. 8c y 8d), mientras que la difusión por dedos de sal fue < 1 %, en ambas ocasiones.

5.3 Perfil de oxígeno disuelto (OD) y nutrientes.

5.3.1 *CIMAR 12 Fiordos, etapa 1, estación 5.*

El perfil de OD presentó una estructura de dos capas, una superficial (0 - ~5 m) y una profunda (~5 hasta el fondo). En la capa superficial se apreció una oxiclina con una concentración media de $6,0 \text{ mL L}^{-1}$ y una desviación estándar media de $0,6 \text{ mL L}^{-1}$. La capa profunda se caracterizó por disminuir la [OD], hasta una capa cuasi homogénea con una concentración media de $3,1$ y una desviación estándar de $0,2 \text{ mL L}^{-1}$ (Fig. 9a; Tabla 5).

Los perfiles de nutrientes (NO_3^- , PO_4^{3-} y Si(OH)_4) presentaron una estructura de dos capas, una superficial (0-5 m) y una profunda (5 m hasta el fondo). En la capa superficial se apreció una nitratoquina ($1,9 \mu\text{Mm}^{-1}$) y fosfatoquina ($0,3 \mu\text{Mm}^{-1}$) y una silicoquina invertida ($-3,6 \mu\text{Mm}^{-1}$) con concentraciones medias de $11,2$, $1,1$ y $54 \mu\text{M}$ y desviaciones estándar medias de $2,3$, $0,2$ y $13 \mu\text{M}$ respectivamente. La capa profunda se caracterizó por aumentar la $[\text{NO}_3^-]$ y $[\text{PO}_4^{3-}]$ y disminuir la $[\text{Si(OH)}_4]$, alcanzando concentraciones medias de $29,8$, $2,5$ y $42 \mu\text{M}$ y desviaciones estándar de $0,6$, $0,1$ y $4 \mu\text{M}$ respectivamente (Fig. 9b, 9c y 9d; Tabla 5).

5.3.2 *CIMAR 12 Fiordos, etapa 2, estación 5.*

El perfil de OD presentó una estructura de dos capas, una superficial (0-25 m) y una profunda (25 hasta el fondo). En la capa superficial se apreció máximo a los 5 m, para luego dar paso a una oxiclina con una concentración media de $8,5 \text{ mL L}^{-1}$ y una desviación estándar de $0,6 \text{ mL L}^{-1}$. La capa profunda se caracterizó por disminuir la concentración de OD formando una capa cuasi homogénea, con concentración media de $4,0$ y una desviación estándar de $0,3 \text{ mL L}^{-1}$ (Fig. 10.a; ; Tabla 5).

Los perfiles de NO_3^- , PO_4^{3-} y Si(OH)_4 presentaron una estructura de dos capas, una superficial (0-25 m) y una profunda (25 m hasta el fondo). En los perfiles analizados se apreció una nitratoquina ($1,1 \mu\text{Mm}^{-1}$) y fosfatoquina ($0,1 \mu\text{Mm}^{-1}$) y una silicoquina invertida ($-4 \mu\text{Mm}^{-1}$) en los primeros 10 m para luego seguir una silicoquina normal ($1,3 \mu\text{Mm}^{-1}$) entre 10 y 25 m, con concentraciones medias de $2,8$, $0,4$, 48 y $10 \mu\text{M}$ y desviaciones

estándar de 1,0, 0,1, 15 y 4 μM respectivamente. La capa profunda se caracterizó por aumentar la concentración de nutrientes, alcanzando concentraciones medias de 26,1, 2,4 y 26 μM y desviaciones estándar medias de 0,6, 0,1 y 4 μM (Fig. 10b, 10c y 10d; Tabla 5).

5.3.3 CIMAR 17 Fiordos, estación 33 y 33-int.

Los perfiles de OD presentaron comportamientos similares para las estaciones E33C17F y E33C17F-int. Se observan estructuras cuasi homogéneas en toda la columna, con concentraciones medias de 5,8 mL L^{-1} y desviaciones estándar de 0,1 mL L^{-1} en ambas estaciones (Fig. 11a y 12a; Tabla 5).

Los perfiles de nutrientes (NO_3^- , PO_4^{3-} y Si(OH)_4) presentaron comportamientos similares para la E33C17F y la E33C17F-int. Se observan estructuras cuasi homogéneas de las tres variables, con concentraciones medias de NO_3^- de 19,4 y 16,7 μM ; PO_4^{3-} de 1,8 y 1,7 μM ; y Si(OH)_4 de 9,6 y 8,1 μM respectivamente y sus respectivas desviaciones estándar de NO_3^- de ~ 0 y 0,1 μM ; PO_4^{3-} de ~ 0 y 0,1 μM ; y Si(OH)_4 de 1 y ~ 0 μM (Fig. 11b, 11c, 11d, 12b, 12c y 12d; Tabla 5).

5.4 Diagramas Temperatura-Salinidad y Nutrientes-Salinidad.

5.4.1 CIMAR 12 Fiordos, etapa 1, estación 5.

El diagrama temperatura-salinidad presentó aguas compuestas por AED, AES, AE, ASAAM y ASAA, con temperaturas que varían desde los 9 hasta los 11,5 $^{\circ}\text{C}$ (Fig. 13).

El diagrama nitrato-salinidad (NO_3^- -S), al igual que el diagrama fosfato-salinidad (PO_4^{3-} -S) presentaron patrones no lineales, ajustándose a curvas de tipo exponencial ($3,40e^{0,06x}$ y $0,28e^{0,07x}$ respectivamente), con coeficientes de correlación igual a 0,98 para ambos diagramas (Fig. 14a y 14b). El diagrama silicato-salinidad (Si(OH)_4 -S), no presentó una distribución definida, un ajuste exponencial decreciente otorgó un coeficiente de correlación de 0,65 y una curva expresada como $73,92e^{-0,02x}$ (Fig. 14c).

Los diagramas NO_3^- -S y PO_4^{3-} -S presentaron en las intercesiones de salinidad cero (rios) bajas concentraciones ($< 0,5$ μM). En zonas de agua salobre ($S < 33$), ambos

diagramas presentaron concentraciones inferiores a 25 y 2,5 μM respectivamente. Mientras que, salinidades superiores a 33 presentaron un aumento en la concentración de ambos nutrientes (Fig. 14a y 14b). El diagrama $\text{Si}(\text{OH})_4\text{-S}$ presentó un comportamiento disímil con una alta dispersión, las mayores concentraciones presentan bajas salinidades, mientras que las menores concentraciones presentan salinidades altas (Fig. 14c).

5.4.2 CIMAR 12 Fiordos, etapa 2, estación 5.

El diagrama temperatura-salinidad presentó aguas intervenidas por AED, AES, AE, ASAAM y ASAA, con temperaturas que varían desde los 10,5 hasta los 13 $^{\circ}\text{C}$ (Fig. 14).

Los diagramas nitrato-salinidad ($\text{NO}_3^- \text{-S}$) y fosfato-salinidad ($\text{PO}_4^{3-} \text{-S}$) presentaron patrones no lineales, ajustándose a curvas exponenciales ($9,70 \cdot 10^{-7} e^{0.52x}$ y $9,70 \cdot 10^{-7} e^{0.52x}$ respectivamente), con coeficientes de correlación igual a 0,98 y 0,99 respectivamente (Fig. 14d y 14e). El diagrama silicato-salinidad ($\text{Si}(\text{OH})_4\text{-S}$), no presentó una distribución definida, un ajuste exponencial decreciente otorgó un coeficiente de correlación de 0,64 y una curva expresada como $69,75 e^{-0.04x}$ (Fig. 14f).

Los diagramas $\text{NO}_3^- \text{-S}$ y $\text{PO}_4^{3-} \text{-S}$ presentaron en las intercesiones de salinidad cero (rios) bajas concentraciones ($< 0,5 \mu\text{M}$). En zonas de agua salobre ($S < 33$), ambos diagramas presentaron concentraciones inferiores a 15 y 1,8 μM respectivamente. Mientras que, salinidades superiores a 33 presentaron un aumento en la concentración de ambos nutrientes (Fig. 14d y 14e). El diagrama $\text{Si}(\text{OH})_4\text{-S}$ presentó un comportamiento disímil con una alta dispersión, las mayores concentraciones presentan bajas salinidades, mientras que las menores concentraciones presentan salinidades altas (Fig. 14f).

5.4.3 CIMAR 17 Fiordos, estación 33.

El diagrama temperatura-salinidad presentó aguas intervenidas por ASAAM y ASAA, con temperaturas que varían desde los 10 hasta los 11,5 $^{\circ}\text{C}$ (Fig. 13).

Los diagramas $\text{NO}_3^- \text{-S}$ y $\text{PO}_4^{3-} \text{-S}$ presentaron patrones lineales, sin embargo, la mayor precisión se obtiene al expresar la relación como curva exponencial ($0,20e^{0.14x}$ y

$0,21e^{0,07x}$ respectivamente), con un coeficiente de correlación igual a 0,83 y 0,72 respectivamente (Fig. 15a y 15b). El diagrama silicato-salinidad ($\text{Si(OH)}_4\text{-S}$), no presentó una distribución definida, un ajuste exponencial decreciente otorgó un coeficiente de correlación de 0,56 y una curva expresada como $4668e^{-0,19x}$ (Fig. 15c).

Los diagramas NO_3^- -S, PO_4^{3-} -S y Si(OH)_4 -S presentaron salinidades cercanas a 33, con concentraciones entre 15-20, 1,5-2,0 y 9-15 μM respectivamente (Fig. 15a, 15b y 15c).

5.4.4 CIMAR 17 Fiordos, estación 33 intensiva.

El diagrama temperatura-salinidad presentó aguas intervenidas por ASAAM y ASAA, con temperaturas que varían desde los 10 hasta los 11,5 °C (Fig. 13).

Los diagramas NO_3^- -S y PO_4^{3-} -S presentaron patrones lineales, sin embargo, la mayor precisión se obtiene al expresar la relación como curva exponencial ($0,01e^{0,24x}$ y $0,001e^{0,21x}$ respectivamente), con un coeficiente de correlación igual a 0.53 y 0.62 respectivamente (Fig. 15d y 15e). El diagrama silicato-salinidad ($\text{Si(OH)}_4\text{-S}$), no presentó una distribución definida, un ajuste exponencial decreciente otorgó un coeficiente de correlación de 0,56 y una curva expresada como $5556e^{-0,20x}$ (Fig. 15f).

Los diagramas NO_3^- -S, PO_4^{3-} -S y Si(OH)_4 -S presentaron salinidades cercanas a 33, con concentraciones entre 13-18, 1,3-1,8 y 9-13 μM respectivamente (Fig. 15d, 15e y 15f).

5.5 Nivel del mar.

La onda de marea registrada en la boca del fiordo Reloncaví presentó un comportamiento semidiurno ($F= 0,12$), con dos pleamares y dos bajamares en 24 h. Sus componentes armónicos principales de marea fueron: lunar principal semidiurna (M_2 ; $A=1,9$ m y $Fr=0,08$ ciclos* hr^{-1}), solar semidiurno principal (S_2 ; $A=0,79$ m y $Fr=0,08$ ciclos* hr^{-1}), diurno lunisolar (K_1 ; $A=0,28$ m y $Fr=0,04$ ciclos* hr^{-1}) y lunar diurno (O_1 ; $A=0,16$ m y $Fr=0,04$ ciclos* hr^{-1}). Los dos cruceros en el Reloncaví se realizaron en periodos de sicigia, con rangos de marea de 4 y 6 m respectivamente (Fig. 16a y 16b).

La onda de marea registrada al sur de las islas Desertores presentó un comportamiento semidiurno ($F= 0,10$), con dos pleamares y dos bajamares en 24 h. Sus componentes armónicos principales de marea fueron: lunar principal semidiurna (M_2 ; $A=1,89$ m y $Fr=0,08$ ciclos* hr^{-1}), solar semidiurno principal (S_2 ; $A=0,62$ m y $Fr=0,08$ ciclos* hr^{-1}), diurno lunisolar (K_1 ; $A=0,28$ m y $Fr=0,04$ ciclos* hr^{-1}) y lunar diurno (O_1 ; $A=0,15$ m y $Fr=0,04$ ciclos* hr^{-1}). Los dos cruceros en el Reloncaví se realizaron en periodos previos a sicigia, con rangos calculados de marea de 4 m (Fig. 17a y 17b).

5.6 Profundidad de la capa de mezcla (PCM) y profundidad de la picnoclina (PP).

5.6.1 CIMAR 12 Fiordos, etapas 1 y 2, estación 5.

En el fiordo Reloncaví, durante ambos muestreos, no se identificó una capa de mezcla, ya que la estratificación comenzó inmediatamente desde la superficie.

La PP en la estación E5C12FE1 varió entre los 7 y 18 m, con un promedio de 13,2 m. Su fluctuación temporal se caracterizó por poseer mínimos de profundidad entre 22:30 y 04:00 h y entre 08:00 y 17:00 h y máximos de profundidad fueron entre las 04:00 y 15:00, 19:00 y 21:30 h (Fig. 18a).

La estación E5C12FE2 presentó una PP que varió entre los 13 a los 33 m de profundidad, con un promedio de 20,7 m de profundidad. Su fluctuación temporal se caracterizó por poseer máximos de profundidad entre 10:00 y 14:00 h y entre 14:00 y 00:00 h y un mínimo de profundidad entre 00:00 y 12:30 h (Fig. 18b).

5.6.2 CIMAR 17 Fiordos, estación 33 y 33-intensiva.

Al sur de las islas Desertores, durante ambos muestreos, solo se identificó una capa de mezcla de gran variabilidad.

La estación E33C17 presentó una PCM que varió entre los 0 y 16 m de profundidad con un promedio de 2,8 m de profundidad. Su fluctuación temporal se caracterizó por poseer periodos de máximos significativos entre 17:00 y 22:00 y entre 11:00 y 15:00 h, mínimos menores al promedio y periodos donde este parámetro no fue detectado (Fig. 19a).

La estación E33C17 presentó una PCM que varió entre los 0 y 76 m de profundidad con un promedio de 15,2 m de profundidad. Su fluctuación temporal se caracterizó por poseer periodos de máximos significativos entre 05:00 y 07:30, mínimos menores al promedio y periodos donde este parámetro no fue detectado (Fig. 19b).

5.7 Series de tiempo.

5.7.1 CIMAR 12 Fiordos, etapa 1, estación 5.

Las series de tiempo de Θ , S_A y σ_t presentaron termoclina (invertida), haloclina y picnoclina (normales) en los primeros 10-15 m de profundidad. Estas fueron más intensas y profundas entre 21 y 03 h, más débiles y someras entre 03 y 12 h, para luego volver a intensificarse y profundizarse entre 12 y 21 h. Bajo los 10-15 hasta los 150 m de profundidad, se presentaron perfiles cuasi homogéneos (Fig. 20a, 20b y 20c).

La serie de tiempo de N^2 presentó valores positivos sobre los primeros 10 metros de profundidad. Estas fueron más intensas y profundas entre 21 y 03 h, más débiles y someras entre 03 y 12 h, para luego volver a intensificarse y profundizarse entre 12 y 21 h. Bajo los 10 m, entre los 15 y 40 m de profundidad se observa una zona de N^2 negativa, exceptuando entre las 08:00 y las 10:00 h. Mientras que la zona profunda (bajo los 40 m) es uniforme con valores de $\sim 0 \text{ s}^{-2}$ (Fig. 20d).

La serie de tiempo de OD presentó aguas bien oxigenadas en toda la columna. Las isoclinas de OD presentaron una mayor oxigenación los primeros 10-15 m de profundidad, superiores a 5 mL L^{-1} . Bajo los 5 m la [OD] decrece gradualmente, hasta llegar a valores no inferiores a 2 mL L^{-1} (Fig. 20e).

Las series de tiempo de $[\text{NO}_3^-]$ y $[\text{PO}_4^{3-}]$ presentaron capas superficiales con nitratoclina y fosfatoclina normales los primeros 15 m de profundidad. Bajo los 15 m, ambas variables presentaron perfiles cuasi homogéneos (Fig. 20f y 20g). La serie de tiempo de $[\text{Si}(\text{OH})_4]$ presentó estructuras cuasi homogéneas entre 05 y 21 h en toda la columna y silicoclinas invertidas los primeros 5 m, entre 05 y 21 h, mientras que la capa profunda

presentó un decrecimiento y homogenización parcial, con núcleos de menor concentración entre los 10-70 m y entre 07:00 y 21:00 h (Fig. 20h).

5.7.2 CIMAR 12 Fiordos, etapa 2, estación 5.

Las series de tiempo de Θ , S_A y σ_t presentaron capas superficiales con termoclina, haloclina y pycnoclina (normales) en los 15-20 m de profundidad. Estas presentaron leves variaciones horarias, con temperaturas entre 12,6-12 °C y salinidades 12-18, en los primeros 5 m de profundidad. Bajo los 15-20 m las capas profundas presentaron perfiles cuasi homogéneos (Fig. 21a, 21b y 21c).

La serie de tiempo de N^2 presentó valores positivos sobre los primeros 10 m de profundidad. Bajo los 10 m, entre los 15 y 40 m de profundidad se observa una zona de N^2 negativa. Mientras que la zona profunda (< 40 m) es uniforme con valores ~ 0 s⁻² (Fig. 21d).

La serie de tiempo de OD presentó aguas bien oxigenadas en toda la columna. Las isolineas de OD presentaron una mayor oxigenación en los primeros 20 m de profundidad, superiores a los 5 mL L⁻¹, destacando estructuras de alta oxigenación (> 8 mL L⁻¹). Bajo los 20 m el OD presentó perfiles cuasi-homogeneos alrededor de 4 mL L⁻¹ (Fig. 21e).

Las series de tiempo de $[\text{NO}_3^-]$, $[\text{PO}_4^{3-}]$ y $[\text{Si}(\text{OH})_4]$ presentaron capas superficiales con nitratoclina y fosfatoclina (normales) y silicoclina (invertida) los primeros 20 m de profundidad. Estas presentaron leves variaciones horarias en intensidad los primeros 5 m. En la capa profunda (bajo los 20 m), las isolineas de concentración se homogenizan parcialmente, pudiendo observarse núcleos de alta $[\text{NO}_3^-]$ y aumentos en la $[\text{PO}_4^{3-}]$ y $[\text{Si}(\text{OH})_4]$ hasta entre 00 y 12 y 03 y 12 h respectivamente (Fig. 21f, 21g y 21h).

5.7.3 CIMAR 17 Fiordos, estación 33 y 33-int.

Las series de tiempo de Θ , S_A y σ_t presentaron comportamientos similares para las estaciones E33C17F y E33C17F-int. En general ambas estaciones presentaron estructuras cuasi homogéneas en la mayor parte de la columna (Fig. 22a, 22b, 22c, 23a, 23b y 23c)

Las series de tiempo de N^2 presentaron comportamientos similares para las estaciones E33C17F y E33C17F-int. Ambas estaciones presentaron mayoritariamente valores uniformes alrededor de $\sim 0 \text{ s}^{-2}$ (Fig. 22d y 23d).

Las series de tiempo de OD presentaron comportamientos similares para las estaciones E33C17F y E33C17F-int. En general ambas estaciones presentaron estructuras cuasi homogéneas, alrededor de 5 mL L^{-1} (Fig. 22e y 23e).

Las series de tiempo de $[\text{NO}_3^-]$, $[\text{PO}_4^{3-}]$ y $[\text{Si}(\text{OH})_4]$ presentaron estructuras cuasi homogéneas en la mayor parte de la columna (Fig. 22f, 22g, 22h, 23f, 23g y 23h).

5.8 Conservación de agua y sal.

5.8.1 Aporte de agua dulce (estación 5).

El río Puelo, presentó un ciclo anual con caudales medios (Q) mensuales entre 400 y $1000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Los meses de Julio y Noviembre, presentaron el mayor aporte de agua dulce al sistema, con caudales alrededor de 1000 y $700 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ respectivamente. Mientras que, entre Enero y Abril se presentaron los menores aportes, inferiores a $600 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Fig. 24a).

La estimación del río Petrohué, presentó un ciclo anual con caudales (Q) medios mensuales entre 200 y $400 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Los meses de Julio y Noviembre, corresponden a los con mayor aporte de agua dulce al sistema, con caudales alrededor de 400 y $350 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ respectivamente. Mientras que, los meses entre Enero y Abril corresponden a los de menor aporte, inferiores a $300 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Fig. 24a).

La precipitación directa sobre el fiordo Reloncaví indicó en general un aporte menor respecto de la de los ríos Puelo y Petrohué, aportando caudales medios de 20,4 y $13,9 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ para Julio y Noviembre respectivamente (Fig. 24a).

La estimación de los caudales promedios mensuales de la precipitación directa, los ríos Puelo y Petrohué, incluyendo los valores medios de Canutillar ($75,5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) y Cochamó ($20 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) dió como resultado un ciclo estacional (Fig. 24a). La estación Yo-yo 5 en la etapa 1 y 2, presento respectivamente un Q promedio de $1994 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, en su primera etapa,

del cual el 95,0 % corresponden a aportes del río Puelo y Petrohue mientras que en la segunda etapa se estimó un Q promedio de $1561,8 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (Tabla 6), del cual el 93,0 % corresponden a aportes de ambos ríos (Fig. 24b).

5.8.2 Balance de agua y sal y transporte horizontal de nutrientes (TH).

5.8.2.1 CIMAR 12 Fiordos, etapa 1, estación 5.

Se estableció una relación lineal entre el transporte superficial y profundo con la PP, presentando un coeficiente de correlación $r= 0,67$ y un valor- $p= 0,05$.

En general, se observó que en la estación 5 el transporte superficial fue en dirección hacia la boca del fiordo, mientras que el transporte profundo es en dirección a la cabeza del fiordo, con diferencias aproximadas de $2.000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ entre los módulos de ambas variables, siendo el transporte profundo el mayor. Los dos transportes indican fluctuaciones de $7.000\text{-}20.000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ aproximadamente, con mínimos a las 20:00 y 16:00 h y máximos a las 06:00, 12:00 y 21:00 h (Fig. 25a; Tabla 7).

Los TH de NO_3^- , PO_4^{3-} y Si(OH)_4 presentaron, en general, comportamientos similares a los transportes superficial y profundo del fiordo, siendo los superficiales menores que los profundos, excepto el Si(OH)_4 que tendió a ser similar. Los TH de PO_4^{3-} resultaron, en general, menores que los de NO_3^- (10^{-5} y $10^{-4} \text{ }\mu\text{mols}^{-1}$ respectivamente), mientras que el TH de Si(OH)_4 fue el mayor de los tres nutrientes ($10^5\text{-}10^6 \text{ }\mu\text{mols}^{-1}$) (Fig. 25a; Tabla 7).

5.8.2.2 CIMAR 12 Fiordos, etapa 2, estación 5.

Se estableció una relación lineal entre el transporte superficial y profundo con la PP, presentando un coeficiente de correlación $r= 0,90$ y un valor- $p= 0,004$.

Al igual que en la etapa 1, se observó que el transporte superficial fue en dirección hacia la boca del fiordo, mientras que el transporte profundo es en dirección a la cabeza del fiordo, con diferencias aproximadas de $1.500 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ entre los módulos de ambas variables, siendo el transporte profundo el mayor. Los dos transportes indican fluctuaciones entre

$5.000-20.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ aproximadamente, con mínimos locales a las 11:00, 05:00 y 12:30 h y máximos locales a las 22:00 y 06:30 h (Fig. 25b; Tabla 8).

El transporte horizontal de NO_3^- , PO_4^{3-} y Si(OH)_4 indicaron comportamientos en general similares a los transportes superficial y profundo. Los transportes de NO_3^- , PO_4^{3-} y Si(OH)_4 profundos resultaron mayores que los superficiales, de los cuales, los transportes de PO_4^{3-} resultaron ser los menores ($10^3-10^4 \text{ } \mu\text{mols}^{-1}$). Los T de NO_3^- y Si(OH)_4 resultaron ser los más altos ($10^5-10^4 \text{ } \mu\text{mols}^{-1}$ respectivamente), mientras que la capa profunda se caracterizó por poseer los mayores transportes de NO_3^- y Si(OH)_4 ($10^5 \text{ } \mu\text{mols}^{-1}$) (Fig. 25b; Tabla 8).

5.9 Flujo vertical de nutrientes (J).

5.9.1 CIMAR 12 Fiordos, etapa 1, estación 5.

Los flujos verticales de los nutrientes NO_3^- y PO_4^{3-} , en general, fueron ascendentes. El nivel superficial (2 - 5 m) presentó los mayores J, alrededor de una media de $2 \times 10^{-3} \text{ } \mu\text{M cm s}^{-1}$ para ambos flujos. El nivel intermedio (5 - 10 m) presentó menores valores de J, fluctuando entre 10^{-4} y 5×10^{-4} , con medias de $10^{-4} \text{ } \mu\text{M cm s}^{-1}$. Mientras que, el nivel inferior (10 - 25 m) presentó los valores más bajos de las tres secciones observadas, con medias de 7×10^{-5} y $5 \times 10^{-5} \text{ } \mu\text{M cm s}^{-1}$ respectivamente (Fig. 26a y 26b; Tabla 9).

Los flujos verticales de Si(OH)_4 se caracterizaron por ser ascendentes y descendentes. El nivel superficial (2 - 5 m) presentó valores exclusivamente descendentes con magnitudes que fluctúan entre 10^{-3} y $10^{-4} \text{ } \mu\text{M cm s}^{-1}$ y una media de $-2 \times 10^{-3} \text{ } \mu\text{M cm s}^{-1}$. El nivel intermedio (5 - 10 m) presentó J exclusivamente descendentes y magnitudes alrededor de una media de $-4 \times 10^{-4} \text{ } \mu\text{M cm s}^{-1}$. Mientras que, el nivel inferior (10 - 25 m) presentó valores exclusivamente ascendentes, con magnitudes alrededor de una media de $6 \times 10^{-5} \text{ } \mu\text{M cm s}^{-1}$ (Fig. 26c; Tabla 9).

Los flujos verticales promedio (\bar{J}) de NO_3^- , PO_4^{3-} y Si(OH)_4 ubicados a estratos más profundos (25-50, 50-75 y 75-100 m) fluctuaron entre 10^{-5} y 10^{-7} para el NO_3^- , 10^{-5} y 10^{-6}

para el PO_4^{3-} y alrededor de 10^{-5} para el $\text{Si}(\text{OH})_4$, siendo ascendentes el NO_3^- y $\text{Si}(\text{OH})_4$ y mixta el PO_4^{3-} (Tabla 9).

5.9.2 CIMAR 12 Fiordos, etapa 2, estación 5.

Los flujos verticales de los nutrientes NO_3^- y PO_4^{3-} , en general, fueron ascendentes. El nivel superficial (2 - 5 m) presentó magnitudes que fluctuaron entre 10^{-5} - 10^{-4} y 5×10^{-7} - 5×10^{-6} $\mu\text{M cm s}^{-1}$ y medias de 2×10^{-4} y 2×10^{-5} $\mu\text{M cm s}^{-1}$ respectivamente. El nivel intermedio (5 - 10 m) presentó magnitudes entre 10^{-4} y 10^{-3} $\mu\text{M cm s}^{-1}$ y medias de 3×10^{-4} para ambas variables. Mientras que, el nivel inferior (10 - 25 m) presentó magnitudes alrededor de una media de 10^{-4} $\mu\text{M cm s}^{-1}$ para ambos nutrientes (Fig. 26d y 25e; Tabla 9).

Los flujos verticales de $\text{Si}(\text{OH})_4$ se caracterizaron por ser ascendentes y descendentes. El nivel superficial (2 - 5 m) presentó valores exclusivamente descendentes, con magnitudes entre 5×10^{-5} y 10^{-3} $\mu\text{M cm s}^{-1}$ y una media de -4×10^{-3} . El nivel intermedio (5 - 10 m) presentó J mixtos con valores descendentes desde las 09 hasta las 16 h y magnitudes alrededor de una media de -2×10^{-5} $\mu\text{M cm s}^{-1}$. Mientras que, el nivel inferior (10 - 25 m) presentó valores exclusivamente ascendentes, alrededor de 2×10^{-4} $\mu\text{M cm s}^{-1}$ (Fig. 26f; Tabla 9).

Los flujos verticales promedio (\underline{J}) de NO_3^- , PO_4^{3-} y $\text{Si}(\text{OH})_4$ ubicados a estratos más profundos (25-50, 50-75 y 75-100 m) fluctuaron entre 10^{-6} y 10^{-7} para el NO_3^- , 10^{-6} y 10^{-7} para el PO_4^{3-} y alrededor de 10^{-5} para el $\text{Si}(\text{OH})_4$, siendo ascendentes el $\text{Si}(\text{OH})_4$ y mixta el NO_3^- y PO_4^{3-} (Tabla 9).

5.9.3 CIMAR 17 Fiordos, estación 33.

Los flujos verticales de los nutrientes NO_3^- , PO_4^{3-} y $\text{Si}(\text{OH})_4$ se caracterizaron por ser ascendentes y descendentes en sus tres estratos (0 - 5, 5 - 10 y 10 -25 m). El NO_3^- presentó valores en su mayoría ascendentes, siendo el nivel superficial, la única mixta. Mientras que el \underline{J} de PO_4^{3-} y $\text{Si}(\text{OH})_4$ fue mixta. Los \underline{J} presentaron valores que fluctuaron alrededor de medias de -10^{-5} , -2×10^{-5} y -2×10^{-4} (NO_3^-), 8×10^{-6} , -10^{-6} y -10^{-6} (PO_4^{3-}) y 3×10^{-5} ,

-10^{-4} y 5×10^{-5} (Si(OH)_4) $\mu\text{M cm s}^{-1}$ en sus respectivos tres niveles (Fig. 27a, 27b y 27c; Tabla 9).

Los flujos verticales promedio (\underline{J}) de NO_3^- , PO_4^{3-} y Si(OH)_4 ubicados a estratos más profundos (25-50, 50-75 y 75-100 m) fluctuaron entre 10^{-5} y 10^{-6} para el NO_3^- , 10^{-7} y 10^{-8} para el PO_4^{3-} y entre 10^{-5} y 10^{-6} para el Si(OH)_4 , siendo ascendentes el NO_3^- y PO_4^{3-} y descendente el Si(OH)_4 (Tabla 9).

5.9.4 CIMAR 17 Fiordos, estación 33-int.

Los flujos verticales de los nutrientes NO_3^- , PO_4^{3-} y Si(OH)_4 se caracterizaron por ser ascendentes y descendentes en sus tres estratos (0 - 5, 5 - 10 y 10 -25 m). El NO_3^- y PO_4^{3-} presentaron valores en su mayoría ascendentes, siendo el nivel inferior exclusivamente de este tipo. Mientras que el \underline{J} de Si(OH)_4 fue mixta. Los \underline{J} presentaron valores que fluctuaron alrededor de medias de -2×10^{-5} , -9×10^{-6} y -2×10^{-5} (NO_3^-), -10^{-6} , 3×10^{-6} y -5×10^{-7} (PO_4^{3-}) y -8×10^{-6} , 10^{-5} y -2×10^{-5} (Si(OH)_4) $\mu\text{M cm s}^{-1}$ en sus respectivos tres niveles (Fig. 27d, 27e y 27f; Tabla 9).

Los flujos verticales promedio (\underline{J}) de NO_3^- , PO_4^{3-} y Si(OH)_4 ubicados a estratos más profundos (25-50) fluctuaron alrededor de 10^{-7} para el NO_3^- , 10^{-8} para el PO_4^{3-} y 10^{-6} para el Si(OH)_4 , siendo ascendentes el NO_3^- y PO_4^{3-} y descendente el Si(OH)_4 (Tabla 9).

5.10 Correlación de salinidad, nutrientes y flujos verticales de nutrientes.

5.10.1 CIMAR 12 Fiordos, etapa 1, estación 5.

5.10.1.1 Correlación con el nivel del mar (NM).

En el perfil de correlación del NM vs S_A se aprecian mayoritariamente bajas correlaciones. No obstante, se observan correlaciones positivas (50-60 %) a los 5 m y entre los 100 a ~130 m de profundidad, instantáneos al efecto de la marea (Fig. 28a).

El perfil de correlación de NM vs $[\text{NO}_3^-]$, $[\text{PO}_4^{3-}]$ y $[\text{Si(OH)}_4]$ presentaron correlaciones variadas. La $[\text{NO}_3^-]$ y $[\text{PO}_4^{3-}]$ presentaron asociaciones positivas (50-60 %) los primeros 20 m, 3 h luego del efecto de la marea; entre los 10-25, los 75 y los ~130 m se

aprecian correlaciones negativas (60-75 %) para la $[\text{NO}_3^-]$ instantáneamente al efecto de la marea (Fig. 28b y 28c). Mientras que el perfil de $[\text{Si}(\text{OH})_4]$ presentó asociaciones negativas (75-90 %) los primeros 15 m, instantáneamente al efecto de la marea, además, se presentaron asociaciones negativas (50-70 %) a los 10 m y entre 75-135 m, 3 h después del efecto de la marea (28d).

5.10.1.2 Correlación con la pycnoclina (PP).

La correlación de Pearson (r) entre los gradientes de densidad (Tabla 11) y el J ubicados en la PP, indicaron que: el flujo (J) de NO_3^- presentó una correlación de -0,43 y un valor-p de 0,25, el PO_4^{3-} presentó una correlación de -0,56 y un valor-p de 0,12 y el $\text{Si}(\text{OH})_4$ presentó una correlación de -0,13 y un valor-p de 0,77 (Tabla 12).

5.10.2 CIMAR 12 Fiordos, etapa 2, estación 5.

5.10.2.1 Correlación con el nivel del mar (NM).

En el perfil de correlación del NM vs S_A se aprecian correlaciones variadas. Bajo los 50 m hasta los 150 m se aprecian correlaciones positivas (50-75 %), instantáneos al efecto de la marea. Mientras que, a los 0 y 75 m se aprecia una correlación positiva (75 %) y negativa (55 %) respectivamente, 2,5 hr luego del efecto de la marea (Fig. 28e).

El perfil de correlación de NM vs $[\text{NO}_3^-]$, $[\text{PO}_4^{3-}]$ y $[\text{Si}(\text{OH})_4]$ presentaron correlaciones variadas. La $[\text{NO}_3^-]$ y $[\text{PO}_4^{3-}]$ presentaron correlaciones positivas (50-85 %) en superficie (0-10 m y 0-25 m respectivamente) y negativas (50-80 %) en profundidad (50-100 m y 75 y 150 m respectivamente), 3 h después al efecto de la marea (Fig. 28f, 28g). Mientras que, el perfil de correlación de $[\text{Si}(\text{OH})_4]$, presentó correlaciones negativas (50-55 %) los primeros 5 m, instantáneos al efecto de la marea (Fig. 28h).

5.10.2.2 Correlación con la pycnoclina (PP).

La correlación de Pearson (r) entre los gradientes de densidad (Tabla 11) y el J ubicados en la PP, indicaron que: el flujo (J) de NO_3^- presentó una correlación de -0,88 ($p =$

0,001), el PO_4^{3-} presentó una correlación de -0,89 ($p = 0,001$) y el Si(OH)_4 presentó una correlación de -0,85 ($p = 0,002$) (Tabla 12).

5.10.3 CIMAR 17 Fiordos, estación 33.

5.10.3.1 Correlación con el nivel del mar (NM).

En el perfil de correlación del NM vs S_A se aprecian mayoritariamente bajas correlaciones. Bajo los 25 hasta los 50 m se aprecian correlaciones positivas (50-75 %), instantáneas al efecto de la marea, además, se observa una relación negativa (~55 %) a los 100 m, instantáneo al efecto de la marea (Fig. 29a).

El perfil de correlación de NM vs $[\text{NO}_3^-]$, $[\text{PO}_4^{3-}]$ y $[\text{Si(OH)}_4]$ presentaron correlaciones variadas. La $[\text{NO}_3^-]$ presentó correlaciones positivas (50-55 %), entre los 25 y 50 m, instantáneo al efecto de la marea (Fig. 29b). La $[\text{PO}_4^{3-}]$ presentó asociaciones positivas (~60 %) y negativas (~60 %) en los 25 y 50 m respectivamente, instantáneos al efecto de la marea (Fig. 29c). Mientras que, el $[\text{Si(OH)}_4]$ presentó correlaciones positivas (50-60 %) entre los 5 a 10 m, instantáneo al efecto de la marea y a los 50 m, 3 h después del efecto de la marea (Fig. 28d).

5.10.3.2 Correlación con la capa de mezcla (PCM).

La correlación de Pearson (r) entre los gradientes de densidad (Tabla 11) y el J ubicados en la PCM, indicaron que: el flujo (J) de NO_3^- presentó una correlación de -0,77 y un valor- p 0,07, el PO_4^{3-} presentó una correlación de -0,36 y un valor- p de 0,43 y el Si(OH)_4 presentó una correlación de 0,54 y un valor- p de 0,21 (Tabla 12).

5.10.4 CIMAR 17 Fiordos, estación 33-int.

5.10.4.1 Correlación con el nivel del mar (NM).

El perfil de correlación de NM vs S_A indica que, ambas series de tiempo están bien correlacionadas. Bajo los 25 m hasta los 75 m se aprecian correlaciones positivas (60-85 %), inmediatas al efecto de la marea, además se aprecian correlaciones negativas (50-85 %) entre los 5 a 25 m, 3 h luego del efecto de la marea (Fig. 29e).

El perfil de correlación de NM vs $[\text{NO}_3^-]$, $[\text{PO}_4^{3-}]$ y $[\text{Si}(\text{OH})_4]$ presentan correlaciones variadas. Las $[\text{NO}_3^-]$ presentó una correlación positiva (50-60 %) a los 5 m y correlaciones negativas (50-60 %) entre los 75 y 100 m, ambas ocasiones luego del efecto de la marea (Fig. 29f). La $[\text{PO}_4^{3-}]$ presentó correlaciones positivas (70 y 95 %) en los 25, 50 y 100 m, instantáneos al efecto de la marea y una correlacion positiva (~50 %) y negativa (~70 %) a los 10 y 75 m respectivamente, 3 h después del efecto de la marea (Fig. 29g). Mientras que la $[\text{Si}(\text{OH})_4]$ presentó correlaciones negativas (55-75 %) entre los 50 y 75 m, intantaneo al efecto de la marea y positivas (55-70 %) a los 50 y 100 m, 3 h después del efecto de la marea (Fig. 29h).

5.10.3.2 Correlación con la capa de mezcla (PCM).

La correlación de Pearson (r) entre los gradientes de densidad y el J ubicados en la PCM, indicaron que: el flujo (J) de NO_3^- presento una correlación de 0,59 y un valor-p 0,09, el PO_4^{3-} presento una correlación de 0,28 y un valor-p de 0,58 y el $\text{Si}(\text{OH})_4$ presento una correlación de -0,41 y un valor-p de 0,32 (Tabla 10).

6. DISCUSIÓN

6.1 Perfiles promedio de temperatura (Θ), salinidad (S_A), frecuencia de boyantes (N^2), ángulo de Turner (Tu) y Razón de densidad (R_ρ).

De acuerdo a las estructuras de temperatura y salinidad descritas por Sievers (2006), se caracterizaron las estructuras promedios obtenidas para las estaciones 5 y 33.

La E5C12FE1 (invierno) presentó una estructura térmica con una termoclina invertida ($-0,15 \text{ }^\circ\text{Cm}^{-1}$), producto del enfriamiento y/o aporte de agua fría fluvial o glacial sobre una columna de agua cuasi homotermal más profunda. Por otro lado, la E5C12FE2 (primavera) presentó una estructura térmica con una termoclina ($1,3 \text{ }^\circ\text{Cm}^{-1}$), producto del calentamiento superficial, con inflexiones superficiales originadas por la advección externa más fría (Fig. 6). Las desigualdades entre ambas estaciones corresponderían a diferencias en las características hidrográficas del estrato superior como: la variación estacional en la radiación solar (que afectan la temperatura), y el caudal de los ríos Petrohué, Puelo y Cochamó (que disminuyen salinidad local) (Léon, 2005; Landaeta *et al.*, 2009). Mientras que, las estaciones E33C17F y E33C17F-int presentaron una columna prácticamente homoterma ($11,5 \text{ }^\circ\text{C}$), que puede llegar a grandes profundidades, debido a una fuerte mezcla vertical producto de los fuertes vientos y corrientes de mareas típicas de la zona (Sievers, 2006).

Las estaciones E5C12FE1 y E5C12FE2 presentaron estructuras salinas cuya capa superior posee salinidades bajas (< 25), produciendo fuertes haloclinas ($2,6 \text{ m}^{-1}$), y zonas profundas más homogéneas ($\sim 31,5$). Mientras que, la E33C17F y la E33C17F-int presentaron una estructura salina cuasi-homogénea (~ 33), asociada a una mezcla profunda producto del forzamiento del viento y la marea (Sievers, 2006).

La frecuencia de boyantez indicó una capa superior estable en la mayor parte de los perfiles analizados. Los máximos valores de N^2 ($0,05 \text{ s}^{-2}$) se obtuvieron entre los 2 y 7 m de profundidad en las estaciones 5 cercanas a la desembocadura del río Puelo (E5C12FE1 y E5C12FE2) (Fig. 6) lo cual es coincidente con lo descrito por Cifuentes (2012) y Ramírez

(2014). Bajo los 10 y 15 m respectivamente, la estratificación fue prácticamente nula ($\sim 10^{-2} \text{ s}^{-3}$). Mientras que, las estaciones E33C17F y E33C17F-int presentaron frecuencias de N^2 con órdenes de magnitud cercanas a 10^{-4} s^{-2} en toda la columna, indicativo de zonas con alta mezcla vertical (Landaeta *et al.*, 2011).

Los perfiles de T_u y la R_p indicaron que la estación E5C12FE1 está dominada mayoritariamente por procesos de DDC, la estación E5C12FE2 presentó una zona de estratificada establemente (EE) los primeros 30 m (i.e. no hubo una inversión térmica hasta esa profundidad), bajo los 30 m, hasta el fondo, el perfil fue controlado por procesos de DDC (Fig. 6). El gran dominio de la DDC en la estación 5 permite suponer que este mecanismo puede ser de gran importancia para la difusión en las aguas profundas (Zhou *et al.*, 2014), difusión que se estima también sería importante en zonas estuarinas. Por otra parte, las estaciones E33C17F y E33C17F-int resultaron ser dominadas por procesos de estabilidad estratificada en toda la columna.

La condición principal para la formación de DDC en la columna de agua de los fiordos chilenos, de acuerdo a Pérez-Santos *et al.* (2014), es: (1) afluencia de agua dulce fría de fusión del hielo glaciar y escorrentía de los ríos en la superficie y (2) la presencia de agua oceánica más cálida y salada por debajo. La presencia de estos cuerpos de agua (agua fría dulce suprayacente a agua tibia salada) favorece la transferencia ascendente de calor de las masas de agua de origen oceánico.

Por otra parte, los procesos asociados a dedos de sal (SF), son propios de zonas tropicales, subtropicales y de latitudes medias (Kelley, 2003; Kunze, 2003). Sin embargo, también se han encontrado evidencias de este proceso en aguas oceánicas frente a las costas chilenas (Leth *et al.*, 2004). Para la formación efectiva de dedos de sal tanto la temperatura y la salinidad deben disminuir con la profundidad (Stern, 1960).

6.2 Coeficientes difusivos por doble difusión (K_{ST}) y dedos de sal (K_{SF}).

El proceso de doble difusión convectiva (DDC) dominó en la estación 5, tanto en invierno como en primavera (Fig. 8a y 8b), mostrando valores de K_{ST} entre $10^{-7} - 10^{-5} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$.

El agua fría de baja salinidad se superpuso sobre el agua más cálida y salina, generando una capa estratificada, a lo que Rudels *et al.* (2009) denominan interface de difusión (picnoclina).

Aunque la interface difusiva es el límite interno de dos capas adyacentes donde se produce la mezcla (Castillo, 2012), relacionar la interfaz a procesos difusivos son discutibles (Zhou *et al.*, 2014), ya que se dificulta el análisis, al aplicarse a zonas donde la capa superficial y la interface son la misma.

Experimentos para determinar valores de difusión salinos (K_S) en la capa superficial, realizados por Cifuentes (2012) cerca de la desembocadura del río Cochamó en invierno, dieron como resultado valores del orden de $10^{-4} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, máximos en la picnoclina. Estos resultados discrepan con los obtenidos para la misma zona en el presente estudio, ya que como K_{SF} prácticamente no aporta a los procesos difusivos, el K_{ST} calculado para la estación 5 ($\sim 10^{-6} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$), es equivalente al K_S de Cifuentes (2012). Es probable que estas diferencias se deban a los diferentes métodos utilizados, ya que, Cifuentes (2012) determinó los K_S mediante la parametrización de Pacanowski & Philander (1981) y en este estudio se usó la parametrización de Kelley (1984; 1990).

Según el criterio de Pérez-Santos *et al.* (2014), la magnitud de los eventos difusivos para las estaciones E5C12FE1 y E5C12FE2 indicó que, estos periodos están dominados mayoritariamente por eventos de baja magnitud ($10^{-7} - 10^{-6} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$), con ocasionales eventos medios ($10^{-6} - 5 \times 10^{-6} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$) y fuertes ($5 \times 10^{-6} - 10^{-5} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$).

Las características térmicas y salinas de las estaciones E33C17F y E33C17F-int, expresadas en términos de sus respectivos K_{ST} y K_{SF} , permiten indicar que los procesos de DDC y DS tuvieron baja presencia (Fig. 7), lo que de acuerdo Leth *et al.* (2004), se puede inferir desde los bajos gradientes verticales de Θ , S_A y N^2 que presentaron estas estaciones.

La DDC ocurrió en más del 50% de los datos, para la estación 5 y como dedos de sal $< 1\%$ (Fig. 8), similar a las observaciones obtenidas por Pérez-Santos *et al.* (2014) para los fiordos norpatagónicos chilenos, siendo un punto coincidente, el aumento de la

intensidad y la disminución de estos eventos en profundidad. Por el contrario, las E33C17 y E33C17-int indicaron ocurrencias de DDC en un 12,5 y 7,9 % respectivamente y como dedos de sal < 1% (Fig. 8), lo que indica que en esta última oportunidad la DDC no fue importante, sugiriendo la importancia que tiene el régimen de marea en este lugar como forzante principal de la mezcla vertical.

6.3 Perfiles de oxígeno disuelto y nutrientes.

De acuerdo a las estructuras de temperatura y salinidad descritas por Silva (2006), se pueden caracterizar los perfiles promedio de nutrientes obtenidos para las estaciones E5C12FE1, E5C12FE2, E33C17F y E33C17F-int.

En general, todas las estaciones analizadas presentaron una buena oxigenación, esto se debe principalmente a procesos combinados que favorecieron estas condiciones. De acuerdo a (Silva, 2006), dichos procesos pueden ser: intercambio gaseoso con la atmósfera, mezcla vertical producida por el viento, advección de aguas más o menos oxigenadas y producción de oxígeno (fotosíntesis).

Las estaciones E5C12FE1 y E5C12FE2 presentaron perfiles constituidos por una capa superficial bien oxigenada ($> 6 \text{ mL}^{-1}$), seguida de una capa profunda con una clara tendencia a disminuir en profundidad (Fig. 9a y 10a), atribuido al consumo de OD producto de la descomposición de materia orgánica (Silva, 2006).

Las estaciones E33C17F y E33C17F-int presentaron perfiles de OD cuasi-homogéneos ($5 - 6 \text{ mL}^{-1}$; Fig. 11a y 12a), producto de la mezcla constante debido a la acción del viento (Silva, 2006).

Las estaciones E5C12FE1 y E5C12FE2 presentaron perfiles de NO_3^- y PO_4^{3-} constituidos por una capa superficial de baja concentración, con nitratoquinas ($1 - 2 \mu\text{Mm}^{-1}$) y fosfatoquinas ($0,1 - 0,4 \mu\text{Mm}^{-1}$). Estas estructuras se deben a la remineralización de la materia orgánica liberada y a la presencia de aguas de origen marino, combinadas con forzantes físicas (advección, difusión, mezcla, etc) y procesos biogeoquímicos (consumo de nutrientes) (Silva *et al.*, 1997; Cornejo, 2012), seguidas de una capa profunda cuasi-

homogénea (Guerra & Silva, 2004). El perfil de Si(OH)_4 presentó una silicoclina invertida ($-3,6 \mu\text{Mm}^{-1}$; E5C12FE1) y normal/invertida (-4 y $1,3 \mu\text{Mm}^{-1}$; E5C12FE2), seguidas de estructuras cuasi-homogéneas (Silva & Guzman, 2006), generadas por la mezcla con agua dulce (rica en Si(OH)_4) proveniente de ríos y glaciares adyacentes (Silva, 2006).

Las estaciones E33C17F y E33C17F-int presentaron estructuras de NO_3^- , PO_4^{3-} y Si(OH)_4 cuasi-homogéneas (~ 18 , $\sim 1,6$ y $\sim 11 \mu\text{M}$ respectivamente), posiblemente debido al bajo aporte de nutrientes en esa zona (Silva, 2006; Carrasco *et al.*, 2008) y la presencia de una mezcla que afecta a toda la columna, corrientes de marea, turbulencia debido a la presencia de las islas Desertores y del forzamiento del viento que, en algunas zonas puede homogenizar el contenido de nutrientes en la columna de agua (Silva, 2006).

6.4 Diagramas temperatura salinidad y nutriente-salinidad.

Se identificaron 5 masas de agua descritas de acuerdo a Sievers & Silva (2006). El diagrama temperatura-salinidad general (Fig. 13) presentó aguas exclusivas para la estación 5 (agua estuarina dulce, agua estuarina salobre y agua estuarina salada) y dos masas de agua en común con la estación 33 (agua subantártica modificada y agua subantártica).

El comportamiento de la mezcla, puede ser inferido desde los diagramas nutrientes-salinidad y de las curvas de mezcla que estas representen (Loeder & Richard, 1981).

Los diagramas nutrientes-salinidad de las estaciones E5C12FE1 y E5C12FE2 (Fig. 14), permitieron explicar más del 95% de la variabilidad vertical del NO_3^- y PO_4^{3-} y entre 60 y 70% de la del Si(OH)_4 . En el caso de las estaciones E33C17F y E33C17F-int estos diagramas explicaron más del 50% de la variabilidad de los nutrientes (Fig. 15).

Cifuentes *et al.* (1990) describen que la curvatura en un diagrama Nut-S, se debe al tiempo de residencia del nutriente analizado. Distribuciones que varían la concentración en un tiempo similar o inferior al tiempo de residencia del estuario podrán ser no lineales (fuente o sumidero), por lo tanto, datos que caen en línea recta, indican mezcla conservativa debido a residencias superiores al tiempo de residencia del estuario (Loder & Reichard,

1981). Otros factores que se deben tener en cuenta son: la marea, caudal del río (Cifuentes *et al.*, 1990) y la acción fotosintética, ya que, alteran la distribución de los nutrientes.

Los diagramas S-NO₃⁻ y S-PO₄³⁻ de la estación 5, pueden definir la naturaleza de la mezcla. Se particularizan 3 casos: el caso 1 (C1), donde las propiedades están en condiciones estables, con distribuciones lineales (Cifuentes *et al.*, 1990). Se deduce de lo anterior que, distribuciones sobre la recta indican fuentes de nutrientes y bajo esta indican sumideros (Loeder *et al.*, 1981); el caso 2 (C2), representado por E5C12FE1, indica un sumidero, con concentraciones superficiales bajas, propia de zonas estuarinas donde hay un lavado constante de las aguas producto de aportes de ríos y/o precipitaciones; el caso 3 (C3), representado por E5C12FE2, similar a C2, cuyas concentraciones han disminuido a ~0 μM (Fig. 30), debido al consumo por organismos fotosintetizadores y a la mezcla de aguas provenientes de derretimientos glaciares y precipitación, de baja concentración de nutrientes (Valdenegro *et al.*, 2003; Silva, 2006). Mientras que, el diagrama Si(OH)₄-S, presento un comportamiento disímil, sin embargo, se puede hipotetizar un perfil de dispersión parabólica que permita entender las concentraciones máximas en superficie, mínimas en aguas estuarinas y el aumento en la concentración en la capa inferior.

Las estaciones E33C17F y E33C17F-int presentaron diagramas curvos que podrían o no ser parte de una distribución exponencial. Un análisis detallado a los diagramas de esta estación, sugiere que para zonas con mayor influencia oceánica, los diagramas nut-s pueden estudiarse como una recta, priorizando límites acotados, para mejorar la visualización.

Sanders *et al.* (1997) determinaron que se puede calcular mediante diagramas nut-S el porcentaje de nutrientes adicionado o removido de una zona extrapolando linealmente dispersiones que en un principio tienen distribuciones exponenciales. De acuerdo a ese razonamiento, la función puede ser expandida y ser aplicada en otros criterios como el del porcentaje consumido aparente:

$$\%CA = \int_{s_1}^{s_2} \frac{f1(s) - f2(s)}{f1(s)} \cdot 100$$

Dónde:

%CA = Porcentaje consumido aparente.

S_1 y S_2 = Salinidad mínima y salinidad máxima del diagrama.

$f_1(s)$ y $f_2(s)$ = Función de correlación salinidad-nutriente.

6.5 Capa de mezcla (PCM) y profundidad de la pycnoclina (PP).

El fiordo Relonvaví, no presenta una capa de mezcla, sino que, una capa superficial constituida por una haloclina (pycnoclina) (Silva *et al.*, 1995; Daneri, 2007), la que se caracterizó por ser de espesor variable (Fig 17) (~5 - 30 m) y un gradiente alrededor de 2,6 m^{-1} . La estación 33 presentó una CM en sus dos muestreos, su espesor fue variable (0 - 70 m) y no se detectó una pycnoclina, debido principalmente a la cuasi-homogeneidad de la S y T. Palma & Silva (2004), describen una situación similar en esta zona, lo que según Cáceres *et al.* (2007) sería producto de la interacción del viento, la topografía submarina y las corrientes de marea.

La PP resultó ser una variable dinámica en un ciclo diario de marea, con valores promedio que alcanzan los 13 (E5C12FE1) y 20 m (E5C12FE2) de profundidad. Sin embargo, Castillo *et al.* (2012) estimaron, mediante la utilización de datos de CTD combinados con información de ADCP, que esta profundidad es menor a 12 m. Estas diferencias se deberían principalmente a que el método de la curvatura, para determinar la PP, es más sensible, por lo que estima mayores profundidades que las obtenidas por ellos.

Resultados similares se han descrito con distintas metodologías para zonas más australes. Calvete y Sobarzo (2010) estimaron la profundidad de la capa de agua dulce en la zona entre el Canal Moraleda y Estero Elefantes obteniendo una profundidad máxima de 8 m, siempre cercana a la cabeza de los fiordos, mientras que en el fiordo Aysén detectaron que esa capa de agua dulce puede llegar a profundidades de 15 m.

La PCM resultó ser una variable dinámica en un ciclo diario de marea, con valores promedios que alcanzaron los 3 (E33C17F) y 15 m (E33C17F-int) de profundidad y máximos de 16 y 76 m respectivamente. Sin embargo, en ocasiones no se detectó CM en

estación 33 (Figura 18). Silva *et al.* (1997) no informaron PCM para esta zona y solo indicaron que toda la columna era cuasi homogénea.

Bravo (2003) indicó que la profundidad de la termoclina (equivalente a la PP) y la PCM, es una estructura que varía interanualmente y están sujetas a cambios estacionales, por consiguiente, están condicionadas por distintos parámetros o forzantes, siendo uno de los principales, el viento.

6.6 Series de tiempo

Las estructuras estratificadas de temperatura (Θ), salinidad (S_A) y densidad (σ_t) en el fiordo Reloncaví, presentaron fluctuaciones estacionales (9,6 - 11,2° C, 6 - 30 S_A y 6 - 24 σ_t , E5C12FE1; 11 - 12,2 °C, 12 - 30 S_A y 9 - 24 σ_t , E5C12FE2) y horarias (variación de la profundidad de las isoclinas) en su capa superficial, constituida por la picnoclina, la cual está claramente separada de la profunda más homogénea (Fig. 20 y 21). Las variaciones anuales de la radiación solar en las latitudes intermedias (Olmos, 2012) y la alta tasa de renovación de las aguas superficiales (Silva *et al.*, 1999), provocan que la T y S superficial varíe significativamente entre la estación de invierno (E5C12FE1) y de primavera (E5C12FE2). Mientras que, según Alvarez-Borrego & Alvarez-Borrego (1982), la influencia de la marea sería significativa sobre la variación horaria de las propiedades T y S.

Las fluctuaciones de la capa profunda de esta zona resultaron ser más estables, siendo esto un rasgo en general y prácticamente permanente en escalas de tiempo diarias.

Las estaciones de la zona islas Desertores (E33C17 y E33C17-int; primavera) presentaron bajas fluctuaciones horarias de Θ , S_A y σ_t en toda la columna (Figs. 21 y 22). Castillo (2012), observó esta misma situación y lo explicó sobre la base de la presencia de una mezcla vertical intensa, producida por las corrientes de marea, lo que tiende a homogenizar la columna de agua

La frecuencia de boyantez (N^2), en las estaciones E5C12FE1 y E5C12FE2, presentó un rasgo hidrográfico común, con una capa estratificada estable (5 - 10 m de profundidad;

$N^2 > 0,01 \text{ s}^{-2}$), durante el período de medición. Valle-Levinson *et al.* (2007) indicó que bajo la capa boyante, el agua es relativamente homogénea ($N^2 > 0 \text{ s}^{-2}$). Sin embargo, en la estación 5, se identificó una zona relativamente inestable entre los 15 y 25 m, con valores de boyantes negativos, cercanos a 0 s^{-2} . En esta capa inestable, una parcela de agua podría presentar flujos ascendente y/o descendente, favoreciendo la mezcla vertical.

Las estaciones E33C17F y E33C17F-int poseen valores de N^2 cercanos a 0 s^{-2} , con leves zonas de boyantes negativa, implicando una zona relativamente inestable, lo que a su vez favorece la mezcla vertical.

El OD presentó, en general, altas concentraciones en todos los registros horarios en las cuatro estaciones oceanográficas analizadas ($\geq 5 \text{ mL L}^{-1}$ los primeros 20 m). La concentración de OD en la capa superficial de las estaciones E5C12FE1 y E5C12FE2 presentaron series que fluctuaron entre 5 y 8 mL L^{-1} y capas profundas con concentraciones inferiores a 4 y 5 mL L^{-1} respectivamente, como lo descrito por Montero *et al.* (2015). Mientras que, las estaciones E33C17F y E33C17F-int coinciden con lo descrito por Silva *et al.* (1997) al presentar perfiles cuasi homogéneos de bajas fluctuaciones entre 4 y 5 mL L^{-1} .

En la estacione 5, los nutrientes NO_3^- , PO_4^{3-} y Si(OH)_4 presentaron fluctuaciones estacionales y horarias. Las series de tiempo de las estaciones E5C12FE1 y E5C12FE2 presentaron estructuras que fluctúan en el tiempo, principalmente los primeros 20 m. En cuanto a la distribución vertical, las estaciones E5C12FE1 y E5C12FE2 mostraron cambios significativos en la columna, con una capa superficial de bajo contenido de NO_3^- y PO_4^{3-} y una profunda de alto contenido (fig. 20 y 21). De acuerdo a Silva *et al.* (1997) y Montero *et al.* (2015) esto se explicaría debido a la mezcla superficial de agua dulce pobre en NO_3^- y PO_4^{3-} y rica en Si(OH)_4 con agua de origen oceánico.

Las estaciones E33C17F y E33C17F-int mostraron en general baja variabilidad y gran homogeneidad de NO_3^- , PO_4^{3-} y Si(OH)_4 en toda la columna, fluctuando sus concentraciones alrededor de 18, 1,8 y 10 μM respectivamente, esto debido a la mezcla propia de la zona. Este sistema en periodo de sicigia presenta un perfil bien mezclado (Castillo com. pers), lo que se confirma con la cuasi-homogeneidad persistente.

6.7 Aportes de agua dulce (estación 5).

En sistemas estuarinos los cambios de densidad se deben en un 90% a los cambios en la salinidad y en un 10% por la temperatura (Pickard, 1973). A su vez las variaciones verticales y horizontales de la salinidad son reguladas por condiciones meteorológicas (pluviometría, viento), hidrológicas (aporte fluvial) y oceanográficas (mareas) (Ketchum, 1983; León, 2005), las que responden a escalas de tiempo interanuales (años secos o lluviosos), estacionales (verano - invierno) y horarias (mareas) (Ketchum, 1983).

Los aportes fluviales al fiordo Reloncaví mostraron una marcada variabilidad diaria y estacional (Fig 23). El aporte fluvial en el centro del fiordo, junto a la máxima curvatura del fiordo en ese lugar, podrían ser factores que modifican los balances dinámicos localmente (Castillo, 2012).

Los ríos Puelo, Petrohue, Cochamó y el desagüe de la central hidroeléctrica de Canutillar, que extrae agua desde el lago Chapo, son las principales fuentes registradas de agua dulce en el fiordo Reloncaví. Estos ríos, presentan un ciclo semi-anual, con un máximo en julio y noviembre (Fig. 24a). De acuerdo a los registros de la DGA, los caudales totales, fueron en promedio $1995 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (muestreo de invierno; E5C12FE1) y $1562 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (muestreo de primavera; E5C12FE2). Adicionalmente existen otros ríos pequeños que vierten agua al fiordo, de los cuales no existe información (Daneri, 2007). De acuerdo a Castillo (2012), el máximo invernal (julio) se encuentra asociado al aumento de las precipitaciones en el área, en tanto que el máximo de primavera (noviembre) se debe a los deshielos asociados al aumento de la temperatura del aire.

6.8 Transporte horizontal de nutrientes, TH (estación 5)

Análisis realizados por Castro (2010) en el fiordo Reloncaví con la información de los cruceros C12FE1 (invierno) y C12FE2 (primavera), indicaron que los flujos horizontales superficiales de nitrógeno inorgánico disuelto (NID) y fosfato inorgánico disuelto (FID) son menores que los flujos profundos. Además, el mismo autor indica que, los flujos son importantes en el balance global del fiordo, ya que, estas diferencias

atribuyen en entregas o pérdidas del sistema. Él, estimó que el fiordo obtiene ganancias de DIN en invierno (capas superficial y profunda) y ganancia superficial y pérdida (capa profunda) en primavera. Mientras que el balance de DIP en invierno indica ganancia superficial y pérdidas en la capa profunda (invierno y primavera).

En zonas estuarinas, con aportes de ríos oligotróficos, como es el caso de la zona Patagónica chilena, al igual que lo descrito por Valenzuela-Siu *et al.* (2007), el fiordo Reloncaví (hasta la estación 5) actuaría positivamente como captador de NO_3^- y PO_4^{3-} y como exportador de Si(OH)_4 para que el sistema este constantemente enriquecido con nutrientes (manteniendo el equilibrio), la capa profunda tendió a poseer valores de flujos horizontales de NO_3^- y PO_4^{3-} mayores que la zona superficial. El Si(OH)_4 por su parte, mantiene el equilibrio al ser aportado a lo largo del fiordo por los ríos, transportándolo superficialmente y redirigiéndolo hacia el fiordo en la capa profunda.

Los transportes horizontales (TH) profundos resultaron, en general, ser similares entre invierno y primavera, mientras que mayores diferencias se observaron en los TH de la capa superficial. La estación E5C12FE1 presentó mayores TH superficiales que la E5C12FE2 (Fig. 25), lo que Lebo & Sharp (1992) atribuyen a las variaciones de caudales de los ríos que alimentan al sistema y a la fuerte acción biológica (fotosíntesis).

6.9 Transporte vertical de nutrientes (J)

Balances de masa realizados en el fiordo Reloncaví, evidencian que en la capa superficial (0-10 m) hay ganancias de NID y FID, los que son subsidiados por nutrientes que ingresan desde la capa profunda. Esto es concordante con los resultados de un modelo de caja propuesto por Castro (2010), para esta misma zona. En el caso del Si(OH)_4 , la situación es inversa y la capa superficial subsidia la profunda. Estos flujos se explican sobre la base de los altos gradientes verticales de nutrientes presentes entre la capa superficial y profunda, mientras mayor el gradiente, mayor el flujo. Sin embargo, se debe tener en cuenta que, la presencia de una marcada pycnoclina puede influir negativamente en éstos (Mann & Lazier, 2005).

La estación E5C12FE1 (invierno), presentó flujos verticales promedio (\underline{J}) de NO_3^- y PO_4^{3-} que aumentaron en magnitud hacia superficie ($\sim 6 \times 10^{-5} \mu\text{Mcm}^{-1}$, 25-10 m; $10^{-4} \mu\text{Mcm}^{-1}$, 10-5 m; $2 \times 10^{-3} \mu\text{Mcm}^{-1}$, 5-2 m, para ambos nutrientes), presentando un comportamiento inverso para el \underline{J} del $\text{Si}(\text{OH})_4$ (-2×10^{-3} , -3×10^{-4} y $6 \times 10^{-5} \mu\text{Mcm}^{-1}$). En contraste, los \underline{J} de NO_3^- y PO_4^{3-} de la estación E5C12FE2 (primavera) no presentaron un comportamiento de flujo vertical definido ya que no aumentaron gradualmente hacia superficie (2×10^{-4} y $2 \times 10^{-5} \mu\text{Mcm}^{-1}$ entre 2-5 m; 3×10^{-4} y $3 \times 10^{-4} \mu\text{Mcm}^{-1}$ entre 5 – 10 m; 4×10^{-4} y $2 \times 10^{-4} \mu\text{Mcm}^{-1}$ entre 10 – 25 m respectivamente). Se estima que estas diferencias entre los \underline{J} de ambos períodos se deben principalmente al resultado del balance entre los siguientes factores: (1) el periodo primaveral favorece la producción primaria, lo que disminuye las concentraciones de nutrientes en superficie aumentando el gradiente vertical (2 - 10 m) y (2) el agua superficial primaveral, más cálida, desfavorece la formación de DDC en los primeros metros, lo que modificó y disminuyó la mezcla vertical.

Las estaciones E33C17F y E33C17F-int presentaron comportamientos comparativamente más variados que las estaciones anteriores. Los \underline{J} de ambas estaciones fluctuaron entre 10^{-7} , 10^{-7} y 10^{-4} para NO_3^- , PO_4^{3-} y $\text{Si}(\text{OH})_4$ respectivamente. Estas fluctuaciones se deben principalmente a que las propiedades, en general, están cuasi-homogenizadas, lo que no favorece su difusión vertical por medios de DDC.

Arcos-Pulido *et al.* (2014), indica que, los flujos verticales de nutrientes permiten inferir la asociación que existe entre los flujos de sal y los gradientes de nutrientes (ocurridos simultánea y permanentemente). Sin embargo, se puede generalizar que para zonas estuarinas los \underline{J} superficiales están dominados en gran medida por sus gradientes, mientras que en zonas profundas éste está dominado por flujos verticales de sal (DD o SF). Una situación opuesta, ocurre en zonas donde la mezcla mecánica es más influyente (E33C17F y E33C17F-int), donde la difusión salina está controlada por perturbaciones de mayor magnitud, con comportamientos más irregulares y de forma combinada, como pueden ser el viento y la marea.

Los seiches son oscilaciones estacionarias que se presentan comúnmente en cuencas cerradas o semicerradas como lagos, bahías o estuarios (Ramirez, 2014). De acuerdo a Malone *et al.* (1986) y a Arneborg & Liljebladh (2001) los flujos verticales de nutrientes pueden ser potenciados por la formación de seiches, ya que, producen secuencias surgencia-sumidero en los extremos de la cuenca. Para el fiordo Reloncaví se ha estudiado este proceso por Valle-Levinson *et al.* (2007) y Castillo *et al.* (2012) demostrando que el fiordo posee un seiche longitudinal con un periodo de oscilación de 3 días y uno lateral con un periodo de 2,3 h. Este último para efectos del presente trabajo puede ser influyente, pues favorecería el transporte entre las capas superficial y profunda (Malone *et al.*, 1986)

Según Mann & Lazier (2005), a medida que se descende en profundidad, los flujos deben disminuir gradualmente y por lo tanto, también la mezcla vertical. Los flujos verticales de nutrientes de las estaciones 5 y 33 concuerdan parcialmente con lo propuesto, ya que a ciertas profundidades se observa lo contrario (Tabla 9).

6.10 Correlación de Pearson.

6.10.1 Correlación entre nivel del mar y salinidad y nutrientes.

Las estaciones E5C12FE1 y E5C12FE2 presentaron correlaciones lineales (r) tanto positivas como negativas, entre el nivel del mar y la S_A , $[\text{NO}_3^-]$, $[\text{PO}_4^{3-}]$ y $[\text{Si}(\text{OH})_4]$, a diferentes profundidades. En la estación E5C12FE1 la S_A presentó correlaciones positivas a los 5 m de profundidad, mientras que la estación E5C12FE2 presentó correlaciones positivas a los 0 m de profundidad, con un desfase de 3 h, al igual que lo indicado por Valle-Levinson *et al.* (2007). El NO_3^- y PO_4^{3-} presentaron r correlaciones positivas los primeros 10 y 20 m de profundidad respectivamente, con un desfase de 3 h. La concentración de $\text{Si}(\text{OH})_4$ presentó correlaciones positivas los primeros 10 y 2 m respectivamente, instantáneo al efecto de la marea. Como indicó Castro *et al.* (2011), se aprecia que las concentraciones de NO_3^- y PO_4^{3-} aumentan en fase de flujo y disminuyen en fase de reflujó, mientras que el $\text{Si}(\text{OH})_4$ indica que en fase de flujo este disminuye y aumenta en fase de reflujó.

Las estaciones E33C17F y E33C17F-int indicaron que la S_A , NO_3^- , PO_4^{3-} y Si(OH)_4 son inconsistentes con el nivel del mar, presentando una baja correlación en superficie, sin embargo, se observan correlaciones positivas en profundidades mayores a 25 m (Fig 28). La mezcla constante e intensa de la zona, no permitiría atribuir variabilidad superficial debido a cambios en el nivel del mar, sin embargo, zonas intermedias (25 a 100 m), sí podrían ser asociadas a cambios en la marea.

6.10.2 Correlación entre flujos verticales de nutrientes y gradientes verticales de densidad.

Los valores de correlaciones de los flujos verticales con respecto a los gradientes de densidad ubicados en sus respectivas PP o PCM, indican que: (1) la estación 5, en etapa de invierno, ninguna de las variables presentaron un buen ajuste, (2) en etapa de primavera, 3/3 de las variables presentaron un buen ajuste, (3) la estación 33 y 33 intensiva, ninguna de las variables presentó un buen ajuste con respecto a la PCM (Tabla 8).

De acuerdo a lo anterior, se estima que la falta de ajuste se debe a que la información es insuficiente, siendo necesario tener mayor cantidad de datos por estación y registros más extensos, para lograr una mejor resolución de los datos y por lo tanto la relación J/PP y J/PCM. Esto permitiría, poder asociar procesos de difusión con los cambios significativos de densidad.

7. CONCLUSIONES

Las observaciones de Θ , S_A , σ_t , N^2 , OD, NO_3^- , PO_4^{3-} y Si(OH)_4 realizadas en el fiordo Reloncaví (estación 5) durante un día en invierno y primavera de 2006, indicaron que, la zona está bien estratificada, con una capa superficial constituida de una picnoclina, oxiclina y nutriclinas que varían su profundidad en función del tiempo (h) y la estación climática. Mientras que, la capa profunda fue casi homogénea, con bajas fluctuaciones temporales. Las observaciones, realizadas alrededor de islas Desertores (estación 33), durante primavera de 2011, indicaron que la columna de agua fue casi homogénea en σ_t , OD y nutrientes. Ocasionalmente, se presentó una capa de mezcla que fluctuó en profundidad y tiempo. La columna estuvo bien oxigenada y alta en contenido de nutrientes.

Los parámetros R_p y T_u indicaron que, la estación 5 está ampliamente dominada por procesos de doble difusión convectiva, el cual se ve favorecido bajo condiciones de inversión térmica en invierno. La estación 33 presentó mayoritariamente condiciones de estabilidad, donde los procesos de doble difusión convectiva fueron ocasionales.

La aplicación del modelo de Knudsen para estuarios y las observaciones registradas en la zona, permiten inferir que en el fiordo Reloncaví, tanto en invierno como en primavera, el NO_3^- y PO_4^{3-} ingresan hacia su cabeza por la capa profunda, en mayor cantidad de lo que sale hacia la boca por la capa superficial. Este flujo horizontal profundo subsidia a la capa superficial, por medio de flujos difusivos verticales, lo que favorecería la producción de la zona. Por otro lado, el Si(OH)_4 , que ingresa mayoritariamente con el agua dulce de los ríos, es transportado hacia la boca del fiordo por la capa superficial, el cual difunde a la capa profunda, siendo luego re-direccionando hacia la cabeza del fiordo. Los flujos verticales de los tres nutrientes en la estación 33 son de baja intensidad y sin dirección definida, debido a bajos gradientes verticales y a la homogeneidad de la zona.

En términos temporales y a escalas de tiempo horario, se pueden apreciar variaciones significativas en el comportamiento de las variables estudiadas, las que son modeladas por una serie de parámetros, tales como: la estacionalidad, la difusión y mezcla vertical, la marea y el aporte de agua dulce, entre otros.

Se acepta parcialmente la hipótesis de trabajo, ya que, si bien los flujos difusivos verticales y transportes horizontales representan una modificación efectiva de la variabilidad espacio-temporal de los nutrientes en un ciclo de mareas, se considera relevante cuantificar la influencia de otros procesos, con la finalidad de asociar dicha variabilidad a forzantes fisicoquímicos con mayor precisión, como pueden ser: la acción del viento y marea, formación de seiches y la acción biológica (fotosíntesis y degradación de la materia orgánica).

8. REFERENCIAS

- Aiken C., 2008.** Barotropic tides of the Chilean Inland Sea and their sensitivity to basin geometry. *Journal of Geophysical Research*, 113.
- Alcantara P., A. Cravo & J. Jacob, 2012.** Variabilidad de nutrientes y clorofila a en la bocana de Ancão durante un ciclo de mareas vivas en abril de 2009. *Ciencias Marinas*, 38(1B): 161–176
- Alonso J., 2005.** *Oceanografía Ambiental. Física de la Difusión Turbulenta en el Océano.* Madrid, España, Editorial Tebar, S.L. 160 pp.
- Alvarez-Borrego J. & S. Alvarez-Borrego, (1982).** Temporal and spatial variability of temperature in two coastal lagoons. *CalCOFI Rep.*, XXIII: 188-197.
- Arcos-Pulido M., A. Rodríguez-Santana, M. Emelianov, V. Paka, J. Arístegui, M. Benavides, P. Sangrà, F. Machín, L. García-Weil & S. Estrada-Allis, 2014.** Diapycnal nutrient fluxes on the northern boundary of Cape Ghir upwelling region. *Deep-Sea Research I* 84: 100- 109.
- Arfken G. & H. Weber. 1996.** *Mathematical Methods for Physicists.* Waltham, Estados Unidos, Academic Press. 1029 pp.
- Arneborg, L. & B. Liljebladh. 2001.** The internal seiches in Gullmar Fjord. Part I: Dynamics. *J. Phys. Oceanogr.*, 31: 2549-2566.
- Brainerd K. & M. Gregg, 1995.** Surface Mixed and Mixing Layer Depths. *Deep-Sea Research* 42(9): 1521-1543.
- Cáceres M., H. Valle-Levinson, H. Sepúlveda, & K. Holderied, 2002.** Transverse Variability of Flow and Density in a Chilean Fjord. *Continental Shelf Research* 22: 1683–1698.
- Cáceres, M., A. Valle-Levinson, J. Fierro, M. Bello & M. Castillo. 2007.** Características del flujo residual en canales Pulluche y Chacabuco. *Cienc. Tecnol. Mar*, 30(2): 17-32.

Calvete C., & M. Sobarzo. 2011. 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). *Continental Shelf Research* 31: 162-171.

Carpenter J. 1965. The Chesapeake Bay Institute technique for the Winkler dissolved oxygen method. *Limnol. Oceanogr.*, 10 (1): 141-143.

Carrasco C. & N. Silva, 2005. Distribución Vertical de Temperatura, Salinidad, Oxígeno Disuelto y Nutriente, en la Sección Estero Reloncaví a Boca del Guafo. CONA. Resultados Crucero CIMAR-Fiordo 11. Resúmenes Ampliados, Valparaíso, pp. 37-47.

Castillo M., 2012. Circulación y mezcla en el fiordo Reloncaví, Chile. Tesis para optar al título de Doctor en Oceanografía. Facultad de Ciencias Naturales y Oceanográficas, Universidad de Concepción. 104 pp.

Castillo M., U. Cifuentes, O. Pizarro, L. Djurfeldt & M. Cáceres, 2015. Seasonal hydrography and surface outflow in a fjord with deep sill: the Reloncavi fjord, Chile, *Ocean Sci. Discuss.*, 12, 2535-2564 pp.

Castillo M. & C. Valenzuela, 2006. Régimen de Circulación en Canales y Fiordos Australes. En: N. Silva & S. Palma (eds.). *Avances en el Conocimiento Oceanográfico de las Aguas Interiores Chilenas, Puerto Montt a Cabo de Hornos.* Comité Oceanográfico Nacional, Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Valparaíso, 59–62.

Castro, J. 2010. 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 de Oceanografía, Escuela de Ciencias del Mar, PUCV, 76 pp.

Castro L., M. Cáceres, N. Silva, M. Muñoz , R. León, M. Landaeta & S. Soto-Mendoza, 2011. Short-term variations in mesozooplankton, ichthyoplankton, and nutrients associated with semidiurnal tides in a patagonian Gulf. *Continental Shelf Research* 31: 282–292.

Chant R., 2010. Estuarine secondary circulation. En: Valle-Levinson A (ed). Contemporary Issues in Estuarine Physics. New York, Cambridge University Press, 100-125.

Crank J., 1975. The Mathematics of Diffusion. Londres, Inglaterra, Oxford University Press, 421 pp.

Cifuentes L, L. Schemel & J. Sharp, 1990. Qualitative and Numerical Analyses of the Effects of River Inflow Variations on Mixing Diagrams in Estuaries. Estuarine, Coastal and Shelf Science 30, 411-427.

Cifuentes U., 2012. Variabilidad Estacional de las Condiciones Oceanográficas y Tiempos de Renovación en el Fiordo Reloncaví (41°35'S; 72°30'W). Trabajo de Titulación para Optar al Título de Oceanógrafo. Escuela de Ciencias del Mar, Universidad Católica de Valparaíso, Valparaíso, 96 pp.

Cornejo M., 2012. Composición y distribución de las comunidades microplanctónicas y su relación con las condiciones físico/químicas en la zona comprendida entre los canales Trinidad y Smyth, Sur de Chile. Trabajo de Titulación para Optar al Título de Biólogo Marino, Escuela de Biología Marina. Universidad Austral de Chile, Valdivia, 64 pp.

Daneri G., 2007. Evaluación de la Capacidad de Carga del Estuario Reloncaví, X Región. Centro de Investigación en Ecosistemas de la Patagonia (CIEP). Fondo de Investigación Pesquera (FIP): pp 264.

Dyer K., 1997. Estuaries: A physical introduction, 2nd Edition. Wiley, London, 210 pp.

Emery W. & R. Thomson, 1997. Data Analysis Methods in Physical Oceanography. Elsevier Science, Amsterdam, 638 pp.

Farmer, D. & H. Freeland. 1983. The physical oceanography of Fjords. Progress in Oceanography, 12 (2): 147-194.

Ferron, S., T. Ortega, A. Gomez-Parra & J. Forja, (2007). Seasonal study of dissolved CH₄, CO₂ and N₂O in a shallow tidal system of the bay of Cadiz (SW Spain). Journal of Marine Systems 66 (2007) 244–257.

Fierro J., 2006. Onda de Marea en Canales y Fiordos Australes. En: N. Silva & S. Palma (eds.). Avances en el Conocimiento Oceanográfico de las Aguas Interiores Chilenas, Puerto Montt a Cabo de Hornos. Comité Oceanográfico Nacional, Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Valparaíso, 63–66.

Geyer W., 2010. Estuarine Salinity Structure and Circulation. En: Valle-Levinson A (ed). Contemporary Issues in Estuarine Physics. New York, Cambridge University Press, 12-27.

Gordon L., J. Jennings, A. Ross & J. Krest, 1993. A suggested protocol for continuous flow automated analysis of seawater nutrients (phosphate, nitrate, nitrite and silícico acid) in the WOCE Hydrographic Program and the Joint Global Ocean Fluxes Study. WOCE Hydrographic Program Office, Methods Manual WHPO 91-1. 52 pp.

Guerra D. & N. Silva, 2004. Distribución de temperatura, salinidad, oxígeno disuelto y nutrientes entre la boca del Guafo y el fiordo Aysen. Libro de Resúmenes, pág. 15-24. Taller sobre los resultados del Crucero Cimar 9 Fiordos. Valparaíso.

Iriarte, J., H. González & L. Nahuelhual, 2010. Patagonian Fjord Ecosystems in Southern Chile as a Highly Vulnerable Region: Problems and Needs. *AMBIO: A Journal of the Human Environment* 39(7), 463-466.

Kelley, D., 1984. Effective diffusivities within oceanic thermohaline staircases. *Journal of Geophysical Research*, 89, 10484–10488.

Kelley, D., 1990. Fluxes through diffusive staircases: a new formulation. *Journal of Geophysical Research*, 95, 3365–3371.

Ketchum B., 1983. Estuarine characteristics. En: (Estuaries and enclosed seas) *Ecosystems of the world* 26. (Ed. B.H.Ketchum). Elsevier. N.Y. 1-13 pp.

Knudsen M., 1900. Ein hydrographischer Lehrsatz. *Annalen der Hydrographie und maritimen Meteorologie*, 28, 316–320.

Landaeta M., C. Bustos, P. Palacios-Fuentes, P. Rojas & F. Balbontín, 2009. Distribución del ictioplancton en la Patagonia austral de Chile: potenciales efectos del

deshielo de Campos de Hielo Sur. *Latin American Journal of Aquatic Research* 39(2): 236-249.

Lebo M. & J. Sharp, 1992. Modeling Phosphorus Cycling in a Well-Mixed Coastal Plain Estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 35, 235-252.

León, J. 2005. Influencia del caudal del río Puelo, sobre la salinidad y la concentración de oxígeno disuelto en el estuario Reloncaví, Llanquihue, Chile. Tesis de Magíster en Ciencias, Facultad de Ciencias, Universidad Austral de Chile, 80 pp.

Leth O., G. Shaffer & O. Ulloa, 2004. Hydrography of the eastern South Pacific Ocean: results from the Sonne 102 cruise, May–June 1995. *Deep-Sea Research II* 51 (2004) 2349–2369.

Loder T. & R. Reichard, 1981. The Dynamics of Conservative Mixing in Estuaries. *Estuaries* 4(1), 64-69.

Lorbacher K., D. Dommenges, P. Niiler & A. Köhl, 2005. Ocean Mixed Layer Depth: A Subsurface Proxy of Ocean-Atmosphere Variability. *Journal of Geophysical Research* 111(7): 1-61.

Malone T., W. Kemp, H. Duclow, W. Boynton, J. Tuttle & R. Jonas. 1986. Lateral variation in the production and fate of phytoplankton in a partially stratified estuary. *Marine Ecology Progress Series* 32:149–160

Mann K. & J. Lazier, 2005. Dynamics of Marine Ecosystems: Biological-physical Interactions in the Oceans. Blackwell Scientific Publications, Boston, USA, III: 1-512.

Minera Valparaíso, S. A. (2007). Memoria y balance anual, año 2007. Página www [http://www.minera.cl/doc/pdf/minera_memoria_corporativa_2007.pdf]. Revisado: 10 de Diciembre 2014.

Monismith S., 2010. Mixing in estuaries, En: Valle-Levinson A (ed). *Contemporary Issues in Estuarine Physics*. New York, Cambridge University Press, 145–185.

Movellan E., 2003. Modelado de la Cuña Salina y del Flujo de Nutrientes en el Tramo Estuarino del Río Ebro. Tesis de Título de Doctor en Biología. Departamento de Ecología, Universidad de Barcelona, Barcelona, 232 pp.

Niemeyer H. & P. Cereceda, 1984. Hidrografía. En: Geografía de Chile. I. G. Militar (ed.). Instituto Geográfico Militar, Santiago, Chile, VIII: 1-313.

Officer C., 1976. Physical oceanography of estuaries (and associated coastal waters). John Wiley & Sons, Inc., New York, 465 pp.

Olmos V., 2012. Estimación de los Tiempos de Recambio en Fiordos de la Provincia de Aysén, Chile. Tesis de Título de Geofísico. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geofísica, Universidad de Concepción, Concepción, 91 pp.

Pacanowski R. & S. Philander. 1981. Parameterization of vertical mixing in numerical models of Tropical Oceans. *Journal of Physical Oceanography*, 11: 1443-1451.

Palma S. & N. Silva. 2004. Distribution of siphonophores, chaetognaths and euphausiids and oceanographic conditions in the fjords and channels of southern Chile. *Deep-Sea Research II* 51(6-9): 513-535.

Pérez-Santos I., J. Garcés-Vargas, W. Schneider, L. Ross, S. Parra & A. Valle-Levinson, 2014. Double-diffusive layering and mixing in Patagonian fjords. *Progress in Oceanography* 129: 35- 49.

Pickard G., 1971. Some physical oceanographic features of inlets of Chile. *J. Fish. Bd. Canada*, 28: 1.077-1.106

Pickard G., 1973. Water structure of Chilean fjords. En: *Oceanography of the Pacific. 1972 com. R. Fraser. New Zealand. National Commission for UNESCO, Wellington.* 95-104 pp.

Ramírez N., 2014. Seiches en el fiordo Reloncaví (41°35'S; 72°30'W). Tesis de Título de Oceanógrafo. Facultad de Recursos Naturales, Escuela de Ciencias del Mar, Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Valparaíso, 54 pp.

Rudels B., N. Kuzmina, U. Schauer, T. Stipa & V. Zhurbas, 2009. Double-Diffusive Convection and Interleaving in the Arctic Ocean - Distribution and Importance. *Geophysica*, 45(12): 199-213.

Salinas S. & M. Castillos, 2012. Caracterización de las corrientes mareales y submareales en el canal Desertores (42° 42' S; 72° 50' W). *Revista Ciencia y Tecnología del Mar*, Vol. 35, 5-18.

Servicio Nacional de Pesca, 2014. Actividades de fiscalización efectuados en materia de pesca y acuicultura en el año 2013. Página [www \[http://www.sernapesca.cl/presentaciones/Informe_Fiscalizaci%C3%B3n_Sernapesca_2013_20140402.pdf\]](http://www.sernapesca.cl/presentaciones/Informe_Fiscalizaci%C3%B3n_Sernapesca_2013_20140402.pdf). Revisado: 22 de Diciembre 2014.

Sanders, R., C. Klein & T. Jickells, 1997. Biogeochemical Nutrient Cycling in the Upper Great Ouse Estuary, Norfolk, U.K. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 44, 543-555.

Sievers H. & N. Silva, 2006. Masas de agua y circulación en los canales y fiordos australes. En: N. Silva & S. Palma (eds.). *Avances en el Conocimiento Oceanográfico de las Aguas Interiores Chilenas, Puerto Montt a Cabo de Hornos*. Comité Oceanográfico Nacional, Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Valparaíso, 53–58.

Silva N., H. Sievers R. Prado. 1995. Descripción oceanográfica de los canales australes de Chile. Zona Puerto Montt-Laguna San Rafael (41°20'S, 46°40'S). *Revista de Biología Marina* 30(2): 207-254.

Silva N., 2006. Oxígeno Disuelto, pH y Nutrientes en Canales y Fiordos Australes. En: N. Silva & S. Palma (eds.). *Avances en el Conocimiento Oceanográfico de las Aguas Interiores Chilenas, Puerto Montt a Cabo de Hornos*. Comité Oceanográfico Nacional, Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Valparaíso, 37–43.

Silva N., C. Calvete & H. Sievers, 1997. Características oceanográficas físicas y químicas de canales australes chilenos entre Puerto Montt y laguna San Rafael (Crucero CIMAR-Fiordo 1). *Cienc. Tecnol. Mar*, 20: 23-106.

Silva N. & D. Guzman, 2006. Condiciones Oceanográficas Físicas y Químicas, Entre Boca del Guafo y Fiordo Aysén (Crucero CIMAR 7 Fiordos). *Cienc. Tecnol. Mar*, 29(1): 25-44.

Silva N, D. Guzmán & A Valdenegro. 1999. Balance de agua y sal para el seno Aysén, Chile. *Resúmenes Ampliados Resultados Crucero CIMAR-FIORDO 4*: 18-24.

Silva N., H. Sievers & R. Prado, 1995. Características oceanográficas y una proposición de circulación, para algunos canales australes de Chile entre 41° 20' S, 46° 40' S. *Rev. Biol. Mar.*, Valparaíso, 30(2): 207-254.

Silva, N., J. Haro & R. Prego, 2009. Metals background and enrichment in the Chiloe Interior Sea sediments (Chile). Is there any segregation between fjords, channels and sounds?, *Estuar. Coast. Shelf S.*, 82, 469–476.

Silva N. & S. Palma, 2006. El Programa CIMAR en los canales y fiordos australes. En: N. Silva & S. Palma (eds.). *Avances en el Conocimiento Oceanográfico de las Aguas Interiores Chilenas, Puerto Montt a Cabo de Hornos*. Comité Oceanográfico Nacional, Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Valparaíso, 11-15.

Silva N., P. Reinoso & G. Arancibia, 2008. Distribución vertical de temperatura, salinidad, oxígeno disuelto y nutrientes, en la sección estero Reloncaví a boca del Guafo. En: Comité Oceanográfico Nacional (ed.), *Resultados del Crucero CIMAR- Fiordo 17, Resúmenes ampliados*. CONA, Valparaíso, pp. 25-34.

Silva N., H. Sievers & R. Prado, 1995. Características oceanográficas y una proposición de circulación, para algunos canales australes de Chile entre 41° 20' S, 46° 40' S. *Rev. Biol. Mar.*, Valparaíso, 30(2): 207-254.

Tippins, D. & M. Tomczak, 2003. Meridional Turner angles and density compensation in the upper ocean. *Ocean Dynamics*, 53(332), 342.

Soto-Mardones L., J. Letelier, S. Salinas, E. Pinillas, & J. Belmar, 2009. Análisis de Parámetros Oceanográficos y Atmosféricos del Seno de Reloncaví. *Gayana (Concepción)*, 73(1), 141-155.

Stern M., 1960. The "salt-fountain" and thermohaline convection. *Tellus*, 12, 172-175.

Thomson R. & I. Fine, 2003. Estimating Mixed Layer Depth from Oceanic Profile Data. *Oceanic Technol.*, 20, 319–329.

Valdes-Holguin J., 1994. Variaciones Diarias de Temperatura, Salinidad, Oxígeno Disuelto y Clorofila a, en una Laguna Hipersalina de Golfo de California. *Ciencias Marinas* 20(2): 123-137.

Valenzuela-Siu M., J. Arreola-Lizárraga, S. Sánchez-Carrillo & G. Padilla-Arredondo, 2007. Flujos de nutrientes y metabolismo neto de la laguna costera Lobos, México. *Hidrobiológica* 17 (3): 193-202.

Valle-Levinson A., N. Sarkar, R. Sanay, D. Soto & J. Leon, 2007. Spatial Structure of Hydrography and Flow in a Chilean Fjord, Estuario Reloncavi. *Estuaries and Coasts* 30(1), 113–126.

You Y., 2002. A global ocean climatological atlas of the Turner angle: implications for double-diffusion and water-mass structure. *Deep-Sea Research* 1(49): 2075–2093

Zhou S., L. Qu, Y. Lu & X. Song, 2014. The instability of diffusive convection and its implication for the thermohaline staircases in the deep Arctic Ocean. *Ocean Sci.*, 10, 127–134.

9. FIGURAS

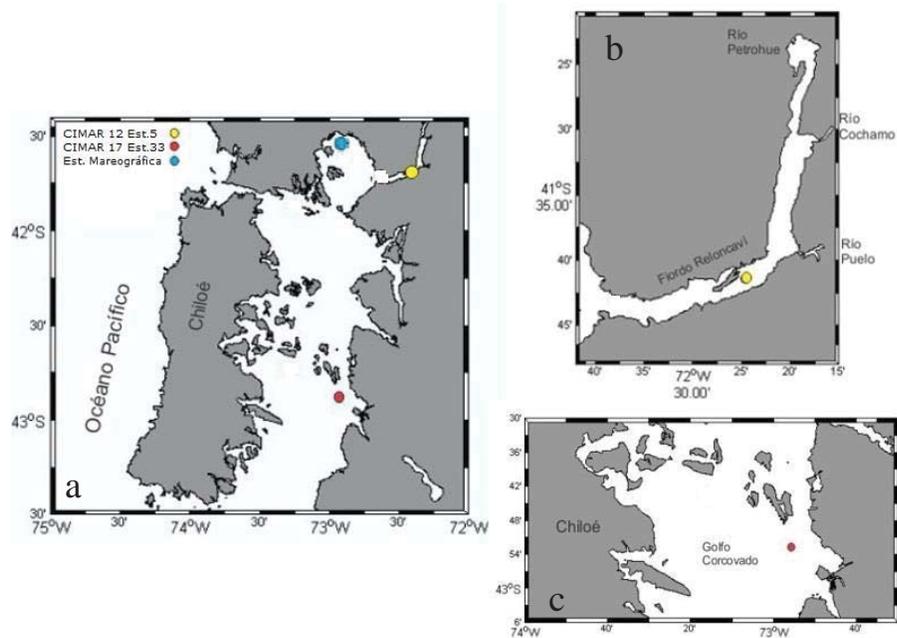


Figura 1. (a) Área de estudio y posición de las estaciones Yo-Yo para los CIMAR 12 y 17 y estación mareográfica Puerto Montt. (b) Estación Yo-Yo localizada en el Fiordo Reloncaví. (c) Estación Yo-Yo localizada en el Golfo Corcovado.

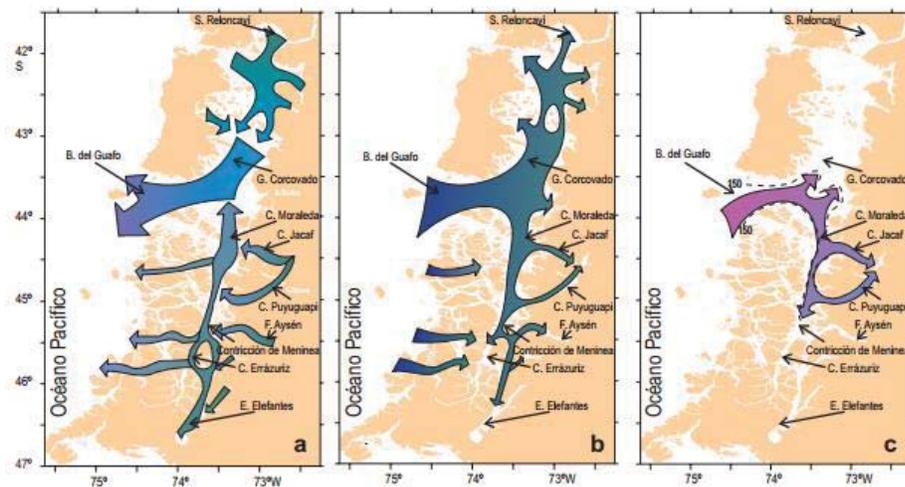


Figura 2. Modelo esquemático de la circulación horizontal: a) nivel superficial (0- ~30 m); b) nivel intermedio (~30- ~150 m), c) nivel profundo (~150 m al fondo) (tomado de Silva et al., 1998).

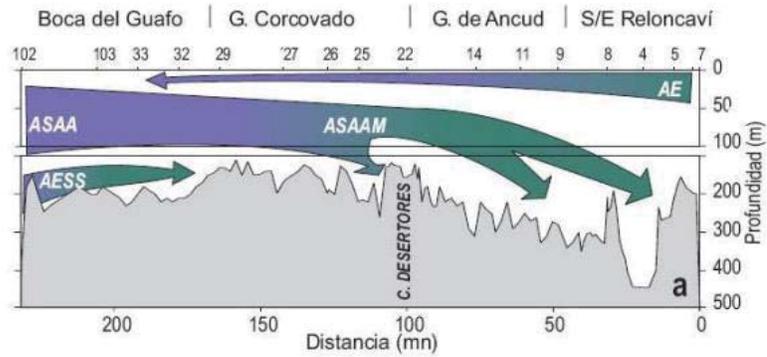


Figura 3. Distribución vertical de las masas de agua en el mar interior de la Región de Los Lagos (tomado de Sievers & Silva, 2008).

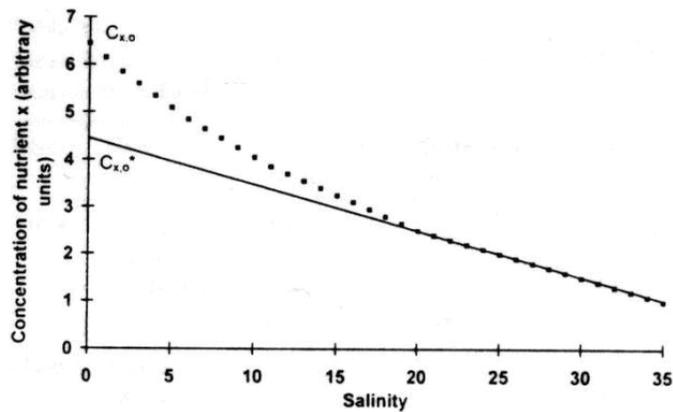


Figura 4. Modelo idealizado de un diagrama salinidad-nutriente, la línea continua indica la relación de la concentración ($C_{x,o}^*$) del nutriente con respecto a la salinidad para una mezcla conservativa, mientras que la línea segmentada indica la concentración ($C_{x,o}$) dada una mezcla no conservativa (fuente o sumidero) (tomado de Movellan, 1997).

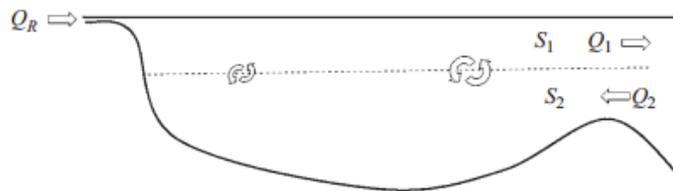


Figura 5. Sección transversal esquemática de una cuenca de estuario para ilustrar la relación de Knudsen para el equilibrio de la sal (tomado de Valle-Levinson, 2010).

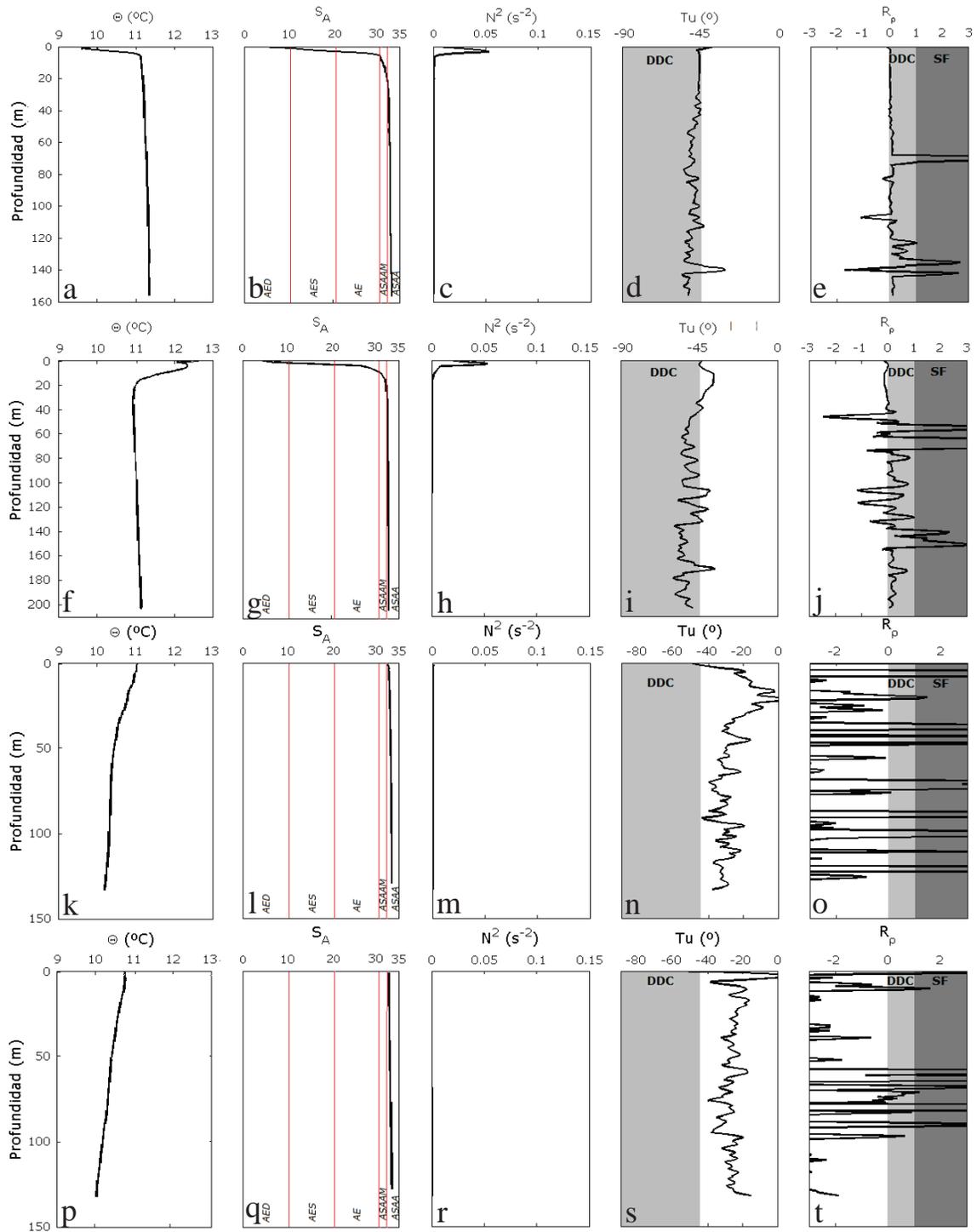


Figura 6. Perfiles promedio de: temperatura conservativa, salinidad absoluta, frecuencia de boyantez, ángulo de Turner y razón de densidad para la: E5C12E1 (a, b, c, d y e), E5C12E2 (f, g, h, i y j), E33C17 (k, l, m, n y o) y E33C17-int (p, q, r, s y t).

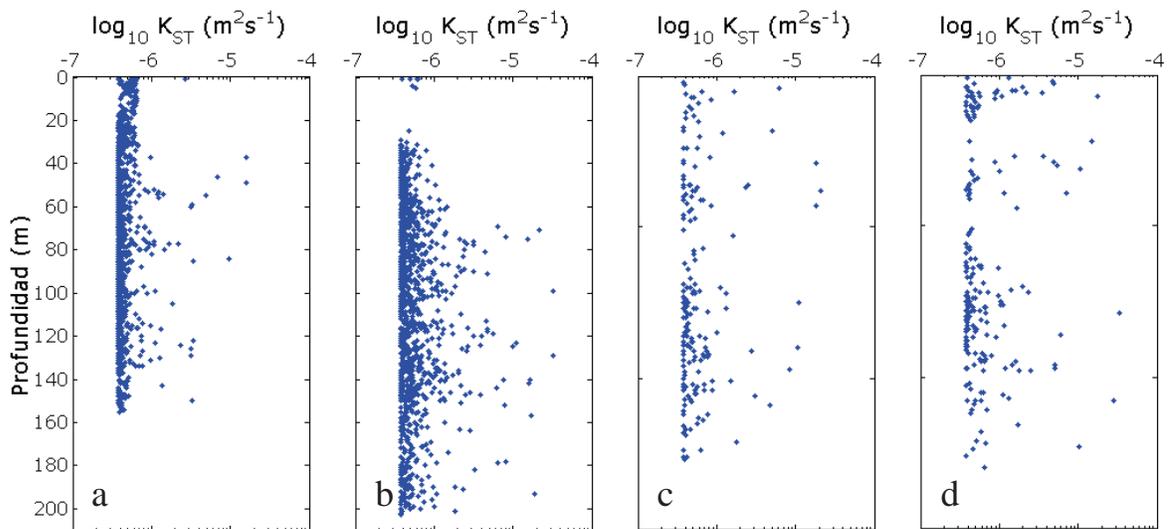


Figura 7. Coeficientes promedio de difusión salino turbulento (K_{ST}), expresado para las estaciones E5C12E1 (a), E5C12E2 (b), E33C17 (c) y E33C17-int (d).

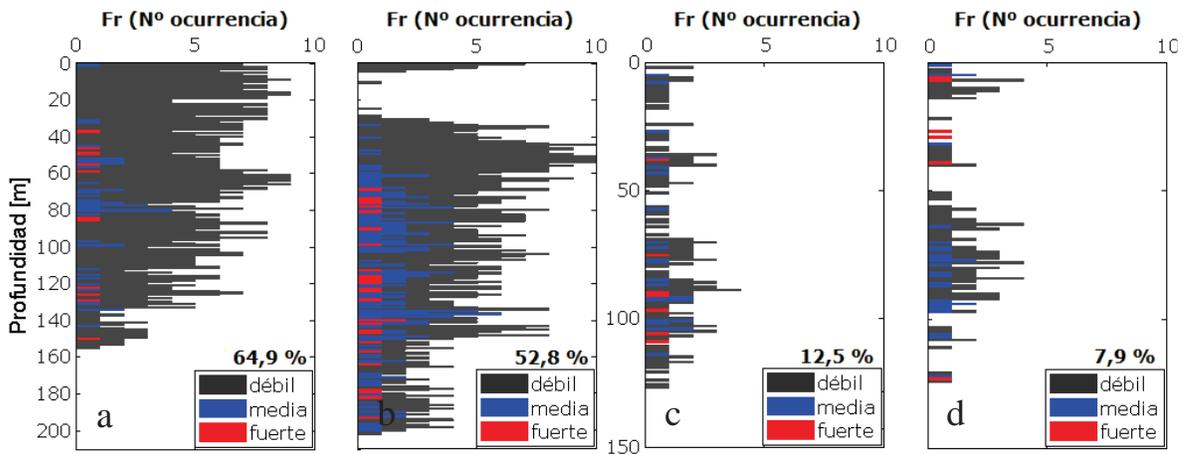


Figura 8. Frecuencia del coeficiente difusivo dominante (K_{ST}), expresado para las estaciones E5C12E1 (a), E5C12E2 (b), E33C17 (c) y E33C17-int (d).

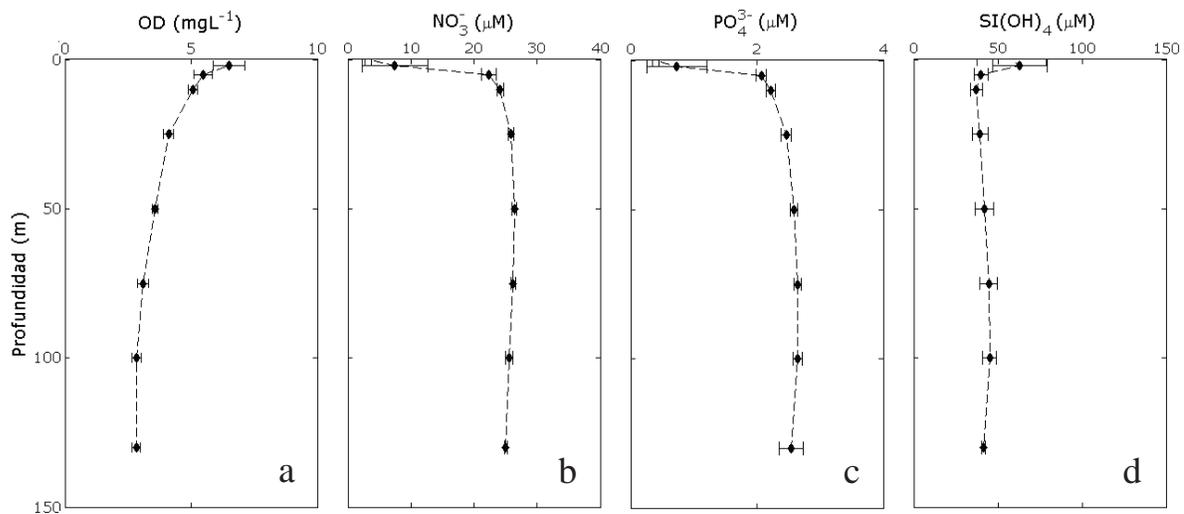


Figura 9. Perfiles promedio de oxígeno disuelto (a), NO₃⁻ (b), PO₄³⁻ (c) y Si(OH)₄ (d) y sus desviaciones estándar para la estación E5C12FE1.

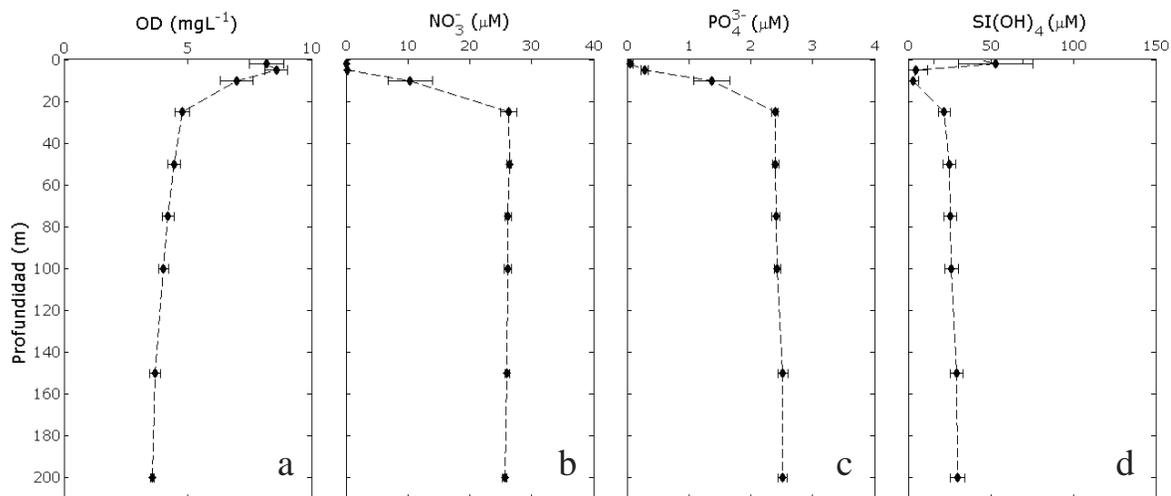


Figura 10. Perfiles promedio de oxígeno disuelto (a), NO₃⁻ (b), PO₄³⁻ (c) y Si(OH)₄ (d) y sus desviaciones estándar para la estación E5C12E2.

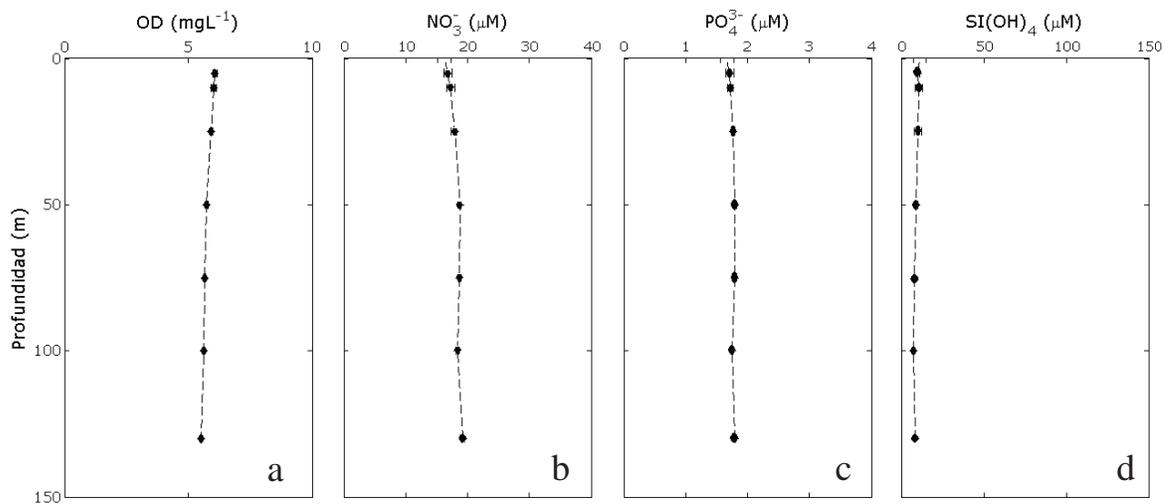


Figura 11. Perfiles promedio de oxígeno disuelto (a), NO_3^- (b), PO_4^{3-} (c) y Si(OH)_4 (d) y sus desviaciones estándar para la estación E33C17F.

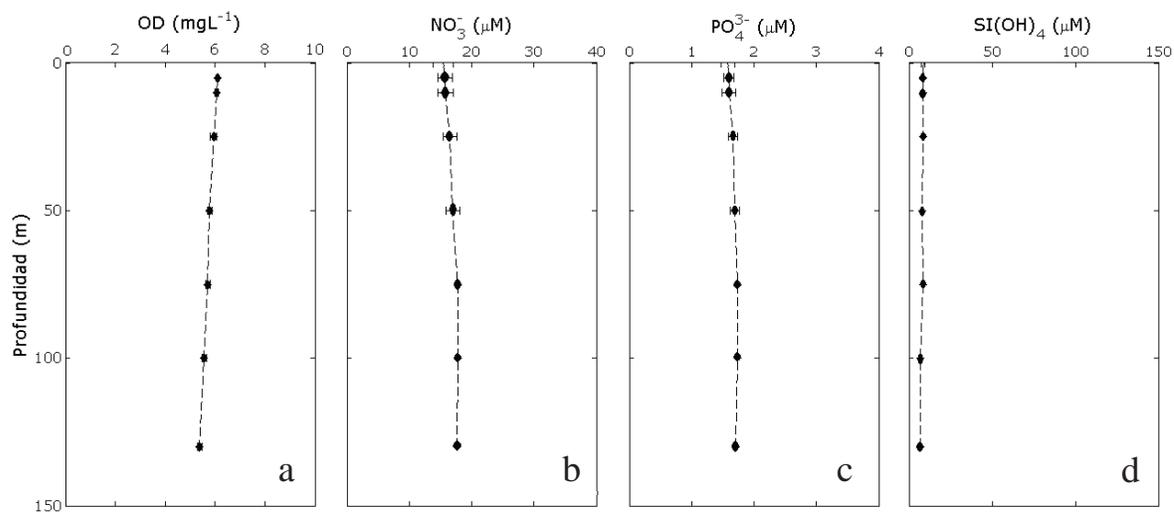


Figura 12. Perfiles promedio de oxígeno disuelto (a), NO_3^- (b), PO_4^{3-} (c) y Si(OH)_4 (d) y sus desviaciones estándar para la estación E33C17F-int.

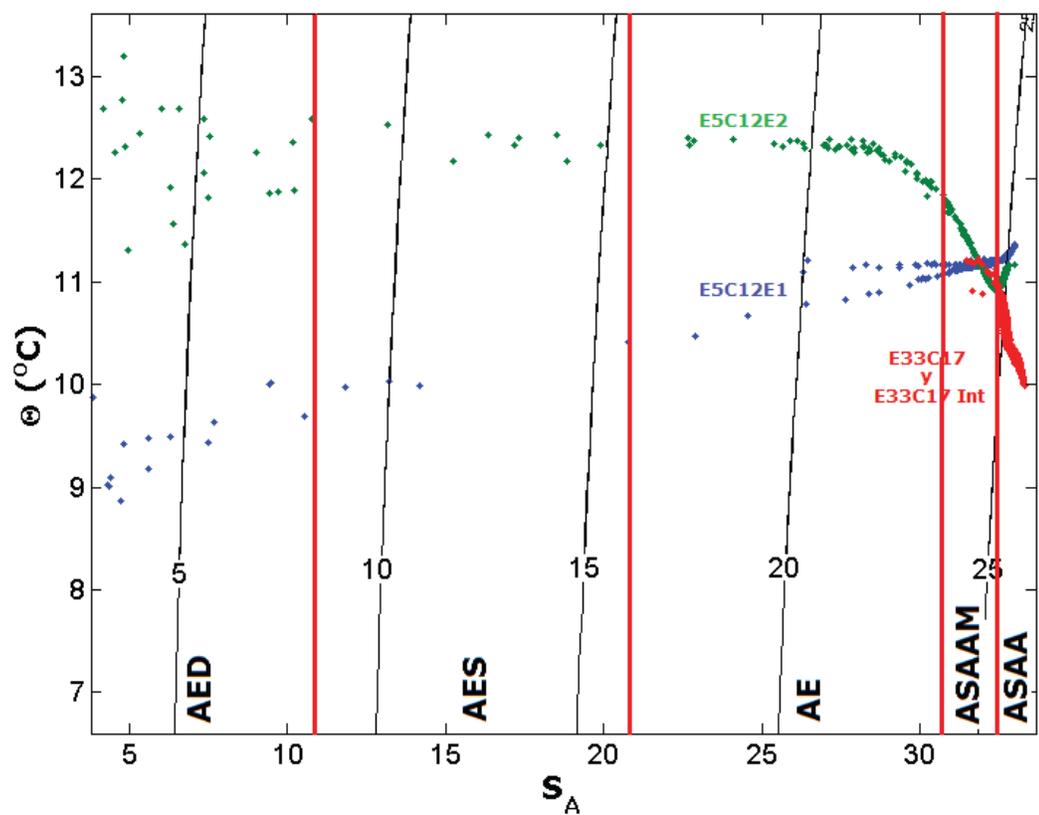


Figura 13. Diagramas temperatura-salinidad para las estaciones E5C12E1, E5C12E2, E33C17 y E33C17-int.

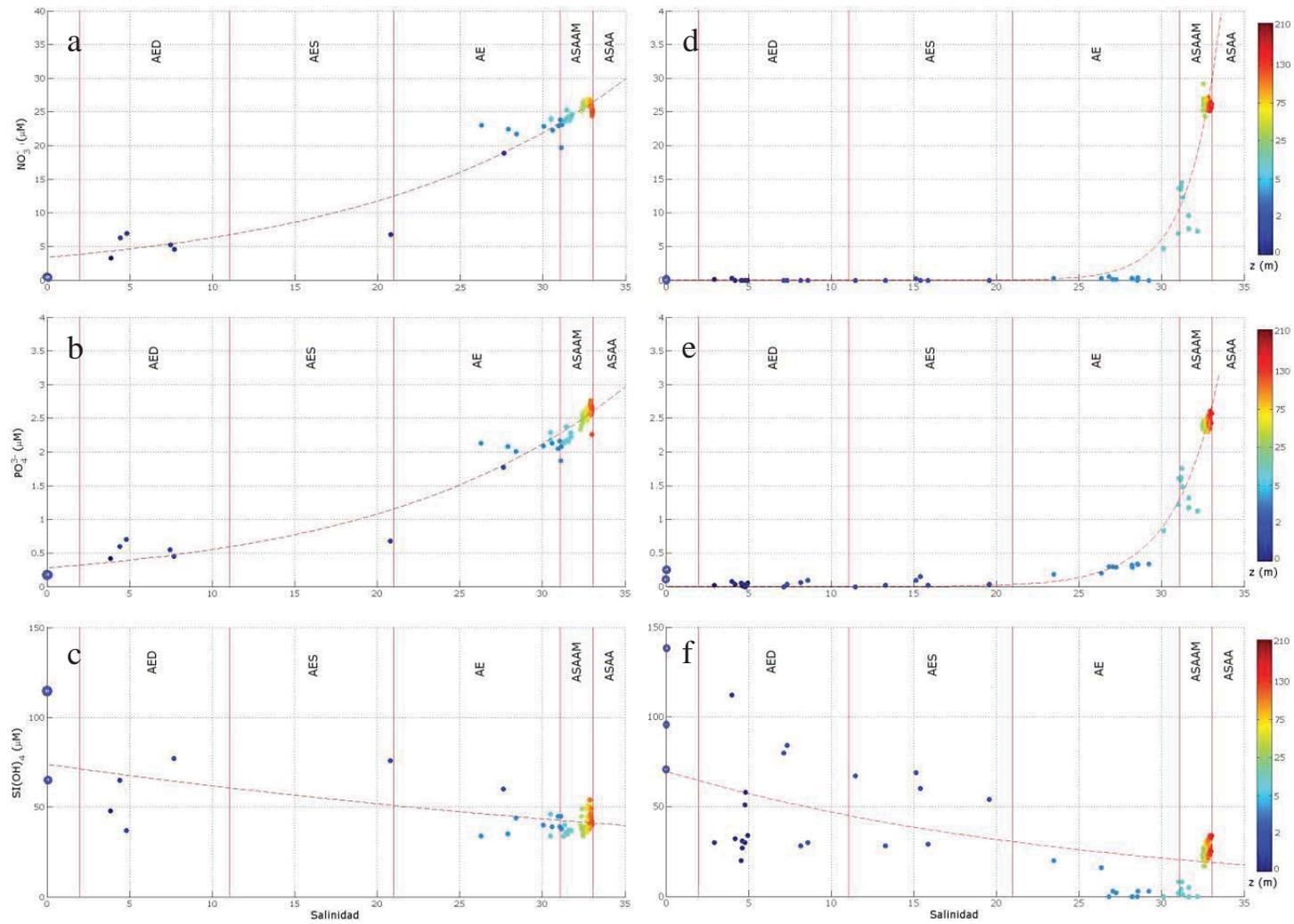


Figura 14. Diagramas nutriente-salinidad: NO_3^- (a y d), PO_4^{3-} (b y e) y Si(OH)_4 (c y f) para la E5C12FE1 y E5C12FE2. Los valores a salinidad cero expresados como circunferencias corresponden a los datos tomados en los ríos Puelo y Petrohue.

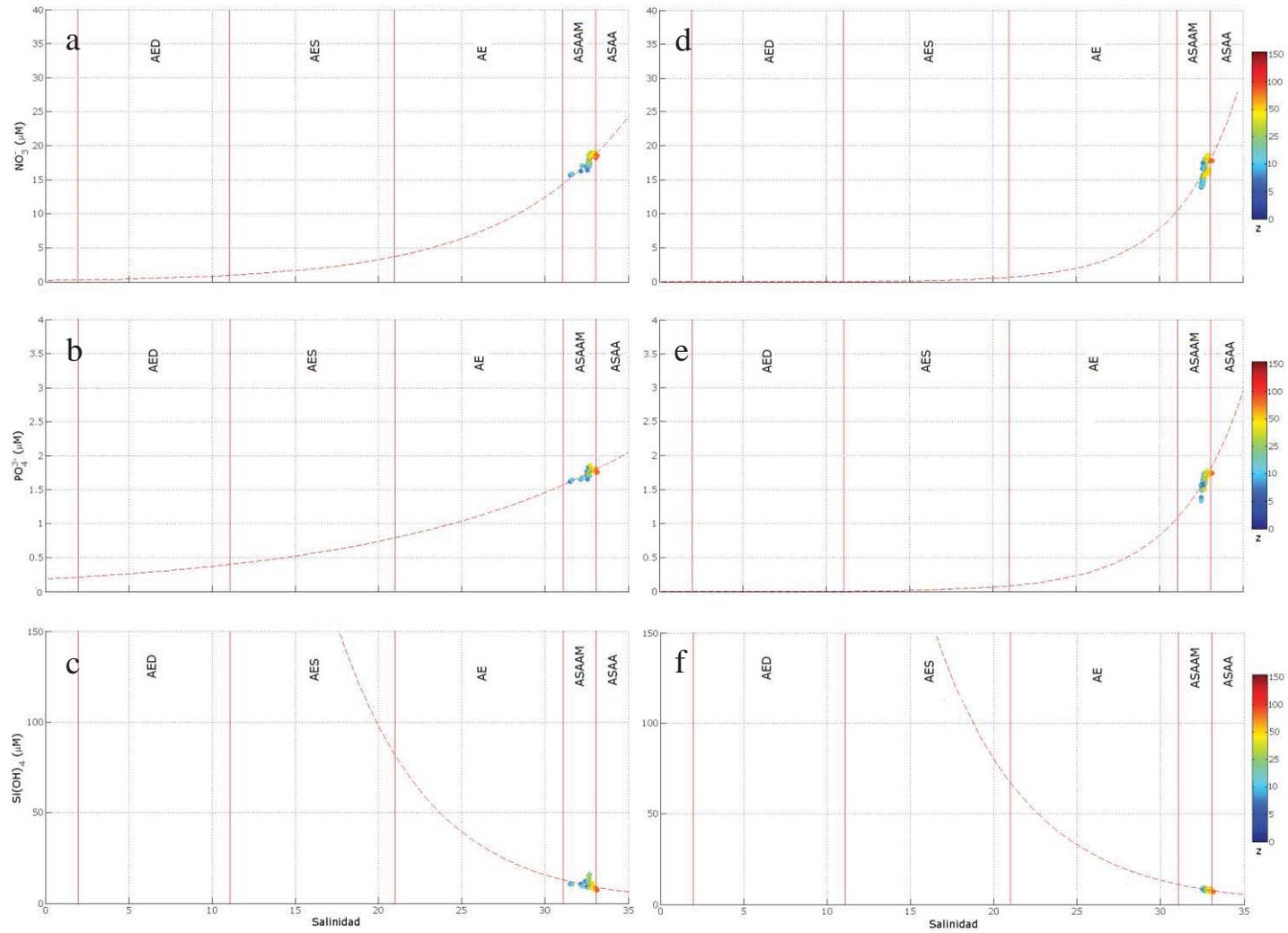


Figura 15. Diagramas nutriente-salinidad: NO_3^- (a y d), PO_4^{3-} (b y e) y Si(OH)_4 (c y f) para las estaciones C17FE33 y C17FE33-int.

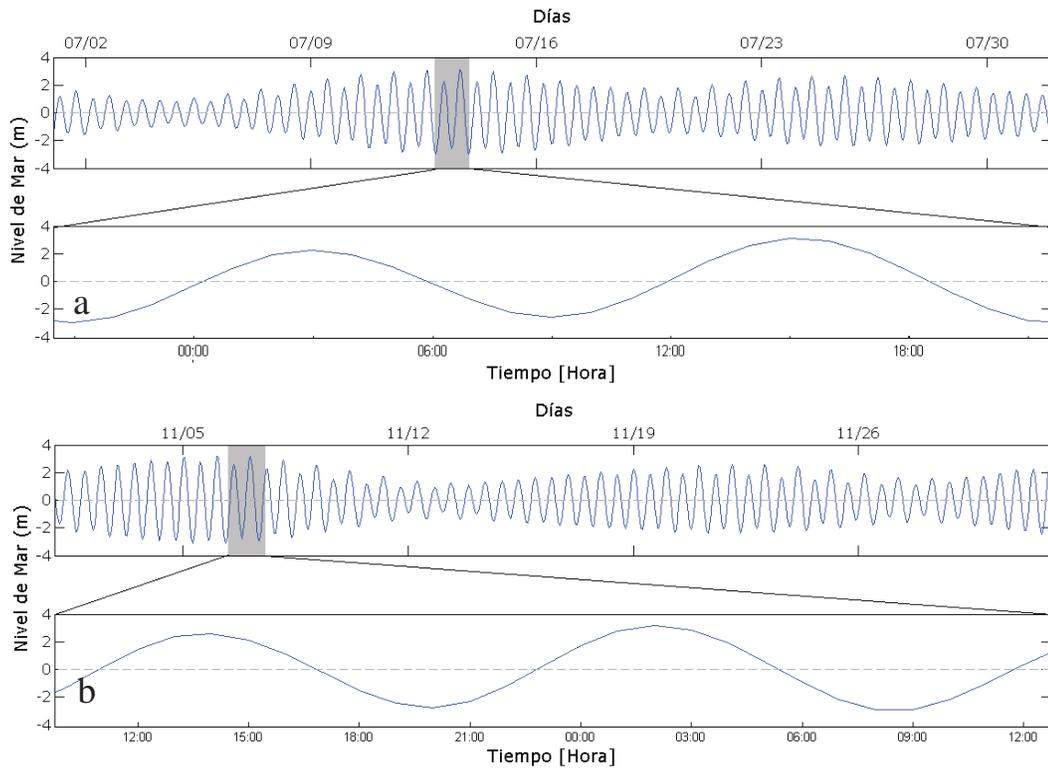


Figura 16. Nivel del mar pronosticado en la boca del fiordo Reloncaví, para las estaciones E5C12FE1 (a) y E5C12FE2 (b) (Fuente: CENDHOC, 2015).

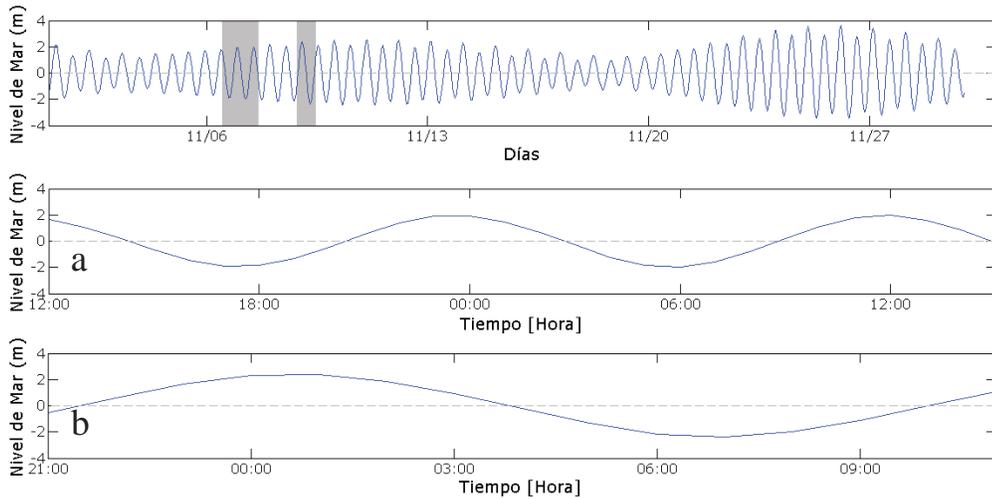


Figura 17. Nivel del mar pronosticado al sur de Islas Desertores, para las estaciones E33C17F (a) y E33C17F-int (b) (Fuente: CENDHOC, 2015).

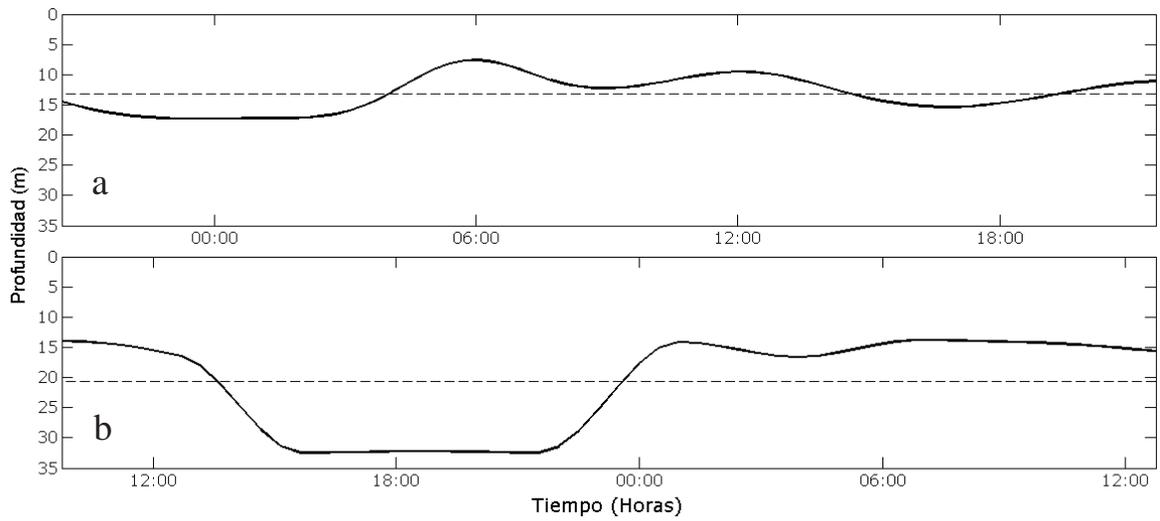


Figura 18. Variabilidad de la profundidad de la piconclina (línea entera) y valor promedio de esta, para las estaciones Yo-yo E5C12FE1 (a) y E5C12FE2 (b).

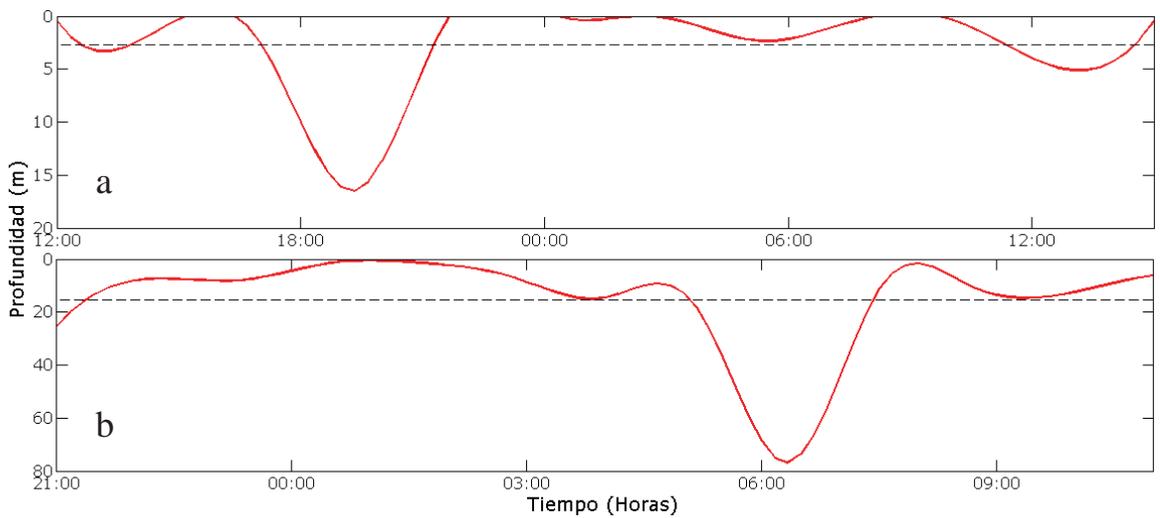


Figura 19. Variabilidad de la capa de mezcla (línea roja) y valor promedio de esta, para las estaciones Yo-yo E33C17F (A) y E33C17F-int (B).

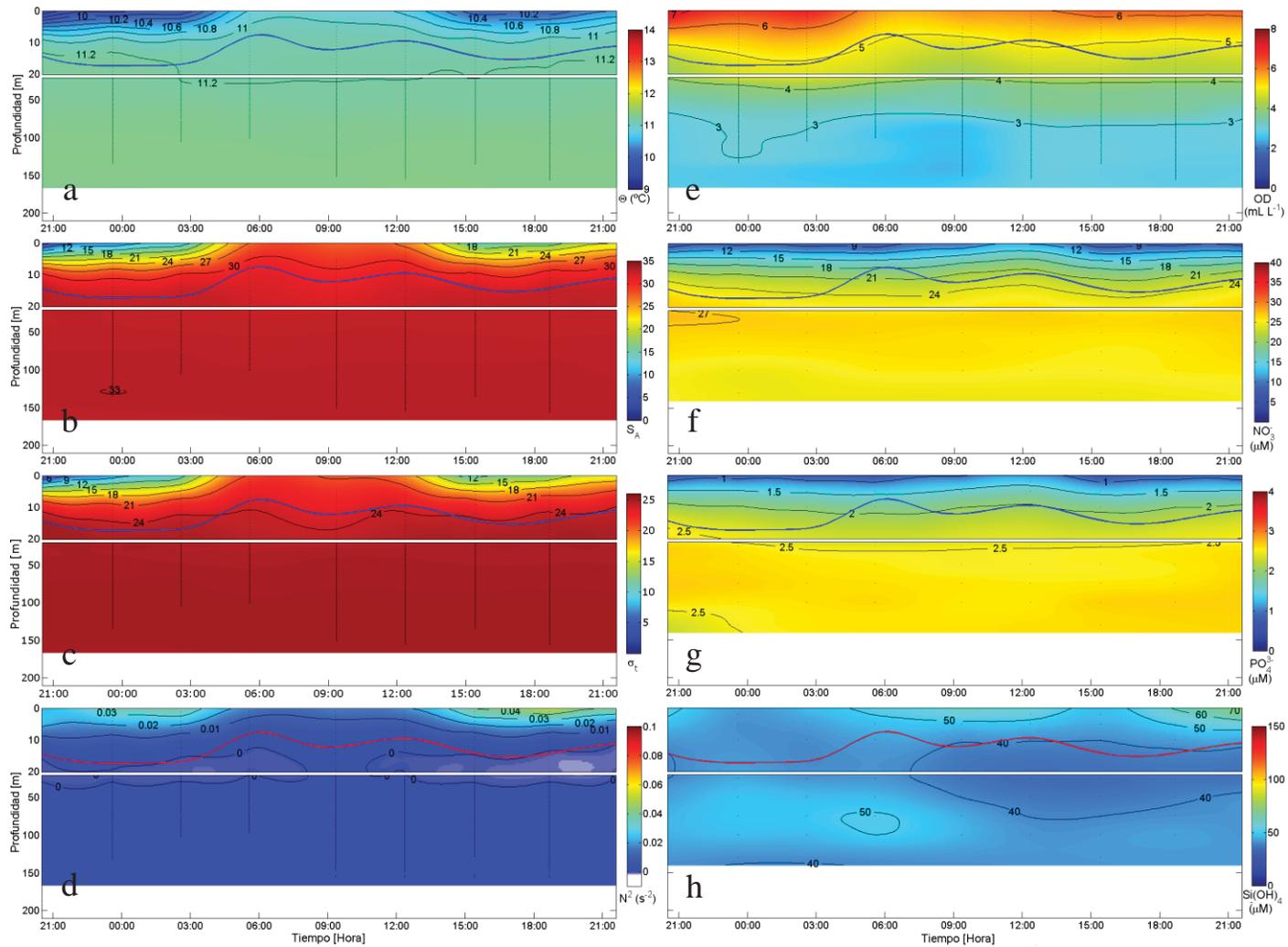


Figura 20. Serie de tiempo de Θ (a), S_A (b), σ_t (c), N^2 (d), OD (e), NO_3^- (f), PO_4^{3-} (g) Si(OH)_4 (h), para la estación E5C12FE1. La línea de color azul o rojo indica la profundidad de la piconclina.

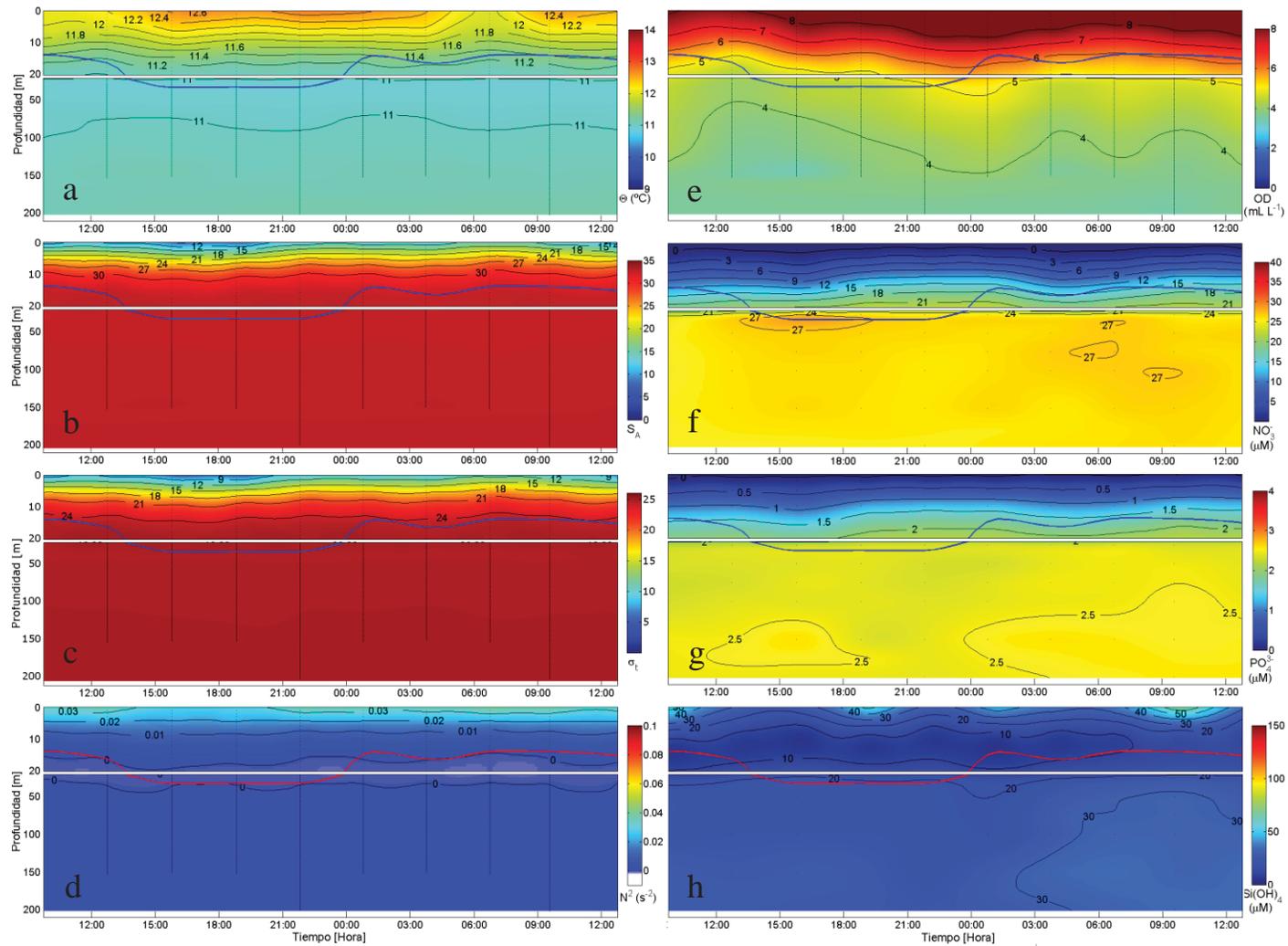


Figura 21. Serie de tiempo de Θ (a), S_A (b), σ_t (c), N^2 (d), OD (e), NO_3^- (f), PO_4^{3-} (g) Si(OH)_4 (h), para la estación E5C12FE2. La línea de color azul o rojo indica la profundidad de la pycnoclina.

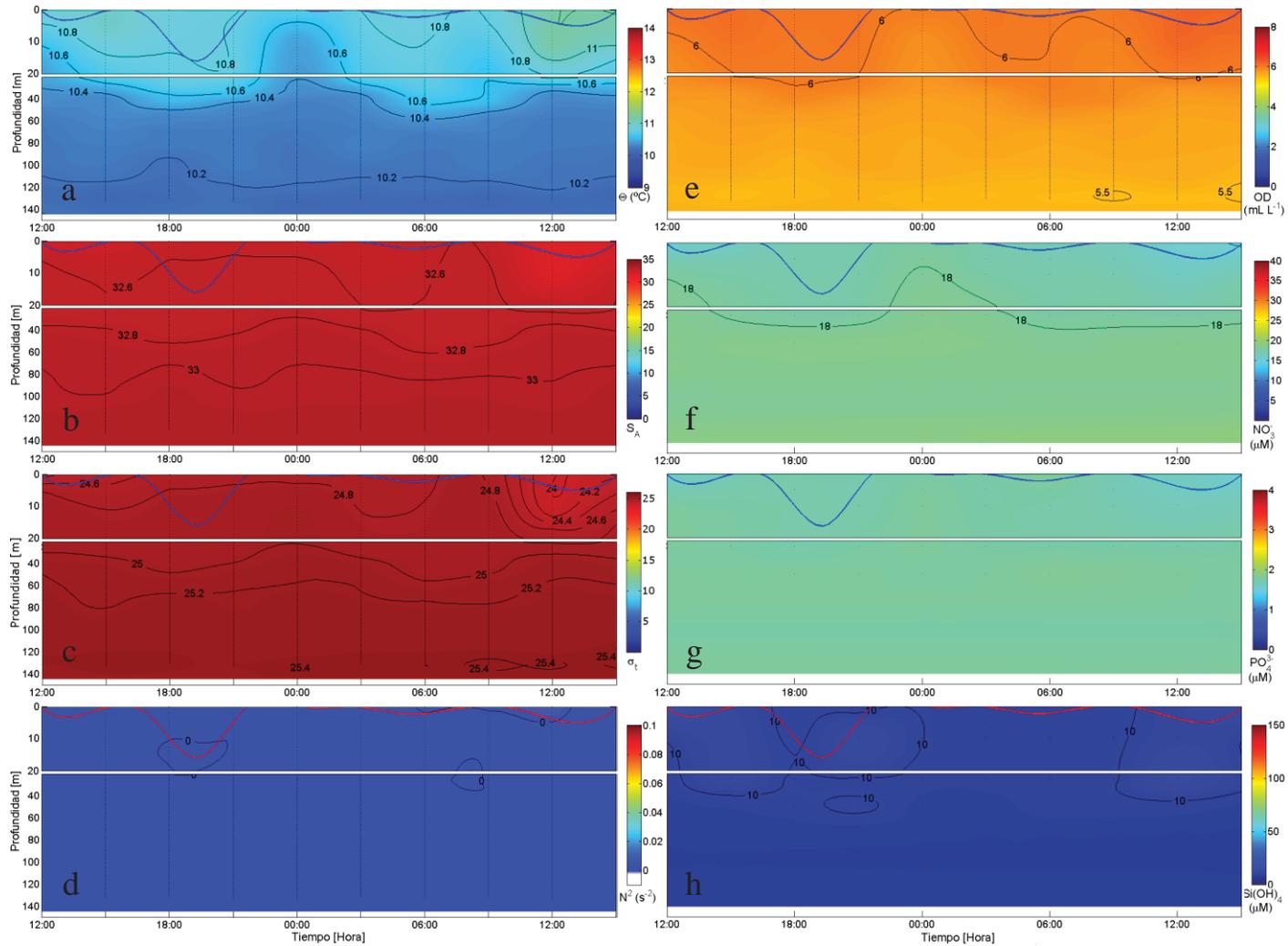


Figura 22. Serie de tiempo de Θ (a), S_A (b), σ_t (c), N^2 (d), OD (e), NO_3^- (f), PO_4^{3-} (g) Si(OH)_4 (h), para la estación E33C17F. La línea de color azul o rojo indica la profundidad de la capa de mezcla.

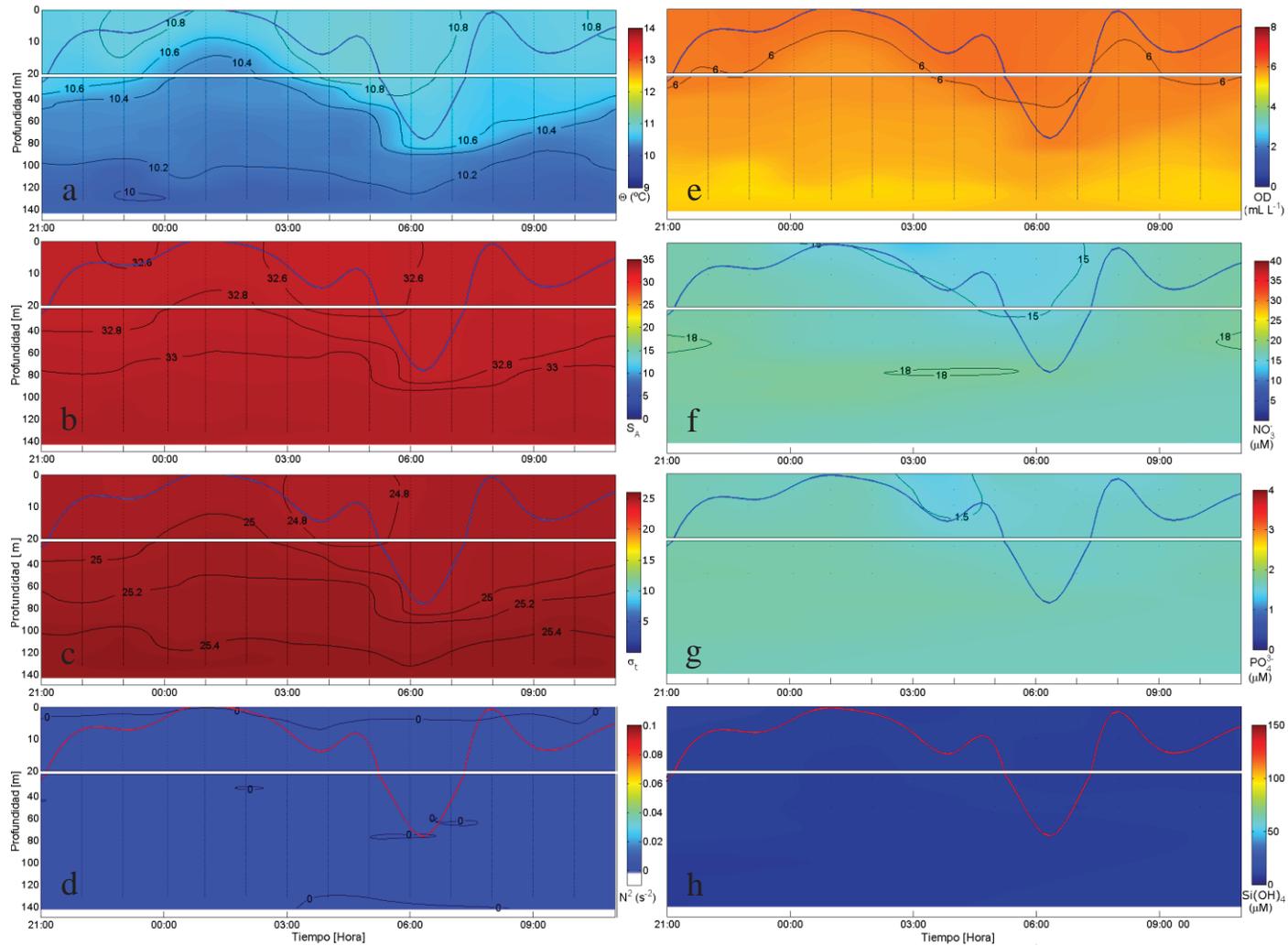


Figura 23. Serie de tiempo de Θ (a), S_A (b), σ_t (c), N^2 (d), O_2D (e), NO_3^- (f), PO_4^{3-} (g) Si(OH)_4 (h), para la estación E33C17F-int. La línea de color azul o rojo indica la profundidad de la capa de mezcla.

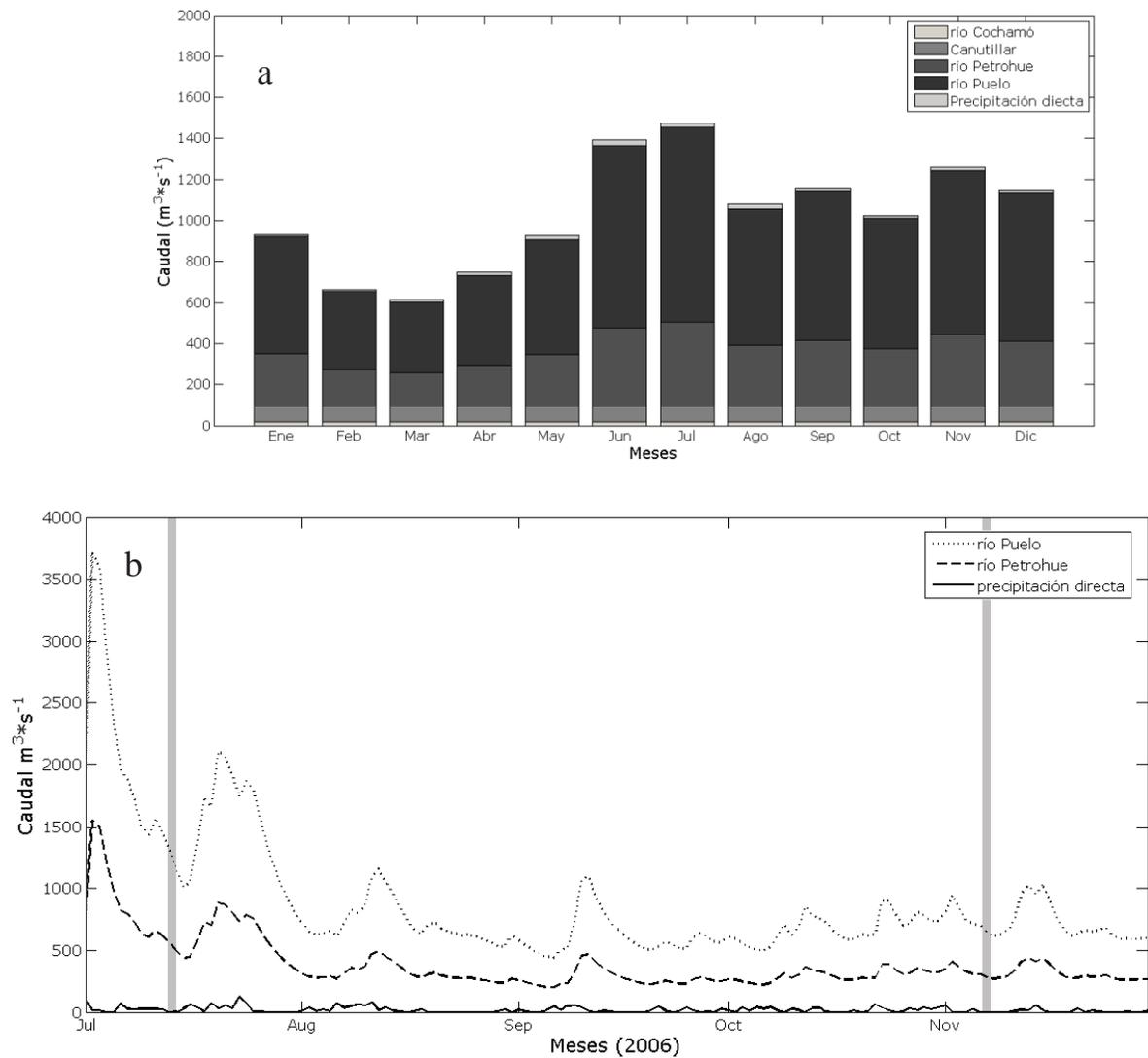


Figura 24. (a) Ciclo anual del caudal de agua dulce que recibe el fiordo Reloncaví, estimado a partir del caudal anual de los ríos Puelo, Petrohué y precipitación directa, además de los caudales constantes aportados por la hidroeléctrica en Canutillar ($75,5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) y el río Cochamó ($20 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). (b) Variabilidad mensual del caudal de los ríos Puelo y Petrohué y precipitación directa entre los meses Julio y Noviembre de 2006. De gris en (b), se representan los periodos de muestre en la estación Yo-yo 5 en el fiordo Reloncaví.

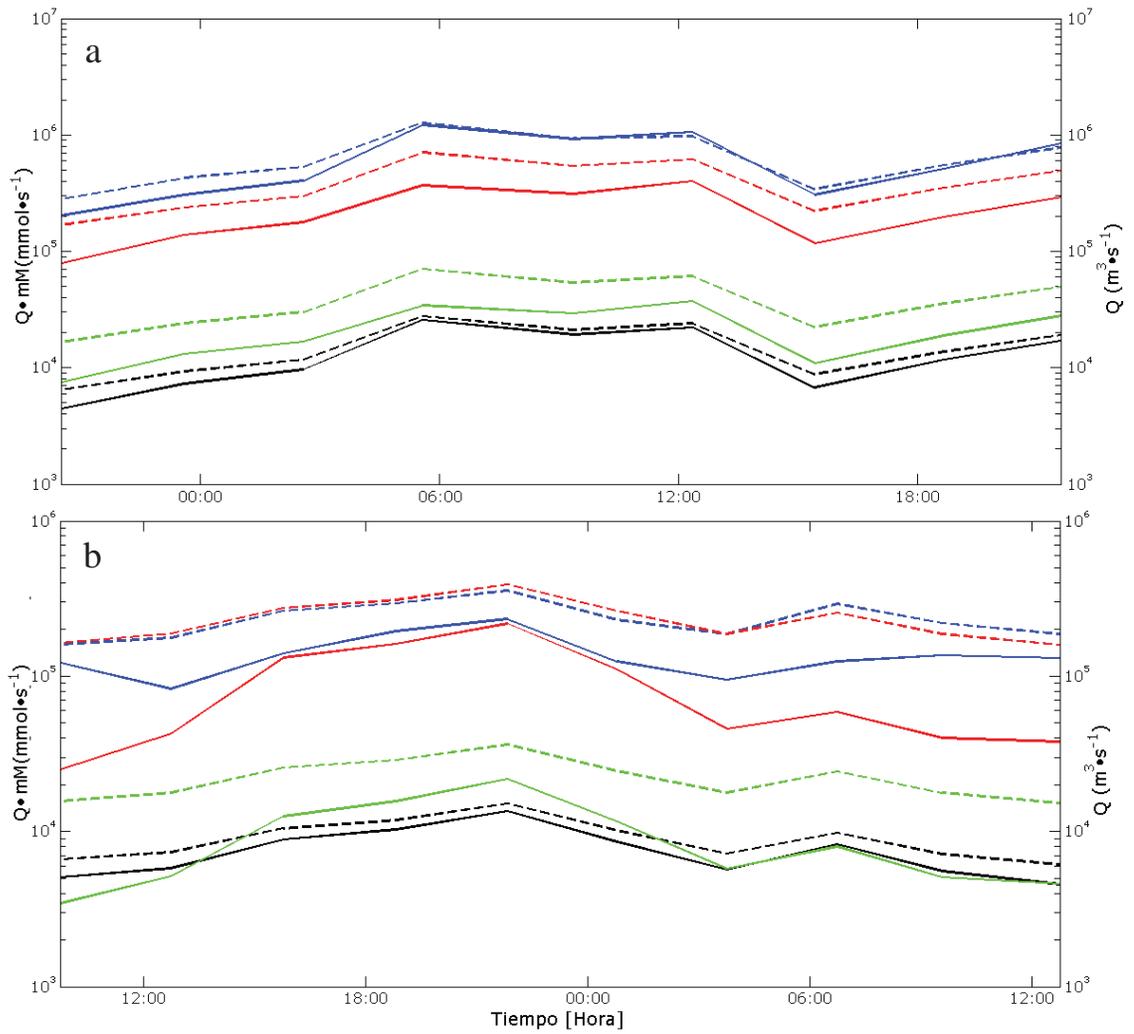


Figura 25. Modulo del transporte (negro) y de los transportes horizontales de: NO_3^- (rojo), PO_4^{3-} (verde) y $\text{Si}(\text{OH})_4$ (azul), para las estaciones E5C12FE1 (a) y E5C12FE2 (b). Las líneas completas y segmentadas indican capa superficial (dirección a la boca del fiordo) y profunda (dirección a la cabeza del fiordo) respectivamente.

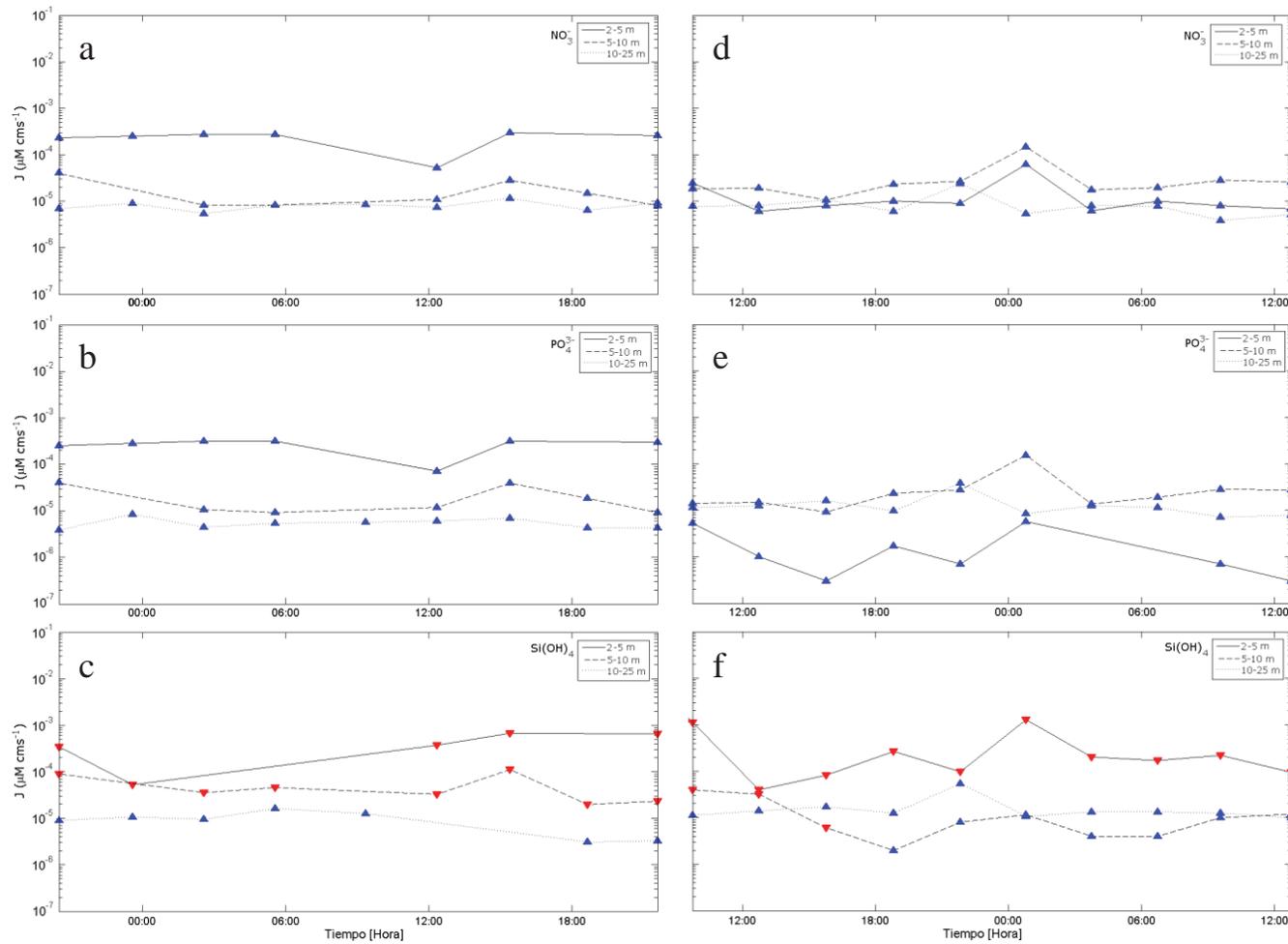


Figura 26. Flujos verticales (J) de NO_3^- , PO_4^{3-} y Si(OH)_4 para las estaciones E5C12FE1 (a, b y c) y E5C12FE2 (d, e y f) en las secciones 2 a 5 m (línea entera), 5 a 10 m (línea segmentada) y 10 a 25 m (línea punteada). Los triángulos indican la dirección del flujo; triángulos azules flujos ascendentes y triángulos rojos flujos descendentes.

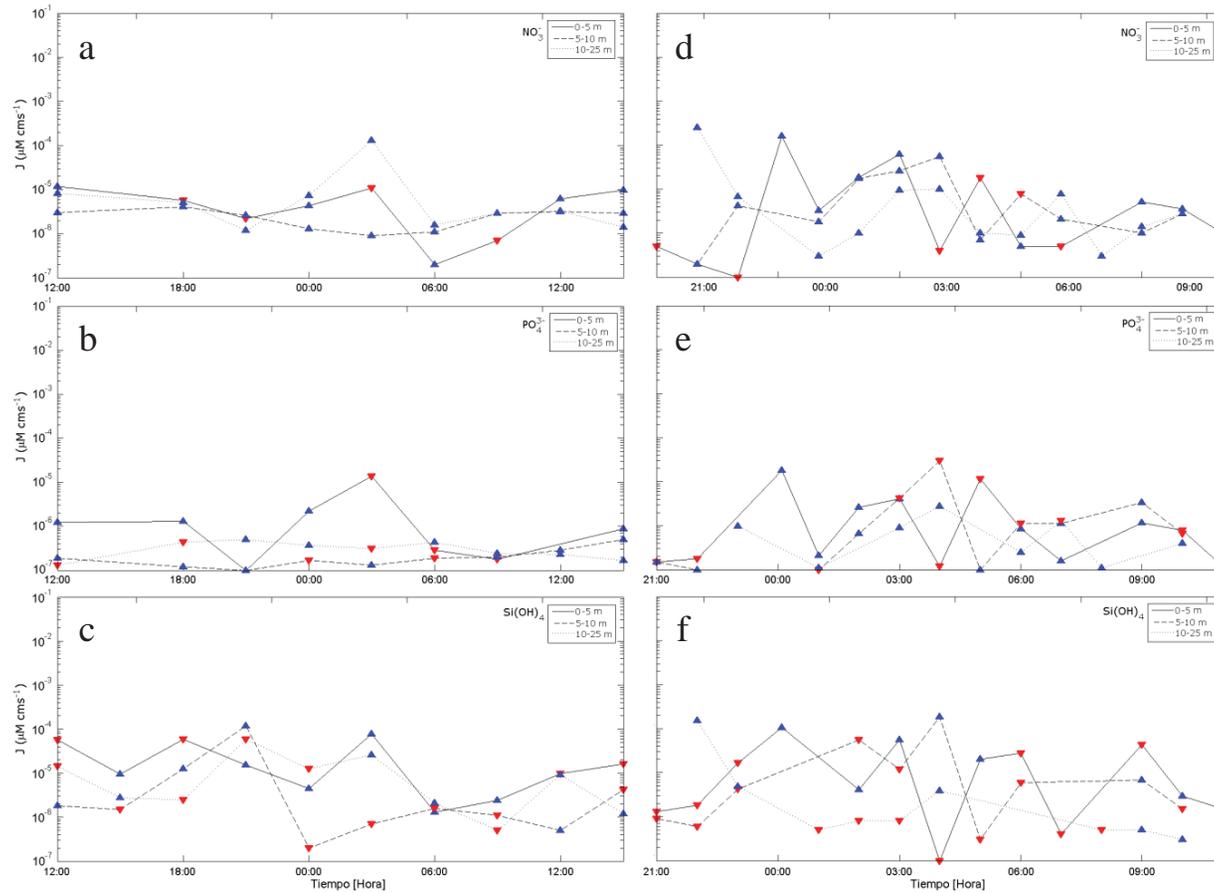


Figura 27. Flujos verticales (J) de NO_3^- , PO_4^{3-} y Si(OH)_4 para las estaciones E33C17F (a, b y c) y E33C17F-int (d, e y f) en las secciones 0 a 5 m (línea entera), 5 a 10 m (línea segmentada) y 10 a 25 m (línea punteada). Los triángulos indican la dirección del flujo; triángulos azules flujos ascendentes y triángulos rojos flujos descendentes.

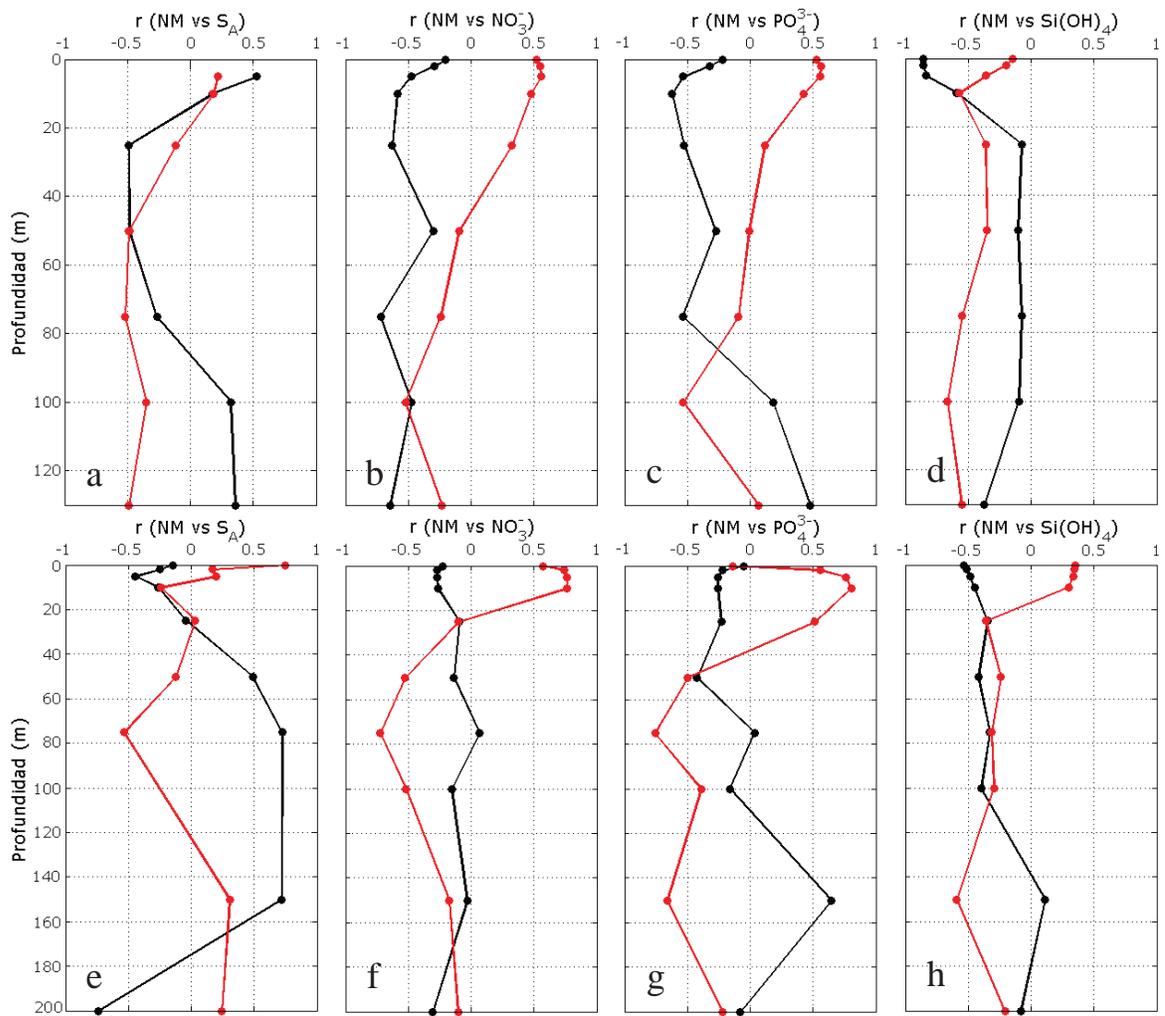


Figura 28. Perfil de correlación nivel de mar (NM) asociado a la salinidad absoluta (S_A), NO_3^- , PO_4^{3-} y $\text{Si}(\text{OH})_4$, para las estaciones E5C12FE1 (a, b, c y d) y E5C12FE2 (e, f, g y h), obtenidas con un valor p inferior a 0.05 en la mayor parte de los datos. Las líneas negra y roja indican el instante en el cual se correlacionaron, siendo $t = 0$ y 3 h respectivamente.

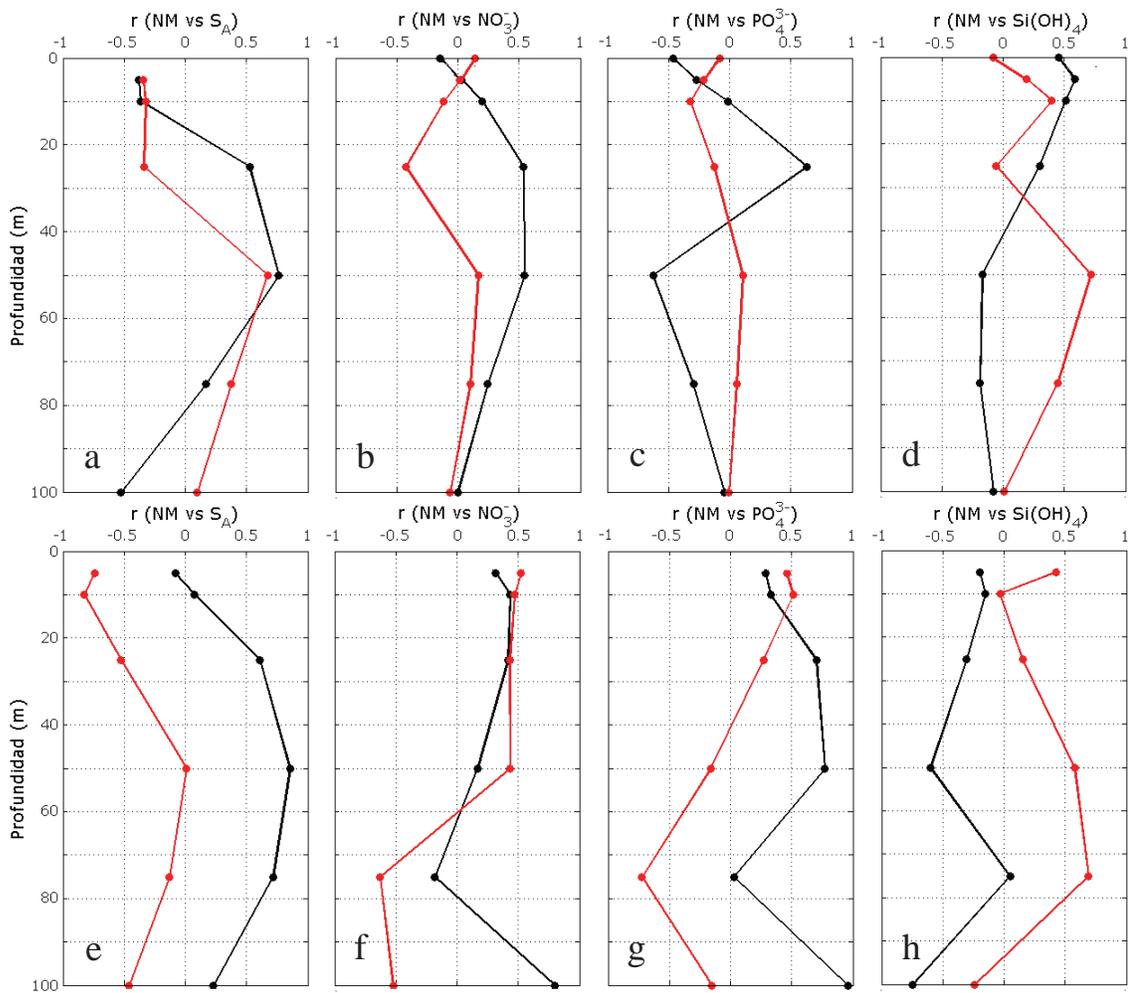


Figura 29. Perfil de correlación nivel de mar (NM) asociado a la salinidad absoluta (S_A), NO_3^- , PO_4^{3-} y $\text{Si}(\text{OH})_4$, para las estaciones E33C17F (a, b, c y d) y E33C17F-int (e, f, g y h) obtenidas con un valor p inferior a 0.05 en la mayor parte de los datos. Las líneas negra y roja indican el instante en el cual se correlacionaron, siendo $t = 0$ y 3 h respectivamente.

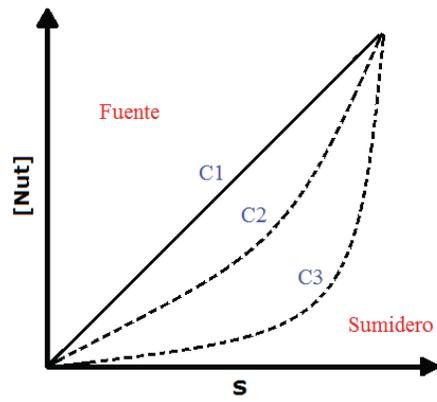


Figura 30. Diagramas salinidad-nutriente (S-Nut), generalizado de los tipos de curvas obtenidos en el Estuario Reloncavi.

10. TABLAS

Tabla 1. Ubicación geográfica de las estaciones Yo-yo analizadas.

<i>Crucero</i>	<i>Estaciones</i>	<i>Ubicación Geográfica (Coordenadas)</i>	
		<i>Latitud</i>	<i>Longitud</i>
C12F (E1 y E2)	E5	41° 40' 26,4" S	72° 24' 46,8" W
C17F	E33	42° 53' 00.0" S	72° 56' 00.0" W

Tabla 2. Resumen de los periodos de investigación para los cruceros CIMAR, variables obtenidas e instrumentación.

<i>Crucero</i>	<i>Fecha de Realización</i>		<i>Estaciones muestreadas</i>	<i>Variables</i>	<i>Instrumentación</i>
	<i>Inicio</i>	<i>Termino</i>			
C12F (E1)	08/07/2006	24/07/2006	E5	T°, S, O ₂ , NO ₃ ⁻ , PO ₄ ³⁻ y SI(OH) ₄	CTD, botellas Niskin
C12F (E2)	03/11/2006	13/11/2006	E5	T°, S, O ₂ , NO ₃ ⁻ , PO ₄ ³⁻ y SI(OH) ₄	CTD, botellas Niskin
C17F	11/10/2010	19/11/2010	E33	T°, S, O ₂ , NO ₃ ⁻ , PO ₄ ³⁻ y SI(OH) ₄	CTD, botellas Niskin

Tabla 3. Ríos muestreados, fecha de muestreo y cantidad de muestras tomadas.

<i>Crucero</i>	<i>Ríos Muestreados</i>	<i>Fecha</i>	<i>Numero de muestras</i>
C12F E1	Puelo	10/07/2006	1
	Petrohue		1
C12F E2	Puelo	04/11/2006	1
	Petrohue		1
	Cochamo		1
C17F	Puelo	17/10/2011	2
		22/10/2011	2
	Petrohue	17/10/2011	2
		22/10/2011	2
	Cochamo	17/10/2011	2
		22/10/2011	2

Tabla 4. Cruceros CIMAR, Estaciones Yo-Yo normales e intensiva, fechas y horas de muestreo correspondientes.

<i>Crucero</i>	<i>Estación</i>	<i>Fecha y hora de realización</i>	
		<i>Inicio</i>	<i>Termino</i>
C12F Etapa1	E5C12FE1	12/07/2006 21:15	13/07/2006 22:20
C12F Etapa2	E5C12FE2	06/11/2006 09:45	07/11/2006 12:45
C17F	E33C17F	06/11/2011 12:35	07/11/2011 15:35
	E33C17F-int	08/11/2011 21:30	09/11/2011 11:15

Tabla 5. Masas de agua, denominaciones y rangos de salinidad.

<i>Masa de agua</i>	<i>Siglas</i>	<i>Rango de salinidades</i>
Agua estuarina dulce	AED	2 – 11
Agua estuarina salobre	AES	11 – 21
Agua estuarina salada	AE	21 – 31
Agua subantártica modificada	ASAAM	31 – 33
Agua subantártica	ASAA	> 33

Tabla 6. Media y desviación estándar para los nutrientes inorgánicos NO_3^- , PO_4^{3-} y Si(OH)_4 , E5C12FE1.

<i>Estación</i>	<i>Perfil (estructura)</i>	<i>OD (mgL⁻¹)</i>		<i>NO₃⁻ (μM)</i>		<i>PO₄³⁻ (μM)</i>		<i>Si(OH)₄ (μM)</i>	
		<i>media</i>	<i>desviación estándar</i>	<i>media</i>	<i>desviación estándar</i>	<i>media</i>	<i>desviación estándar</i>	<i>media</i>	<i>desviación estándar</i>
E5C12FE1	Capa sup.	6	0,6	11,2	2,3	1,1	0,2	54	13
	Capa prof.	3,1	0,2	29,8	0,6	2,5	0,1	42	4
E5C12FE2	Capa sup.	8,5	0,6	2,8	1	0,4	0,1	48 10*	15 4*
	Capa prof.	4	0,3	26,1	0,6	2,4	0,1	26	4
E33C17F	Cuasi homogénea	5,8	0,1	19,4	~0	1,8	~0	9,6	1
E33C17F-int	Cuasi homogénea	5,8	0,1	16,7	0,1	1,7	0,1	8,1	~0

* Segunda capa formada en el perfil de la sílice, ya que se formaron dos silicoclinas.

Tabla 7. Aporte de agua dulce (caudal promedio) de las principales fuentes adyacentes al fiordo Reloncaví.

<i>Río o fuente de agua dulce</i>	<i>Caudal (m³s⁻¹)</i>	
	<i>CIMAR 12, estación 5, etapa 1 (Julio)</i>	<i>CIMAR 12, estación 5, etapa 2 (Noviembre)</i>
Puelo	1329,7	1015,6
Petrohue	565,7	436,5
Precipitación directa	3,4	14,0
Cochamó	20,0	20,0
Canutillar	75,7	75,7
Total	1994,5	1561,8

Tabla 8. Transporte horizontal de las capas superficial (Q₁) y profunda (Q₂) y transporte horizontal superficial (TH₁) y profundo (TH₂) de los nutrientes NO₃⁻, PO₄³⁻ y Si(OH)₄ en la estación E5C12FE1.

	<i>Estación 5 Yo-yo (h)</i>								
	20:30	23:35	02:35	05:34	09:21	12:21	15:25	18:40	21:35
Q ₁ (m ³ s ⁻¹)	-4450	-7303	-9676	-25759	-19215	-22122	-6764	-11768	-17085
Q ₂ (m ³ s ⁻¹)	6444	9297	11671	27754	21209	24116	8758	13763	19079
TH ₁ (NO ₃ ⁻)(μmols ⁻¹)	-78460	-137630	-176980	-367190	-311550	-400450	-117170	-197390	-291700
TH ₂ (NO ₃ ⁻)(μmols ⁻¹)	167170	237920	298210	707380	542100	617560	222920	349990	489420
TH ₁ (PO ₄ ³⁻)(μmols ⁻¹)	-7463	-13169	-16645	-34176	-29167	-37218	-10867	-18829	-27948
TH ₂ (PO ₄ ³⁻)(μmols ⁻¹)	16590	24036	30004	70364	53677	61048	22269	35468	49489
TH ₁ (Si(OH) ₄)(μmols ⁻¹)	-202900	-306500	-405200	-1211600	-918800	-1058700	-306600	-508900	-848000
TH ₂ (Si(OH) ₄)(μmols ⁻¹)	279600	425500	527900	1276700	932400	971600	341700	547900	776200

Tabla 9. Transporte instantáneo de las capas superficial (Q_1) y profunda (Q_2) y transporte horizontal superficial (TH_1) y profundo (TH_2) de los nutrientes NO_3^- , PO_4^{3-} y $Si(OH)_4$ en la estación E5C12FE2.

	<i>Estación 5 Yo-yo (h)</i>									
	09:45	12:45	15:47	18:50	21:50	00:47	15:25	03:46	09:35	12:45
Q_1 (m^3s^{-1})	-5046	-5780	-8891	-10281	-13543	-8563	-5643	-8243	-5554	-4554
Q_2 (m^3s^{-1})	6608	7342	10453	11842	15105	10125	7205	9805	7116	6115
TH_1 (NO_3^-) (μmols^{-1})	-24980	-42630	-131130	-161770	-218570	-110970	-45840	-58650	-40030	-37790
TH_2 (NO_3^-) (μmols^{-1})	163550	188550	274310	309880	391110	262410	186460	255520	186510	158810
TH_1 (PO_4^{3-}) (μmols^{-1})	-3448	-5146	-12538	-15622	-21664	-11542	-5743	-7961	-5060	-4584
TH_2 (PO_4^{3-}) (μmols^{-1})	15594	17688	25806	28837	36183	24498	17756	24364	17684	15180
TH_1 ($Si(OH)_4$) (μmols^{-1})	-121930	-82910	-139980	-194420	-233090	-124630	-94720	-124470	-136550	-130370
TH_2 ($Si(OH)_4$) (μmols^{-1})	159600	176930	264180	293990	355660	229900	187080	292200	219240	187320

Tabla 10. Flujos verticales medios de NO_3^- , PO_4^{3-} y $Si(OH)_4$ (J), a profundidades entre 25-50, 50-75 y 75-100 m, para las estaciones E5C12FE1, E5C12FE2, E33C17F y E33C17F-int.

J μMcm^{-1}	<i>E5C12FE1</i>			<i>E5C12FE2</i>			<i>E33C17F</i>			<i>E33C17F-int</i>		
	NO_3^-	PO_4^{3-}	$Si(OH)_4$	NO_3^-	PO_4^{3-}	$Si(OH)_4$	NO_3^-	PO_4^{3-}	$Si(OH)_4$	NO_3^-	PO_4^{3-}	$Si(OH)_4$
2-5 m	2×10^{-3}	2×10^{-3}	-2×10^{-3}	2×10^{-4}	2×10^{-5}	-4×10^{-3}	-10^{-5}	8×10^{-6}	3×10^{-5}	-2×10^{-5}	-10^{-6}	-8×10^{-6}
5-10 m	10^{-4}	5×10^{-4}	-4×10^{-4}	3×10^{-4}	3×10^{-4}	-2×10^{-5}	-2×10^{-5}	-10^{-6}	-10^{-4}	-9×10^{-6}	3×10^{-6}	10^{-5}
10-25 m	7×10^{-6}	5×10^{-5}	6×10^{-5}	10^{-4}	10^{-4}	2×10^{-4}	-2×10^{-4}	-10^{-6}	5×10^{-5}	-2×10^{-5}	-5×10^{-7}	-2×10^{-5}
25-50 m	3×10^{-5}	2×10^{-6}	7×10^{-5}	-10^{-6}	5×10^{-7}	5×10^{-5}	2×10^{-5}	9×10^{-7}	-2×10^{-5}	9×10^{-7}	8×10^{-8}	-2×10^{-6}
50-75 m	10^{-6}	-2×10^{-6}	5×10^{-5}	10^{-6}	-7×10^{-6}	2×10^{-5}	-	4×10^{-8}	-10^{-6}	-	-	-
75-100m	6×10^{-7}	-10^{-5}	2×10^{-5}	-10^{-5}	-5×10^{-6}	4×10^{-5}	4×10^{-6}	-	-	-	-	-

Tabla 11. Gradiente de densidad vertical ($\Delta\rho/\Delta z$) ubicado en entre los límites PP y PCM, para las estaciones 5 y 33 respectivamente.

$\frac{\Delta\rho}{\Delta z} \left(\frac{kg}{m^4}\right)$	Número de lances								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
E5C12FE1	0,0561	0,0982	0,0360	0,0604	0,0979	0,0549	0,0608	0,0346	0,0389
E5C12FE2	0,2366	0,1654	0,0076	0,0095	0,0050	0,2500	0,255	0,1729	0,2358
E33C17F	0,1057	-0,0169	0,0009	0,0003	-	-	-0,0036	-	-0,0147
E5C12F-int	0,0006	0,0025	0,0035	-0,0001	-	-0,0003	-0,0002	0,0032	0,0037

$\frac{\Delta\rho}{\Delta z} \left(\frac{kg}{m^4}\right)$	Número de lances					
	10	11	12	13	14	15
E5C12FE1	-	-	-	-	-	-
E5C12FE2	0,2375	-	-	-	-	-
E33C17F	0,0495	-	-	-	-	-
E5C12F-int	0,0011	0,0012	-0,0001	0,0042	0,0042	0,0051

Tabla 12. Correlación del flujo de nutrientes (J) vs la profundidad de la pycnoclina (PP) y profundidad de la capa de mezcla (PCM). En verde se muestran los valores de correlaciones positivas y negativas, así también los valores-p inferiores a 0,05, en rojo se muestran las malas correlaciones, así también los valores-p superiores a 0,05.

Flujo (J)	PP				PCM			
	E5C12FE1		E5C12FE2		E33C17F		E33C17F-int	
	R	Valor-p	r	Valor-p	r	Valor-p	r	Valor-p
NO ₃ ⁻	-0,43	0,25	-0,88	0,001	-0,77	0,07	0,59	0,09
PO ₄ ³⁻	-0,56	0,12	-0,89	0,001	-0,36	0,43	0,28	0,58
Si(OH) ₄	-0,13	0,77	-0,85	0,002	0,54	0,21	-0,41	0,32