



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA CIVIL

EFFECTO DE LA CIRCULACIÓN BAROCLÍNICA INDUCIDA POR EL VIENTO EN
LA MEZCLA VERTICAL DEL FIORDO COMAU

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS DE LA
INGENIERÍA, MENCIÓN RECURSOS Y MEDIO AMBIENTE HÍDRICO

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE INGENIERO CIVIL

OSCAR RODRIGO SEPÚLVEDA STEINER

PROFESOR GUÍA:
ALBERTO DE LA FUENTE STRANGER

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
CAROLINA MERUANE NARANJO
CRISTIÁN ESCAURIAZA MESA
YARKO NIÑO CAMPOS

SANTIAGO DE CHILE
2015

**Resumen de la tesis para optar al
Título de Ingeniero Civil y Grado de Magíster
en Ciencias de la Ingeniería, Mención Recursos
y Medio Ambiente Hídrico
Por: Oscar Sepúlveda Steiner
Fecha: diciembre 2015
Prof. Guía: Sr. Alberto de la Fuente S.**

EFFECTO DE LA CIRCULACIÓN BAROCLÍNICA INDUCIDA POR EL VIENTO EN LA MEZCLA
VERTICAL DEL FIORDO COMAU

Los canales y fiordos australes de Chile son propensos a eventos de proliferación de algas. Un mecanismo que da pie a la generación de estos eventos es la mezcla vertical, la cual transporta nutrientes desde aguas profundas a zonas más someras, generando mayor disponibilidad de nutrientes para los procesos fotosintéticos de las microalgas, lo que permite su proliferación. En un cuerpo de agua estratificado, el perfil de densidad controla el proceso de mezcla vertical, por otra parte, la circulación es controlada por los forzantes y a su vez modifica la estructura de densidad, alterando el régimen de mezcla. Por lo tanto, caracterizar y predecir correctamente la estratificación y la mezcla vertical podría ayudar en el pronóstico de escenarios propensos a eventos de proliferación de algas.

Durante el mes de enero de 2014 se realizó una campaña de mediciones en el fiordo Comau ($42^{\circ}22'S$, $72^{\circ}25'W$), región de los Lagos, Chile. Éste es un sistema estuarino angosto, de 34 *km* de largo, con una profundidad media de 350 *m*. En la campaña se efectuó un monitoreo de la estratificación y variables hidrodinámicas del fiordo utilizando un sistema de medición autónomo diseñado para este propósito. La estratificación se caracterizó con mediciones continuas de temperatura y conductividad a diferentes profundidades y con perfiles diarios de estas variables con una sonda multiparámetro, la cual permitió la medición adicional de fluorescencia asociada a clorofila-a. El campo de velocidades en los primeros 23 *m* se registró en diversos periodos con un medidor acústico de corrientes ADCP. Por otra parte, se realizó una descripción de los procesos de mezcla vertical mediante un modelo 1D vertical con un cierre turbulento tipo $k - \epsilon$. Al modelo se le incorporaron los efectos de presiones horizontales barotrópicas inducidas por la marea y baroclínicas inducidas por el viento, las cuales fueron incorporados mediante series de tiempo de gradientes de presiones. Estos gradientes fueron incorporados como términos fuente en las ecuaciones de momentum del modelo.

Los resultados de la campaña de terreno indican la presencia de una capa superficial de agua dulce y otra profunda de agua salada con una interfaz de densidades abrupta y somera localizada a 5 *m* de profundidad y una corriente superficial con una velocidad promedio de 5 $cm s^{-1}$. La variación temporal de la estratificación muestra una correlación con el forzamiento por viento. Los resultados de modelación, que incluyeron los gradientes de marea y circulación baroclínica inducida por el viento, arrojaron una mejora de un 10 % con respecto al caso sin gradientes. Adicionalmente, se realizó una validación en términos de transporte de masa que muestra una relación de los coeficientes asociados a la mezcla vertical del modelo modificado con la distribución vertical de microalgas que concuerda con los resultados de otros experimentos de campo. Los resultados indican que la circulación baroclínica inducida por el viento podría estar modulando la mezcla vertical en el fiordo Comau.

*A mis abuelos Elena y Miguel,
“No hay palabras para tanto...
Amor de pocas palabras ♪”*

Πάντα ῥεῖ

HERÁCLITO

Mari mari Ngen-ko
(Saludo al espíritu dueño del agua)

Agradecimientos

En primer lugar, a mi familia. A mi mamá, Elizabeth, que me enseñó a ser una persona autosuficiente. A mi papá, Jaime, que me enseñó a conformarme sin ser un conformista. A ambos, gracias porque nunca me ha faltado nada. A mi hermana Paula, por su “bullying” positivo. A mis abuelos, arquitectos de mis valores y principios. Todos ustedes generan esta turbulencia.

A Javiera, por todo su cariño y comprensión. No lo habría logrado sin tu apoyo.

En mi paso por la Universidad muchos fueron los amigos que compartieron conmigo su buena onda e hicieron que no se fuera de las manos la locura beauchefiana. Imposible no agradecer a Claudio, CarliTROs, Damm y Gruna-wise, mis amigos del plan común. A mis amigos de Civil: Vicky, Jorgalia, Carlitos-shit, Lawi, Jandri, Frank y Pelao Yañez. Al grupo de estudio hidráulico: Fran y Cesar (y Jandri). A los cabros de la Rama de Andinismo de Ingeniería (RAI), en especial a Pipe y Johann. A los hidráulicos (pura gente fina), en especial a: La Pollo, Tario, Pauli, Feña, Paci, Edi, RP, Balbontinto, Fepo, Jorch, Sotro, Taitus, Chalo, Cotroneo, Jannik, JC, Piter Rock, Wilinho, Sewasted, Uribe, Mascatore, GZ, Alex, Pinolio, Yuri, Falcao, Vladimir (una leyenda) y Omar el Paceño...cuanta alegría y tragedia en el tercer piso o en el laboratorio...y cuantos memorables terraceos, carretes y bienvenidas hidráulicas. **Que manera de dar cara (y vida).** Especial reconocimiento en lo académico le debo al Hugo que siempre me apoyó en este camino y al Tomás por alentarme en la recta final. Dentro de todas estas celebridades, quiero destacar a dos personajes y grandes amigos que sin duda marcaron mi paso por la U, Raúl Norambuena (Lawi) y Edinsson Muñoz (Edi), a ambos: simplemente ¡¡gracias por existir!!

A la Jacqui por la buena onda y ayuda en todo. A la gente del Laboratorio de Hidráulica Francisco Javier Domínguez (que en mi humilde opinión debería llamarse *Estacionamiento de bicicletas y centro de acopio Juan Donoso*): JD, Manuel y José. Un agradecimiento especial a Geovanni (Yuyitsu/Sensei) y Pancho (Profesor Led), por toda la buena onda y por su ayuda en la preparación de mi campaña de terreno. A Vivi y Mónica, por la buena voluntad siempre. A todos los funcionarios (de planta y a contrata) que hacen de esta Universidad algo más que cátedras e investigación. A todo el personal de aseo y jardines de la facultad, por su trabajo invaluable.

A Boris y Sole, *guardianes de la Patagonia Norte*, quienes me recibieron en su casa para mi campaña de terreno en el fiordo Comau. Un mes que en lo humano atesoró con el alma. Sin la ayuda y astucia de Boris la campaña de terreno no habría sido posible, muchísimas gracias.

A los profesores guías: Carola y Beto, por la oportunidad y la paciencia. Al profe Yarko por ser un verdadero maestro. Al profe Paulo por todos sus buenos consejos.

A Manuel Contreras Leiva y al Centro de Ecología Aplicada (CEA) por financiar la campaña de terreno y parte de los instrumentos. Manuel, muchas gracias por todas las observaciones y consejos; para el terreno en Comau y la vida. También quiero agradecer el apoyo en logística y traslado de Marco Contreras y la ayuda en cartografía de Felipe Cerda.

I would like to thank to Prof. Alfred Johny Wüest who received me as an internship student at EPFL, Switzerland. To the APHYS Laboratory staff, for hosting me during that period, specially to Damien Bouffard for all his interest on my work and his encouragement. To all the friends I made there, specially to Vincent and Karim.

Agradezco a CONICYT por el apoyo económico brindado a través de la beca PFCHA/Magíster Nacional/2013 folio 221320629, al Depto. de Postgrado y Postítulo de la Vicerrectoría de Asuntos Académicos de la Universidad de Chile, por el apoyo económico a través de las becas de estancias cortas de investigación, que hizo posible mi estadía en Suiza y a la División de Recursos Hídricos y Medio Ambiente por apoyar mi participación en el congreso AGU Fall Meeting 2014.

Tabla de contenido

1. Introducción	1
1.1. Introducción general	1
1.2. Objetivos	2
1.2.1. Objetivo general	2
1.2.2. Objetivos específicos	2
1.3. Estructura del Informe	3
2. Área de Estudio: Fiordo Comau	4
3. Metodología	7
3.1. Modelo numérico 1D vertical para fiordos	7
3.1.1. Gradientes de presión	8
3.2. Diseño de boya de medición	11
3.2.1. Sensores	12
3.2.2. Energización	13
3.2.3. Boya y estructuras anexas	15
3.2.4. Fondeo de la boya	18
3.3. Campaña de terreno	19
3.4. Métodos de cálculo y análisis de datos	22
3.5. Configuración del modelo	24
3.5.1. Datos de entrada para construcción de gradientes	25
3.5.2. Parámetros del modelo	26
4. Resultados	28
4.1. Estimación de caudales y comprobación mediante balance de sal	28
4.1.1. Estimación de caudales medios mensuales del río Vodudahe en desembocadura	28
4.1.2. Balance de sal para comprobación de estimación de caudales	31
4.2. Transecta a lo largo del fiordo de perfiles CTD y fluorescencia en llenante . .	33
4.3. Resultados de la campaña de terreno: Estratificación, forzantes y dinámica de mesoescala	34
4.4. Deformación de isotermas y disipación	37
4.5. Resultados de modelación y comparación con observaciones	39
4.6. Resultados eco-hidrometeorológicos	42
4.7. Validación del modelo en términos de transporte vertical de masa	45
5. Conclusiones	48
5.1. Discusión	48
5.2. Conclusiones finales	51
Bibliografía	52

Anexos	57
Anexo A. Artículo presentado en XXVI Congreso IAHR Latinoamericano de Hidráulica, Santiago, Chile, 2014	58
Anexo B. Poster presentado en American Geophysical Union Fall Meeting 2014, San Francisco, EE.UU.	70
Anexo C. Borrador de artículo a ser presentado en revista ISI	72
Anexo D. Series de tiempo de velocidades medidas con adcp acompañadas por las series de viento, mareas, y perfiles de densidad	95
Anexo E. Manual de adquisición de datos del sensor TriLux a través de datalogger Campbell CR1000	102
Anexo F. Mediciones de marea en la estación científica de la fundación San Ignacio del Huinay	116

Índice de figuras

2.1. Mapa de la zona de estudio.	4
2.2. Perfiles de materia orgánica y clorofila-a reportados en el fiordo Comau	5
2.3. Perfiles de nutrientes reportados en el fiordo Comau	5
2.4. Fotos del fiordo Comau durante la campaña de terreno	6
3.1. Esquema de conexión de un transductor	13
3.2. Esquema de 1 m ² de <i>ready dock</i>	17
3.3. Vista interior caja estanco de la boya de monitoreo	17
3.4. Detalle de prensa-estopas	18
3.5. Esquema de fondeo de la boya de medición	19
3.6. Esquema de boya de medición y sensores acoplados a ésta	20
3.7. Boya instalada en terreno, vista lateral	21
3.8. Boya instalada en terreno, vista diagonal	22
3.9. Esquema de circulación residual en un estuario idealizado.	24
3.10. Componente semidiurna de marea M2 de la zona Norte de los canales y fiordos Patagónicos	26
4.1. Mapa de cuencas Futaleufú y Vodudahue	30
4.2. Datos de campo para estimación de caudal mediante balance de sal	31
4.3. Distribución de la serie de tiempo de velocidad medida en los primero 5 m y distintas estimaciones de caudal mediante balance de sal	32
4.4. Transecta a lo largo del fiordo en llenante	33
4.5. Resultados de los perfiles CTD diarios.	34
4.6. Hidrodinámica y forzantes	35
4.7. Series de tiempo de perfiles de temperatura y forzantes meteorológicos	36
4.8. Análisis Wavelet para las series de tiempo de velocidad de viento y PE	37
4.9. Promedios temporales de dos horas de la tasa de deformación de isoterms al cuadrado, en las tres estaciones de monitoreo de perfil de temperatura	38
4.10. Estimaciones de ε por medio del método de deformación de isoterms	39
4.11. Comparación de promedios verticales de velocidad a lo largo del fiordo y evaluación del indicador de habilidad de modelo	40
4.12. Promedio vertical del inverso del número de Richardson	41
4.13. Resultados Eco-hidrometeorológicos	43
4.14. Perfiles medidos de fluorescencia asociada a clorofila-a y temperatura contrastados con parámetros hidrodinámicos modelados.	44
4.15. Difusión vertical turbulenta modelada (K_z) versus la raíz cuadrada del segundo momento estadístico (σ) de los perfiles de fluorescencia de clorofila-a	46

1. Introducción

1.1. Introducción general

Los fiordos son un tipo de estuario angosto, muy profundo y de batimetría abrupta que deben su forma a la actividad glaciaria pasada (Valle-Levinson, 2010). La hidrodinámica de los fiordos está controlada por la interacción entre el océano y el agua dulce entregada por ríos afluentes, lo que genera una estratificación permanente controlada por los gradientes de salinidad (Farmer & Huppert, 1979). La circulación de estos sistemas es controlada por forzantes hidrodinámicos como marea, corrientes y el momentum entregado por la descarga de los ríos afluentes y por forzantes meteorológicos como el viento (Stigebrandt, 2012).

En el sur de Chile, entre las latitudes 41° - 55°S, se localiza una extensa red de canales y fiordos. La hidrodinámica de los canales y fiordos Chilenos fue por primera vez estudiada de forma extensa durante las expediciones de los cruceros CIMAR, en las décadas del 90 y 2000 (ver Sievers, 2008, y las referencias ahí mencionadas). Las mediciones realizadas en los fiordos durante las campañas de los cruceros CIMAR muestran una estratificación controlada por la dilución de la salinidad en la zona superficial de la columna de agua, debido al agua dulce introducida por los ríos. Con respecto a aspectos ecológicos, Palma & Silva (2004) muestran que la fuente principal de nutrientes en el mar interior de la Patagonia Norte, es el agua sub-antártica que ingresa por debajo del agua superficial. Lo anterior también fue extendido por Sievers & Silva (2008) para toda la región de los fiordos chilenos, a partir de las mediciones de los cruceros CIMAR. Estos nutrientes que se almacenan en aguas profundas pueden re-localizarse en aguas superficiales debido a eventos de mezcla vertical, quedando así disponibles para su uso por parte de las microalgas. Debido a esto, los fiordos Chilenos son vulnerables a eventos de floración masiva de microalgas, cuando no hay limitación de luz para los procesos fotosintéticos (Iriarte et al., 2007). Algunos de estos eventos de floración masiva de algas pueden ser nocivos, dando origen a los FAN*, como los reportados por Seguel et al. (2005) e Iriarte & González (2008). En este contexto, cuantificar la mezcla vertical en los fiordos resulta en una posible estrategia rápida para diagnosticar condiciones para el desarrollo de FAN.

El presente estudio se llevó a cabo en el fiordo Comau (42°22' S, 72°25' W, ver Figura. 2.1), el cual se sitúa en la región de los Lagos, Sur de Chile. Este sistema se mantiene casi prístino, sin intervenciones humanas importantes, pero la fuerte incorporación de cultivos de salmones representa una amenaza para el ecosistema y una causa potencial de eutroficación e hipoxia. Por esta razón, entender la hidrodinámica del fiordo y los fenómenos de mezcla relacionados es esencial para poder conservarlo.

La mezcla vertical es una de las respuestas de un cuerpo de agua debido a la acción de

*sigla para Floración de Algas Nocivas, ver Suárez & Guzmán (2005).

forzantes y procesos dinámicos desencadenados por éstos, modificando la estructura vertical de densidad, temperatura, nutrientes, etc. Dentro de los parámetros clave para cuantificar la mezcla vertical está la tasa de disipación de energía cinética turbulenta (ε , Ivey et al., 2008). Este parámetro puede ser inferido mediante mediciones de terreno con microperfiladores de temperatura, salinidad y/o velocidad; o bien estimado mediante modelos numéricos de distinto orden espacial y complejidad. Uno de los modelos más utilizados se conoce como modelo $k - \varepsilon$, que resuelve la variación espacial y temporal de la energía cinética turbulenta k , y la tasa de disipación de ésta, ε . Dando así, un cierre a la turbulencia para las ecuaciones promediadas de Reynolds, tanto para el transporte de momentum como de escalares (Rodi, 1980).

Una simplificación que ofrece varias ventajas, es el uso de un modelo $k - \varepsilon$ 1D vertical (Burchard & Petersen, 1999; Goudsmit et al., 2002), pues posibilita alcanzar una alta resolución vertical y temporal con tiempos de computo bajos, y permite un fácil acoplamiento con modelos meteorológicos y de calidad de aguas. Sin embargo, la principal limitación en la aplicación directa de modelos $k - \varepsilon$ 1D para la estimación de mezcla vertical en fiordos, es que éstos no son capaces de reproducir flujos horizontales ni efectos batimétricos importantes en la circulación. Específicamente, mareas y gradientes de presión baroclínicos inducidos por el viento. Es así que, incorporar los efectos de mareas y gradientes de presión baroclínicos inducidos por el viento en un modelo $k - \varepsilon$ 1D vertical ha constituido un objetivo específico de este trabajo. La validación del modelo se realiza utilizando mediciones obtenidas en una campaña de terreno en el fiordo Comau. Para lo anterior se diseñó e instaló una boya autónoma de medición especialmente equipada para captar la estratificación en un fiordo.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo general

Estudiar la mezcla vertical producida por la circulación baroclínica inducida por el viento en el fiordo Comau, mediante mediciones de terreno y modelación numérica.

1.2.2. Objetivos específicos

- Diseñar un boya automática de medición, la cual tenga la capacidad de medir temperatura y conductividad a distintas profundidades para dar cuenta de la estratificación en el cuerpo de agua.
- Planificar y realizar una campaña de terreno de un mes en el fiordo Comau, con el objetivo de caracterizar la estratificación y forzantes que la afectan.
- Implementar un modelo $k - \varepsilon$ 1D vertical para estudiar la mezcla vertical en el fiordo, el cual debe incluir los efectos de presión horizontal debido a mareas y circulación

baroclínica inducida por el viento.

- Validar los resultados del modelo mediante comparación con datos obtenidos en terreno.

1.3. Estructura del Informe

Este documento se encuentra organizado de acuerdo a la siguiente estructura:

- **Introducción:** Corresponde a la descripción, motivación y objetivos de la tesis.
- **Área de estudio:** Se exponen las características generales del fiordo donde se realiza este estudio.
- **Metodología:** En esta parte se describe el desarrollo teórico detrás del modelo numérico. Los principales antecedentes para la confección de la boya de medición y detalles de su instalación, junto con las actividades de la campaña de terreno. Además, se incluye una reseña de las expresiones utilizadas para realizar el análisis de los resultados y la configuración del modelo.
- **Resultados:** Se presentan los resultados de la campaña de terreno y de la modelación numérica. Se validan los resultados de la modelación mediante un análisis de sensibilidad de los términos incorporados al modelo y se corroboran valores de turbulencia por medio del análisis de la distribución vertical de microalgas.
- **Conclusiones:** Se destacan las conclusiones del trabajo realizado. Adicionalmente, se discuten los resultados obtenidos y se comparan con otras investigaciones.
- **Anexos:** Se anexan a este informe los trabajos realizados durante el desarrollo de la tesis, una nota técnica de adquisición de datos vía puerto digital con el datalogger CR1000 y un detalle de mediciones obtenidas con ADCP.

2. Área de Estudio: Fiordo Comau

El fiordo Comau ($42^{\circ}20'S$, $72^{\circ}30'W$) se ubica en la Región de los Lagos, al este de la isla de Chiloé, en la zona conocida como Chiloé Continental (Figura 2.1). El fiordo tiene una orientación prácticamente Norte-Sur con un eje central ubicado aproximadamente a lo largo del meridiano $72^{\circ}28'W$. En cuanto a sus dimensiones, el fiordo tiene aproximadamente 34 km de largo desde la cabeza a la boca, con una profundidad promedio y máxima de 350 m y 500 m, respectivamente (SHOA, 1999a). Además, tiene un ancho promedio de 4,76 km, un ancho máximo de 10 km en la boca y un ancho mínimo de 2 km en el sector conocido como Punta Calle (SHOA, 1999b). El fiordo no tiene una morrena de retroceso bien definida en la boca, pero tiene un cambio drástico de profundidad de 500 m a 300 m cerca de la boca ($42^{\circ}14'S$, $72^{\circ}38'W$; ver Figura 2.1). Esta característica batimétrica actúa como barrera, aislando las aguas profundas del mar abierto. La columna de agua se caracteriza por una capa superficial de agua salobre, la cual presenta altos gradientes en la cabeza, los cuales se debilitan a lo largo del eje hasta la boca, donde la columna está bien mezclada (Ver Figura 4.4). El mayor afluente al fiordo es el río Vodudahue, con un caudal medio anual estimado

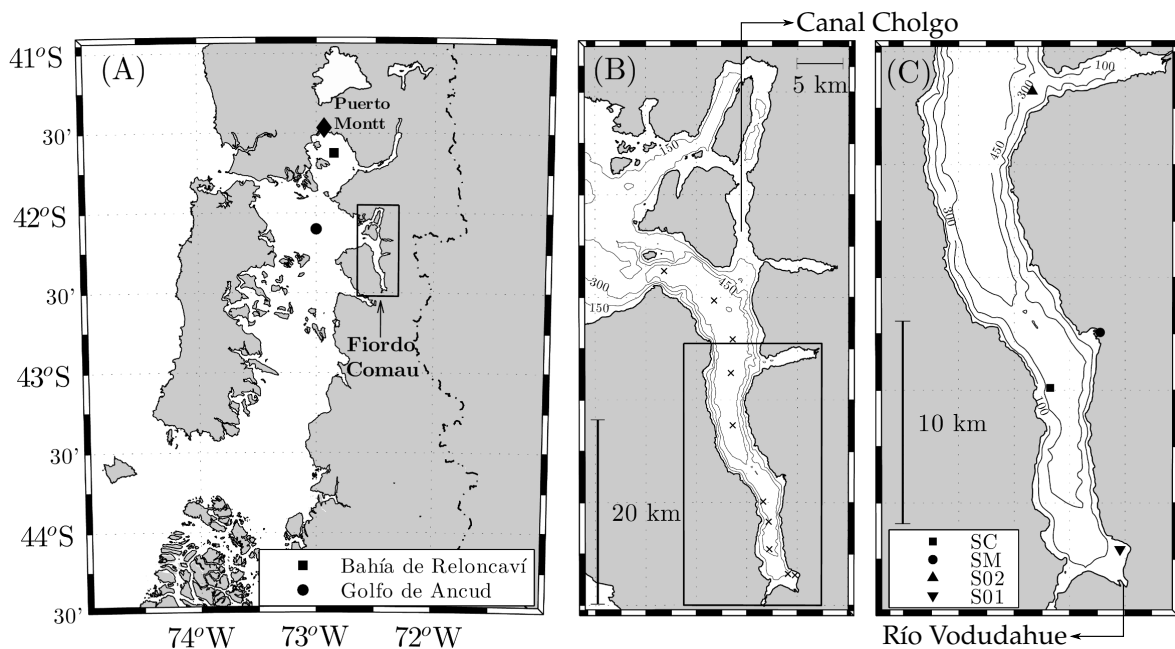


Figura 2.1: Mapa de la zona de estudio. (A) Mapa regional de la Patagonia Norte. (B) Mapa del fiordo Comau. (C) “Close up” a la zona donde el trabajo se concentra, incluyendo posición de los puntos de monitoreo. SC boya central, S01 y S02 cadenas de termistores y SM estación meteorológica.

de $44,6 m^3s^{-1}$ (ver sección 4.1). En el fiordo Comau, la marea está fuertemente forzada por un componente armónico semidiurno tipo M2, con amplitudes que varían entre 2 y 7 m (Fundación San Ignacio del Huinay, 2015; ver Anexo F). La meteorología se caracteriza

por presentar altas precipitaciones y bajas temperaturas a lo largo del año, con promedios anuales de 5200 *mm* de precipitación y temperatura del aire de 10 °C (Soto, 2009). El verano es menos lluvioso y más cálido, con temperaturas y precipitaciones promedio de 14,8 °C y 300 *mm*, respectivamente (Soto, 2009). Las principales actividades económicas que se desarrollan en la zona son el cultivo de salmones y de bivalvos como choritos y cholgas.

Investigaciones previas en el fiordo Comau muestran una estratificación de dos capas a lo largo de todas las estaciones del año, con una picnoclina que se localiza entre 5 a 10 *m* de profundidad (Sánchez et al., 2011; Muñoz et al., 2014). Por otra parte, Iriarte et al. (2013) encontró que la concentración de nutrientes incrementa con la profundidad en primavera y verano, con una producción primaria y concentraciones de clorofila-a que aumentan hasta los 15 *m* (ver Figura 2.2), donde se encontró, además, que las concentraciones de nutrientes NO₃ y PO₄ eran de ≤ 4 y 0,1 μM*, respectivamente en primavera, y ≤ 8 y 2 μM, respectivamente en verano (ver Figura 2.3).

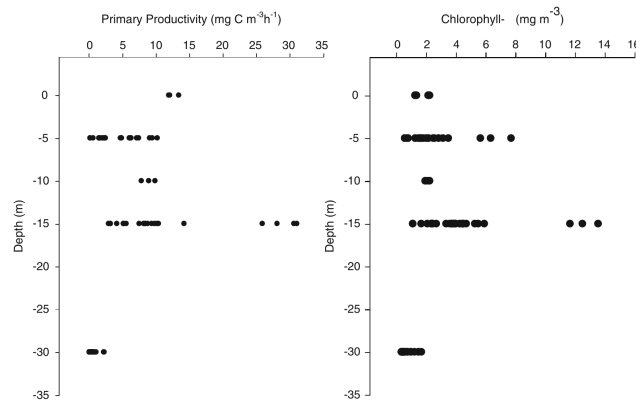


Figura 2.2: Perfiles de materia orgánica y clorofila-a en el fiordo Comau, reportados por Iriarte et al. (2013). Mediciones realizadas durante la primavera de 2008 y verano de 2009, en la costa frente a la estación de mediciones meteorológicas SM (42.39°S, 72.44°W).

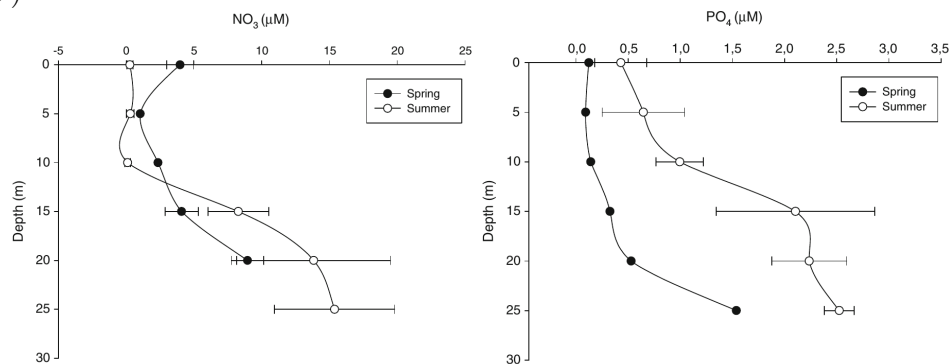


Figura 2.3: Perfiles de nutrientes inorgánicos en el fiordo Comau, reportados por Iriarte et al. (2013). Mediciones realizadas durante la primavera de 2008 y verano de 2009, en la costa frente a la estación de mediciones meteorológicas SM (42.39°S, 72.44°W).

*concentración micromolar

En la Figura 2.4, se muestran fotografías del fiordo durante la realización del terreno.

(A)



(B)



Figura 2.4: Fotos del fiordo Comau durante campaña de terreno. (A) Tarde nublada. (B) Mañana despejada.

3. Metodología

3.1. Modelo numérico 1D vertical para fiordos

Para estudiar los efectos de los forzantes externos en la estructura de densidad de la columna de agua en fiordos, se modificó el modelo SIMSTRAT (Goudsmit et al., 2002), el cual calcula la mezcla vertical para la salinidad y temperatura utilizando un esquema 1D vertical con cierre turbulento tipo $k - \varepsilon$ (Rodi, 1980). Para ésto, se utilizan las expresiones expuestas por Burchard & Petersen (1999) para el transporte de escalares (temperatura y salinidad). Mientras que, las ecuaciones de momentum son similares a las propuestas por Goudsmit et al. (2002); sin embargo, para representar la dinámica propia de los fiordos, se incorporan dos forzantes representados como gradientes de presión: uno debido a la marea y otro debido al viento. Con ésto las ecuaciones de momentum son:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left((\nu + \nu_t) \frac{\partial u}{\partial z} \right) + fv + \alpha_{grad} \left(-\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial P}{\partial x} \Big|_{marea} - \frac{1}{\rho_o} \frac{\partial P}{\partial x} \Big|_{viento} \right) \quad (3.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left((\nu + \nu_t) \frac{\partial v}{\partial z} \right) - fu + -\alpha_{grad} \frac{1}{\rho_o} \frac{\partial P}{\partial y} \Big|_{viento} \quad (3.2)$$

donde ρ_o es la densidad de referencia, $f = 2\Omega \sin(\theta)$ es la frecuencia inercial, con Ω la velocidad de rotación terrestre y θ la latitud, ν y ν_t son la viscosidad molecular y turbulenta, respectivamente. El término α_{grad} es un parámetro de escalamiento del forzante por gradiente de presión efectivo que entra al modelo y es materia de discusión en las siguientes secciones de este trabajo. Este parámetro de escalamiento es necesario, porque los gradientes generados por marea y viento son calculados a partir de un esquema invíscido que no considera disipación de energía interna. Por esta razón, la magnitud del gradiente de presión que entra al modelo $k - \varepsilon$ es menor que el estimado, de manera tal que $0 \leq \alpha_{grad} < 1$. La obtención de los gradientes de presión se aborda en la siguiente sección.

Ecuaciones de transporte de escalares:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left((K_\theta + K_z) \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \frac{1}{\rho_o C_p} \frac{\partial H_{sol}}{\partial z} \quad (3.3)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left((K_s + K_z) \frac{\partial S}{\partial z} \right) \quad (3.4)$$

donde T y S son la temperatura y salinidad, respectivamente. Los términos C_p y H_{sol} son el calor específico del agua y la radiación de onda corta, respectivamente. K_θ y K_s son la difusión

molecular de calor y salinidad, mientras que K_z es el coeficiente de difusión turbulenta.

Ecuaciones de cierre turbulento:

$$\frac{\partial k}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu_k \frac{\partial k}{\partial z} \right) + P + B - \varepsilon \quad (3.5)$$

$$\frac{\partial \varepsilon}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu_\varepsilon \frac{\partial \varepsilon}{\partial z} \right) + \frac{\varepsilon}{k} (c_{\varepsilon 1} P + c_{\varepsilon 3} B - c_{\varepsilon 2} \varepsilon) \quad (3.6)$$

donde k es la energía cinética turbulenta (TKE) y ε la tasa de disipación de TKE. La producción de TKE por esfuerzos de corte P y la producción boyante B están dadas por:

$$P = \nu_t \left(\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right) \quad (3.7)$$

$$B = -\nu_t N^2 \quad (3.8)$$

donde $N^2 = -g\rho_o^{-1}\partial\rho/\partial z$ es la frecuencia boyante. La viscosidad turbulenta ν_t y difusión turbulenta K_z se obtienen siguiendo las expresiones de Kolmogorov y Prandtl, definidas como:

$$\nu_t = c_\mu \frac{k^2}{\varepsilon} \quad K_z = c'_\mu \frac{k^2}{\varepsilon} \quad (3.9)$$

Los coeficientes de difusión para k y ε son:

$$\nu_k = \frac{c_\mu k^2}{\sigma_k \varepsilon} \quad \nu_\varepsilon = \frac{c_\mu k^2}{\sigma_\varepsilon \varepsilon} \quad (3.10)$$

con $c_{\varepsilon 1}$, $c_{\varepsilon 2}$, $c_{\varepsilon 3}$, c_μ , c'_μ , σ_k y σ_ε constantes del modelo, las cuales se detallan en la Tabla 3.5 (ver sección 3.5.2).

3.1.1. Gradientes de presión

3.1.1.1. Gradiente de presión inducido por la marea

El gradiente de presión generado por la marea está asociado a las mareas barotrópicas, lo que se puede representar como:

$$\left. \frac{\partial P}{\partial x} \right|_{marea} = \rho_o g \frac{\partial \eta}{\partial x} \quad (3.11)$$

donde η representa la superficie libre. Asumiendo un fiordo simplificado de ancho B , profundidad H y largo L y despreciando la descarga de los ríos, la velocidad mareal media \bar{u} , se puede expresar como (Stigebrandt, 2012):

$$\bar{u} = -\frac{L}{H} \frac{\partial \eta}{\partial t} \quad (3.12)$$

luego, asumiendo que la aceleración del flujo está forzada por gradientes longitudinales de η (e.g. $\partial u/\partial t = -g\partial\eta/\partial x$), la variación de la superficie libre se puede expresar como:

$$\frac{\partial\eta}{\partial x} = \frac{L}{gH} \frac{\partial^2\eta}{\partial t^2} \quad (3.13)$$

con lo que, finalmente, el gradiente de presión inducido por la marea se escribe como:

$$\left. \frac{\partial P}{\partial x} \right|_{marea} = \rho_o \frac{L}{H} \frac{\partial^2\eta}{\partial t^2} \quad (3.14)$$

3.1.1.2. Gradiente de presión inducido por el viento

La obtención de los gradientes de presión inducidos por el viento requiere la estimación de la influencia de las condiciones de borde de no flujo en los bordes del fiordo. Para lograr ésto, se considera el fiordo como un cuerpo de agua rectangular semi-abierto y estratificado en dos capas, con espesores h_1 y h_2 , y densidades ρ_1 y ρ_2 . El gradiente de presión inducido por el viento, en la dirección x (dirección y es análogo), toma la forma:

$$\left. \frac{\partial P}{\partial x} \right|_{viento} = \begin{cases} \rho_1 g \frac{\partial \xi_1}{\partial x} & 0 \leq h \leq h_1 \\ \rho_2 g \frac{\partial \xi_2}{\partial x} & h_1 < h \leq h_1 + h_2 \end{cases} \quad (3.15)$$

donde ξ_1 y ξ_2 son las deformaciones de la superficie libre e interfaz de densidades debido al esfuerzo de corte del viento, respectivamente. Luego, asumiendo una respuesta lineal del fiordo, la hidrodinámica se puede resolver utilizando análisis modal aplicado a fluidos estratificados (e.g. Csanady, 1982). La respuesta modal de cuerpos de agua debido a la acción del viento ha sido aplicada y validada con datos de campo en océanos y lagos, para muchos casos, con y sin estratificación (Platzman, 1972; Csanady, 1982; Monismith, 1985; Shimizu et al., 2007). Siguiendo Csanady (1982), y despreciando el efecto de la rotación terrestre, las ecuaciones linealizadas de momentum y continuidad para cada capa son:

$$\frac{\partial u_1}{\partial t} = -g \frac{\partial \xi_1}{\partial x} + \frac{F_x}{h_1 \rho_1} \quad (3.16a)$$

$$\frac{\partial u_2}{\partial t} = -g \frac{\rho_1}{\rho_2} \frac{\partial \xi_1}{\partial x} - g \left(1 - \frac{\rho_1}{\rho_2} \frac{\partial \xi_2}{\partial x} \right) - C_b \frac{u_2}{h_2} \quad (3.16b)$$

$$\frac{\partial u_1}{\partial x} = -\frac{1}{h_1} \frac{\partial}{\partial t} (\xi_1 - \xi_2) \quad (3.16c)$$

$$\frac{\partial u_2}{\partial x} = -\frac{1}{h_2} \frac{\partial \xi_2}{\partial t} \quad (3.16d)$$

donde u_i es la velocidad inducida por el viento en la capa i , F_x es el esfuerzo de corte en la superficie y la expresión $C_b u_2 h^{-2}$ es el efecto linealizado de fricción con el fondo con C_b un

coeficiente lineal de fricción (Shimizu & Imberger, 2008). Luego, se definen las amplitudes y velocidades modales asociadas al m -ésimo modo vertical (Π_m y U_m , respectivamente, con $m = 1, 2$) como:

$$\Pi = \mathbf{b} \xi \quad (3.17a)$$

$$U = \mathbf{d} u \quad (3.17b)$$

donde $\Pi = [\Pi_1, \Pi_2]^T$, $\xi = [\xi_1, \xi_2]^T$, $U = [U_1, U_2]^T$ y $u = [u_1, u_2]^T$, con el superíndice $(\cdot)^T$ el operador traspuesto. Los términos \mathbf{b} y \mathbf{d} son constantes de dimensión 2×2 que se busca determinar. Con ésto, se busca una solución del set de ecuaciones 3.16, que pueda ser escrita como dos sistemas lineales independientes, de la forma:

$$\frac{\partial U_m}{\partial t} + g\beta_m \frac{\partial \Pi_m}{\partial x} = F_{xm} \quad (3.18a)$$

$$\frac{\partial U_m}{\partial x} + \frac{\partial \Pi_m}{\partial t} = 0 \quad (3.18b)$$

donde β_m es la profundidad modal del m -ésimo modo vertical (Csanady, 1982). Para realizar la descomposición en modos verticales, las matrices \mathbf{b} y \mathbf{d} son:

$$\mathbf{b} = \begin{bmatrix} 1 - \epsilon h_2 \beta_1^{-1} & \epsilon h_2 \beta_2^{-1} \\ 1 - \epsilon h_2 \beta_2^{-1} & \epsilon h_2 \beta_1^{-1} \end{bmatrix}; \mathbf{d} = \begin{bmatrix} h_1 - \epsilon h_1 h_2 \beta_1^{-1} & h_2 \\ h_1 - \epsilon h_1 h_2 \beta_2^{-1} & h_2 \end{bmatrix} \quad (3.19)$$

donde $\epsilon = 1 - \rho_1 \rho_2^{-1}$. De esta forma, el problema de dos capas puede ser descompuesto en dos problemas independientes, donde cada uno de los sistemas representa la dinámica de un modo vertical. Una vez que se obtienen las amplitudes y velocidades modales, las variables físicas ξ_i y u_i se obtienen como $\xi = \mathbf{b}^{-1} \Pi$ y $u = \mathbf{d}^{-1} U$. En esta investigación, se desprecian los primeros modos verticales (Π_1 y U_1) de modo tal que:

$$\begin{bmatrix} \xi_1 \\ \xi_2 \end{bmatrix} = \mathbf{b}^{-1} \begin{bmatrix} 0 \\ \Pi_2 \end{bmatrix}; \begin{bmatrix} u_1 \\ u_2 \end{bmatrix} = \mathbf{d}^{-1} \begin{bmatrix} 0 \\ U_2 \end{bmatrix} \quad (3.20)$$

Sin forzantes ni decaimiento (i.e. solución homogénea), el sistema de ecuaciones 3.18 tiene solución analítica de la forma

$$\Pi_i = \sum_n a_n \frac{1}{c_i} \cos(k_n x) \quad (3.21a)$$

$$U_i = \sum_n a_n j \sin(k_n x) \quad (3.21b)$$

donde $k_n = n\pi L^{-1}$ con $n = 1, \dots, N$ y L el largo del fiordo. El término $j = \sqrt{-1}$ representa la unidad compleja, $c_i = c_i(\beta_i)$ es la celeridad de la capa i como función de la profundidad modal, y $a_n = a_n(t)$ es la amplitud del modo horizontal m (i.e. respuesta forzada del sistema). La solución requiere de valores positivos y negativos de n , donde la solución asociada a $-n$

es el complejo conjugado de la solución asociada a $+n$ (Shimizu & Imberger, 2008). En consecuencia, la solución final está dada por dos veces la parte real de la solución positiva (i.e. $2 \cdot \text{real}\xi, u$).

Para sistemas débilmente disipativos, Shimizu & Imberger (2008) demuestra que la respuesta forzada, considerando fricción de fondo, es la misma cuando se utiliza estructuras modales disipativas y no-disipativas. Así, la respuesta forzada del sistema se puede construir, tomando en cuenta el decaimiento y utilizando los modos horizontales no-disipativos de la ecuación 3.21. La serie de tiempo de las amplitudes modales (a_n) se puede obtener siguiendo Shimizu & Imberger (2008):

$$a_n(t_i + \Delta t) = a_n(t_i)e^{(j\omega_n - \gamma_n)\Delta t} - \frac{1 - e^{(j\omega_n - \gamma_n)\Delta t}}{j\omega_n - \gamma_n} \frac{f_n(t_{i+1/2})}{e_n} \quad (3.22)$$

donde $\omega_n = n\pi c_m(2L)^{-1}$ y $\gamma_n = \delta C_b h_2^{-1}(d_n e_n^{-1})$ son la frecuencia angular y la tasa de disipación del modo n , las cuales se obtienen de forma analítica. El término f_n representa la descomposición modal del forzante, mientras que e_n y d_n son factores de normalización de la estructura modal y de la velocidad modal. Éstos factores se obtiene siguiendo Shimizu & Imberger (2008) y utilizando las estructuras modales de deformación y viento. Finalmente, la serie de tiempo correspondiente al gradiente de presión inducido por viento, se obtiene de tomar la derivada con respecto a x de las deformaciones de la superficie libre e interfaz de densidad.

3.2. Diseño de boya de medición

En la presente sección se detallan los elementos utilizados e instalaciones necesarias para la confección de una boya automática de medición. El objetivo de este dispositivo es poder recopilar datos atmosféricos y de estratificación, en un punto determinado de un cuerpo de agua sin la necesidad de un operador. Por lo anterior, la boya debe tener la capacidad de mantener su posición y orientación, resguardando los equipos adosados a ella, energizar los dispositivos y guardar los datos medidos por los sensores.

Esta boya automática debe ser fácil de acoplar con otros sensores y/o sistemas de envío de datos. Por lo anterior, se trabaja sobre la base de un datalogger Campbell CR1000 (Campbell Scientific, Inc, 2015), que sirve como dispositivo para decodificar y guardar la información de los sensores. El CR1000 es un datalogger ampliamente utilizado en meteorología y oceanografía que cuenta con puertos de todos los tipos: analógicos, de pulso y digitales (RS-232 y SDI12) para la conexión de distintos tipos de sensores, además de puertos que entregan energización a distintos voltajes. Por otra parte, Campbell distribuye una serie de dispositivos, que naturalmente interactúan con el CR1000, potenciando así sus capacidades. Algunos de estos mejoran la capacidad de almacenamiento de datos y permiten conexión del datalogger via puerto ethernet, para acople con diversos modems de telemetría.

Dado lo anterior, el proceso de diseño consistió en:

- Definir sensores necesarios.
- Energización para la operación de los sensores requeridos.
- Boya y estructuras anexas.
- Fondeo de la boya.

3.2.1. Sensores

Para definir los sensores, es necesario comprender la información que se requiere levantar para el estudio en específico. Como el eje de la tesis se centra en los procesos de mezcla vertical en un cuerpo de agua estratificado, los sensores a instalar deben permitir la medición in-situ de las variables que controlan la estratificación. Para dar cuenta de la estratificación de un cuerpo de agua se requiere medir el perfil de densidad y los forzantes que la modifican. La densidad del agua en el océano se puede parametrizar como función de la temperatura, conductividad y presión (Fofonoff & Millard, 1983). Por otra parte, es sabido que el esfuerzo de corte inducido por el viento en la superficie del cuerpo de agua, le entrega energía, generando oscilaciones del cuerpo y localmente mezcla (Csanady, 2001). Por lo expuesto, es necesario que la boya de medición cuente con sensores de conductividad y temperatura, en posiciones que permitan dar cuenta de los cambios de densidad y de un anemómetro que mida la velocidad del viento en la zona donde se realizan las mediciones de densidad.

En términos de formas de comunicación entre los sensores de temperatura y conductividad con el datalogger, existen tres posibilidades de sensores. Estas son: sensores analógicos con salida de voltaje, transductores con señal de corriente y sensores con señal digital. Los sensores analógicos de voltaje, son los sensores más comunes y de fácil acoplamiento con un datalogger. La desventaja es que el cable de estos sensores actúa como una resistencia que debilita el voltaje. Por el contrario, los transductores tienen la ventaja de que prácticamente no pierden información al pasar por un cable de señal largo, pero requieren de transformar la señal de corriente a voltaje. Los sensores con señal digital permiten utilizar arreglos de sensores y recibir toda la información en paquetes de datos que son fáciles de trabajar con el datalogger CR1000. La desventaja es que esta alternativa es de elevado costo. Dado que para evaluar la estratificación se necesitan mediciones a distintas profundidades, el transductor con señal de corriente resulta en la mejor alternativa. Equipos de este tipo, fabricados por Global Waters, están disponibles a pedido en el mercado nacional. Estos son el termistor WQ-101 (Tabla 3.1) y el sensor de conductividad y temperatura WQ-cond (Tabla 3.1), los cuales miden un holgado rango de las variables mencionadas. Se debe tener en consideración que el rango del sensor WQ-cond debe ser especificado según los requerimientos de la aplicación (océano, estuarios, lagos, etc).

Para lograr que el datalogger Campbell CR1000 adquiera datos de un sensor que emite una señal de corriente se debe pasar la señal de corriente a voltaje. De esta forma, la información pueda ser leída en los puertos analógicos del datalogger. Para lograr lo anterior, se debe imponer una caída de tensión antes de que la señal de corriente ingrese al puerto. Esto

se logra por medio del circuito descrito en la Figura 3.1. Campbell Scientific, distribuye un dispositivo que cumple las funciones del circuito descrito en la Figura 3.1, el CURS100 (Campbell Scientific, Inc, 2013), pero es de costo excesivo pensando que sólo incluye una resistencia de alta resolución correctamente conectada. De modo que la instalación se realizó respetando el concepto electrónico descrito en la Figura 3.1 y utilizando una resistencia de 100Ω de alta resolución, disponible en el mercado local. Finalmente la calibración del voltaje recibido se realiza mediante un ajuste lineal donde se compatibiliza el rango de corrientes (por ejemplo 4-20 mA) pasados a voltaje utilizando la ley de Ohm ($V = IR$) con el rango de medición del sensor específico.

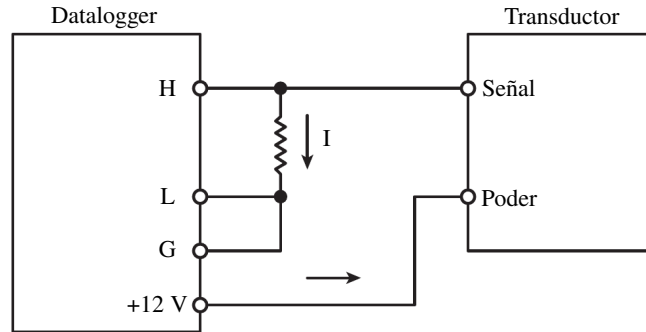


Figura 3.1: Esquema de conexión de un transductor a un puerto analógico. H y L son los canales de alta y baja, respectivamente. En modalidad de puerto diferencial, el datalogger mide la diferencia de voltajes entre H y L. G corresponde a la tierra.

Para determinar los rangos de medición de los sensores de conductividad, se tomó como antecedente las mediciones de perfiles CTD realizadas en el fiordo Comau de Sánchez et al. (2011). Estas mediciones muestran que el perfil de la columna de agua presenta rangos de salinidad de 16 a 33 *psu*, con una haloclina localizada alrededor de los 10 *m* de profundidad en primavera y verano. Estos valores de salinidad indican que las conductividades van entre 22600 a 36000 μS (22.6 a 36 *mS*).




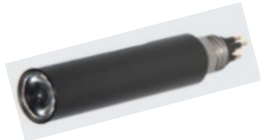
La elección del anemómetro, resultó en un proceso más sencillo, pues se escogió uno dentro de un set de anemómetros RM Young 030101, totalmente compatibles con el CR1000, disponibles en el Departamento de Geofísica para temas docente. El anemómetro fue facilitado por el profesor Ricardo Muñoz.

Los distintos sensores se detallan en la Tabla 3.1, junto con el multifluorómetro CTG-Trilux, el cual se utiliza para medir la fluorescencia asociada a clorofila-a, lo que permite relacionar la hidrodinámica con algunos aspectos ecológicos. La conexión y operación del CTG-Trilux a través del datalogger CR1000 se aborda en el Anexo D.

3.2.2. Energización

La energización se realiza por medio de un sistema de panel solar-regulador de carga-batería. En general, el sistema debe asegurar que la batería nunca llegue a un estado de

Tabla 3.1: Detalle de sensores a conectar directamente al datalogger Campbell CR1000.

Equipo	Marca/ Modelo	Rango de temperaturas de operación [°C]	Rango medición	Prof. max despliegue	Comunicación	Foto	link
Anemómetro	RM Young 030101	-50 a 50	0 a 50 ms^{-1}	-	análoga VDC		https://s.campbellsci.com/documents/us/product-brochures/b_03002.pdf
Termistor	Global Waters WQ-101	-50 a 100	-50 a 50 °C	350 m	señal de corriente 4-20 mA		http://www.globalw.com/downloads/wq/wq101b.pdf
Conductivímetro	Global Waters WQ-cond	-40 a 55	20 a 200 mS	25 m	señal de corriente 4-20 mA		http://www.globalw.com/downloads/WQ/WQ-CondB.pdf
Multifluorómetro	Chelsea Tech. Group TriLux	-	0 a 100 μgl^{-1}	600 m	<ul style="list-style-type: none"> • digital: RS232 y SDI-12 • análoga: VDC 		http://www.chelsea.co.uk/marine/fluorometers/trilux-fluorometer

carga inferior al 30 %. Dado que la instalación se realiza en la Patagonia, donde una tormenta puede generar condiciones de alta nubosidad de forma prolongada y por ende baja radiación, se decidió realizar un diseño donde la batería del sistema tenga autonomía de energización de cuatro días. Para ésto se calcula el consumo por hora de los instrumentos, el cual se detalla en la Tabla 3.2.

Tabla 3.2: Consumo unitario y total de los distintos sensores.

Sensor/ Dispositivo	Cantidad	Consumo unitario [mA]	Consumo Total [mA]
CR1000	1	100	100
WQ-cond	2	28	56
WQ-101	2	20 ¹	40
CTG-TRilux	1	100	100
		Total	296

Luego, la capacidad de la batería se puede representar mediante la siguiente expresión:

$$C_b = I_c \cdot T \quad (3.23)$$


donde C_b [Ah] es la capacidad de la batería, I_c [A] es la corriente de consumo y T [h] es el tiempo. Por lo tanto para 4 días (96 horas), un consumo de 296 mA ($296 \cdot 10^{-3} A$) y considerando un rendimiento de la batería de 80% se llega a una capacidad de batería $C_b = 35,52 Ah$, lo que llevando a capacidades de baterías de ciclo profundo comerciales nos indica que una unidad de 40 Ah logra el objetivo de 4 días de autonomía. Luego, con la batería definida, la elección del panel es simple pues debe ser capaz de lograr energizar una batería de las características definidas. Esto se logra con un panel de 50 Watt. El regulador de carga debe ser adecuado a la potencia del panel. Los detalles de los dispositivos seleccionados se encuentran en la Tabla 3.3.

3.2.3. Boya y estructuras anexas

Debido al tamaño de los elementos de adquisición y energización y a la incorporación del anemómetro, para diseñar el sistema de flotación, se requirió de una boya que brindara una superficie donde disponer estos elementos. La solución encontrada fue la utilización de un módulo de $1 m^2$ de *ready dock* (ver Figura 3.2). Los *ready dock* son sistemas modulares que se utilizan tanto con fines recreacionales como industriales, para la construcción de plataformas y muelles. Están contruidos en polietileno de alta densidad y cada metro cuadrado de *ready dock* tiene un peso de $\sim 7 kg$ y una flotabilidad que resiste 380 kg. Además de las especificaciones de flotabilidad y la superficie plana, cada módulo contiene una serie de tuercas y abrazaderas que permiten acoplar al *ready dock* estructuras que posibilitan el posicionamiento de los dispositivos de energización y medición.

La estructura anexa a la boya, que permite adosar los diversos dispositivos, consta de una plancha de acero, a la cual se le soldó un marco para posicionar un panel solar, un tubo para

Tabla 3.3: Detalle de dispositivos de almacenamiento y energización.

Equipo	Marca/ Modelo	Rango de temperaturas de operación [°C]	Foto	link
Datalogger	Campbell CR1000	-25 a 50		https://s.campbellsci.com/documents/us/product-brochures/b_cr1000.pdf
Batería	Ultracell ciclo profundo 12 V/ 40 AH	-15 a 50		http://ultracell.net/datasheets/UL40-12.pdf
Panel Solar	Kuhn PS-50M 50 Watt	-40 a 80		http://www.kuhn.cl/webstore/pdf/panel_50M_spec.pdf
Regulador de carga	Phocos CIS10	-40 a 60		http://www.phocos.com/sites/default/files/document/phocos_datasheet_CIS_e_web.pdf
Caja Estanco	TJ WENZHOU 280x380x180 GRIS C/PLACA TJ-AG-2838-1	-		http://www.vitel.cl/index.php

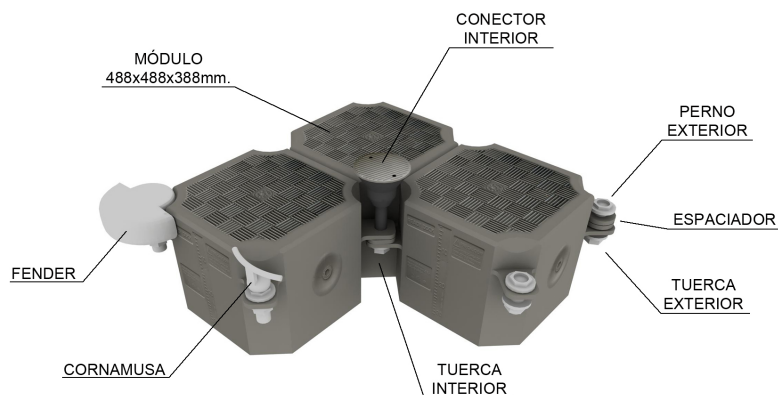


Figura 3.2: Esquema de 1 m² de *ready dock*. Fuente: Patricia Alpes (representante Ready Dock soluciones flotantes, www.readydock.com).

posicionar el anemómetro y una plataforma para poder atornillar la caja estanco. Además se le realizan diversas perforaciones y cortes para: poder fijarla al m² de *ready dock*, permitir el paso de cables y evitar cortes en la operación (redondeo en las puntas). La estructura anexa se pintó con 3 capas de pintura anticorrosiva para evitar la oxidación provocada por el agua salada. Para proteger los dispositivos de adquisición y energización se utilizó una caja estanco donde se instaló el datalogger Campbell CR1000, la batería de ciclo profundo y el regulador de carga, distribuidos como se muestra en la Figura 3.3. Para permitir el paso de los cables se perforó el “conector interior” del *ready dock* (ver Figura 3.2), de modo que los cables pasen desde la caja estanco hacia el agua a través de la perforación. Para permitir lo anterior sin dañar los cables, la plataforma donde se atornilla la caja estanco, se soldó con un par de perfiles tipo “L” a la plancha de acero, lográndose una luz de 3 cm entre la caja y la plancha.

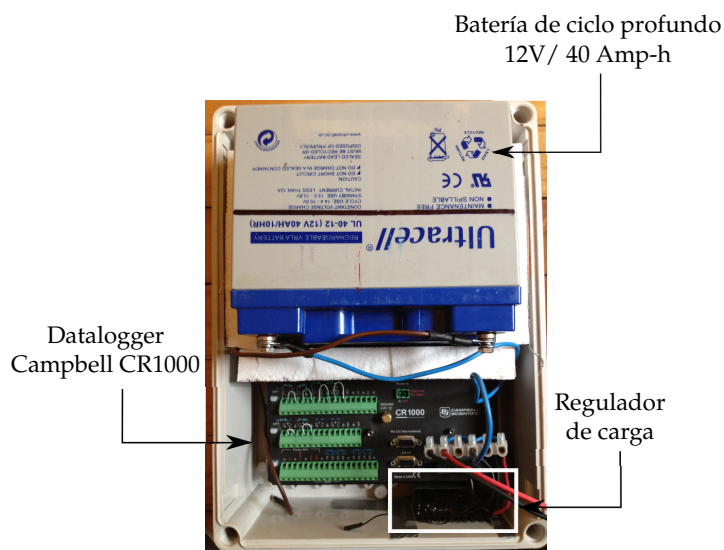


Figura 3.3: Vista interior caja estanco de la boya de monitoreo. Se detallan los elementos de energización y adquisición de datos.

Para conservar secos los dispositivos detallados en la Figura 3.3 y al mismo tiempo permitir la conexión de los sensores, se realizaron perforaciones en la caja estanco en las cuales se adosaron tuercas plásticas con sello, para evitar filtraciones de agua. Estas tuercas plásticas se conocen como prensa-estopas (ver Figura 3.4), la cuales adicionalmente fueron selladas con silicona en el contacto con la caja estanco.

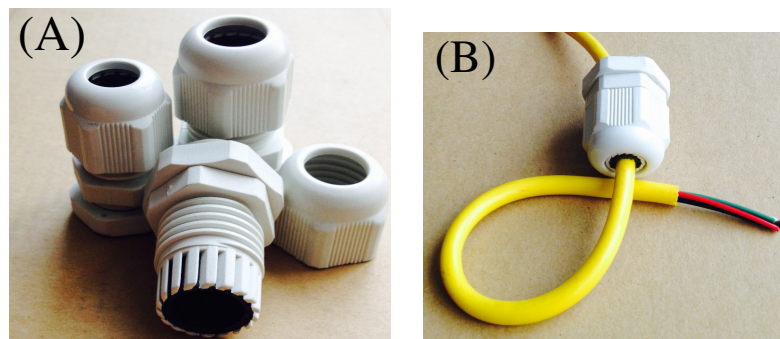


Figura 3.4: Detalle de prensa-estopas. (A) prensa-estopa de distinto tamaño armadas y desarmadas. (B) prensa-estopa adosada a un cable de corriente.

3.2.4. Fondeo de la boya

El fondeo de la boya se describe en la Figura 3.5. Es importante mencionar que dada la profundidad de los fiordos, la instalación está lejos de ser sencilla. El sistema de fondeo propuesto en este trabajo consta de dos boyas auxiliares de aproximadamente 40 *lt*, las cuales se fondean de forma independiente. El fondeo de cada boya auxiliar se realiza por medio cabos y anclas tipo rezón de 8 puntas, las cuales en la jerga de los pescadores artesanales son conocidas como “arañas”. Éstas pesan alrededor de 35 *kg* cada una y se despliegan de forma tal que queden completamente ancladas en las rocas del fondo del lecho (ver Figura 3.5). A cada sub-sistema araña-cabo-boya auxiliar, se le adiciona un peso para mantener el cabo tenso. Finalmente, la boya con los equipos se amarra a un cabo longitudinal que une las boyas auxiliares. De esta forma, sólo trabaja la araña que quede a contra corriente, cuya dirección varía durante el día debido a las mareas.

Debido a la alta flotabilidad del módulo de *ready dock*, se instaló un peso de aproximadamente 15 kilos para hundir levemente la boya, de modo que no sea levantada por el oleaje y así evitar su deterioro por golpes. Este peso se instala por medio de una cadena, la cual se anexa a unos eslabones soldados a la plataforma de acero.

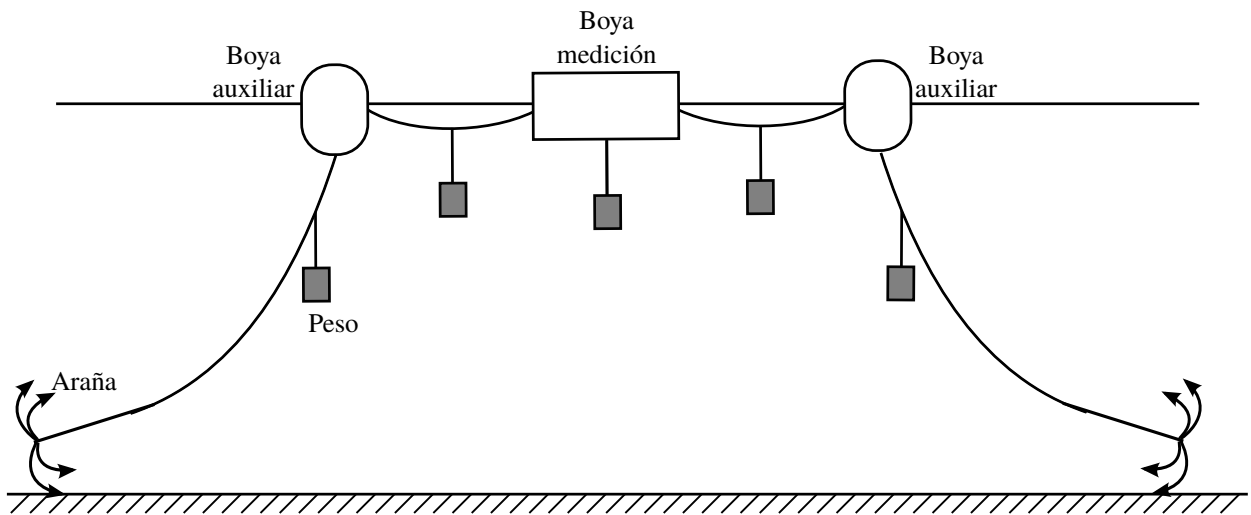


Figura 3.5: Esquema de fondeo de la boya de medición. Vista lateral a lo largo del fiordo.

3.3. Campaña de terreno

Se realizó una campaña de terreno en el fiordo Comau durante el mes de enero de 2014. Durante este periodo se realizaron mediciones meteorológicas utilizando una estación automática con un datalogger CR1000 de Campbell Scientific, la cual se posicionó en tierra, en una planicie expuesta cerca de la costa, en la posición SM, como se indica en la Figura 2.1.C. Las variables meteorológicas medidas incluyen humedad relativa, temperatura del aire, precipitación, presión atmosférica, radiación de onda corta incidente (SWR, por sus siglas en inglés), además de velocidad y dirección del viento, las cuales fueron medidas a 3.6 m sobre el suelo.

Tabla 3.4: Detalle de los instrumentos instalados en la boya de medición, fondeada en la estación SC, y su posición de despliegue.

Equipo	Marco/Modelo	Cantidad	Posición	Precisión
Anemómetro	RM Young 030101	1	0.8 msnm	-
Termistor	Global Waters WQ-101	2	30 y 50 m prof.	0,1 °C
	Onset Hobo Prov2	2	20 y 40 m prof.	0,2 °C
Conductivímetro	Global Waters WQ-cond	2	3 y 10 m prof.	0,1 mS 0,01 °C
Multifluorómetro	CTG Trilux	1	11 m prof.	0,1 μgl^{-1}

Con el objetivo de lograr una buena descripción de la distribución vertical de densidad en la zona central del fiordo, se realizó un monitoreo continuo de conductividad y temperatura del agua a distintas profundidades a través del diseño expuesto en la sección 3.2, cuyo esquema se detalla en la en la Figura 3.6. La boya automática se localizó en la posición SC descrita en la Figura 2.1.C. Los sensores desplegados y las profundidades de instalación se detallan en la Tabla 3.4. Para mejorar la resolución espacial del perfil de temperatura se instalaron,

a distintas profundidades, termistores con memoria interna del tipo Hobo Pro v2 de Onset. Adicionalmente, dos cadenas equipadas con los mismos termistores Hobo, fueron fondeadas en S01 y S02 (ver Figura 2.1.C), mediante un sistema de peso-cabo-boya. Estas cadenas se desplegaron con termistores cada 10 m en rangos de 0 a 80 m para S01 y de 0 a 50 m para S02. Todos los sensores conectados al datalogger CR1000 fueron configurados para tomar mediciones cada 30 s de las que se guardó el promedio cada 10 min. Los sensores Hobo Pro v2 fueron programados para guardar datos puntuales cada 10 min. En la Figuras 3.7 y 3.8, se muestran fotografías del sistema de medición instalado en terreno.

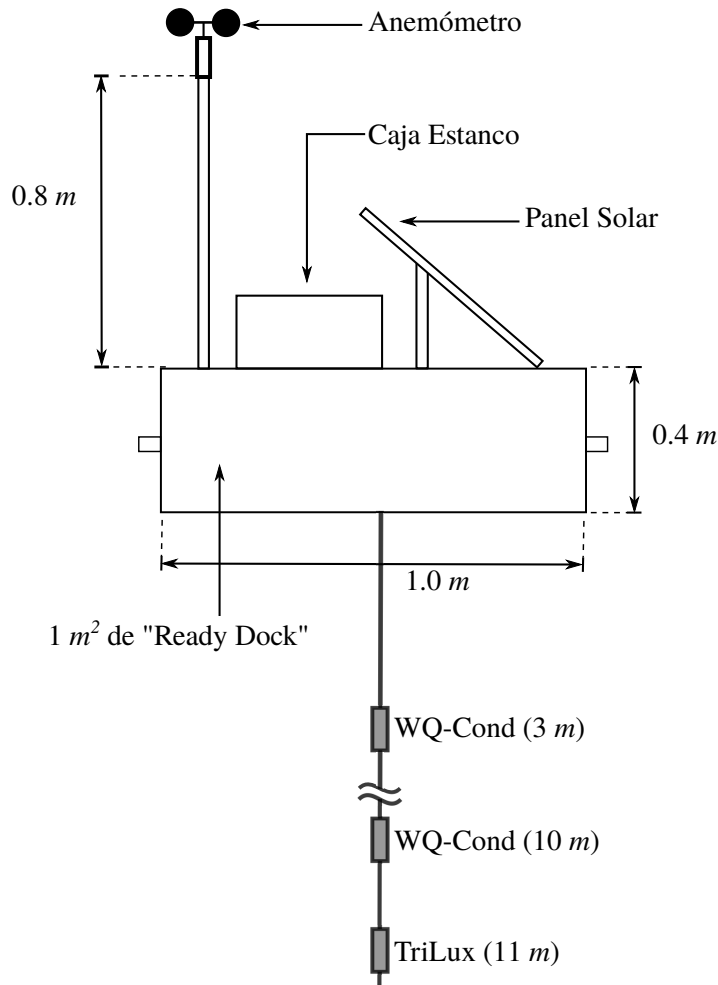


Figura 3.6: Esquema de boya de medición y sensores acoplados a ésta. Se omite el peso de la boya, el cual se posicionó de modo de no golpear los sensores.

Para incorporar variables ecológicas al análisis, se incluyó, en la boya de monitoreo, un multifluorómetro de tres bandas de longitud de onda, CTG Trilux, conectado a uno de los puertos digitales del datalogger de la boya automática. Las tres bandas del Trilux captan la fluorescencia asociada a clorofila-a (Fl-chl), ficoeritrina y ficocianina, respectivamente. El sensor fue originalmente desplegado con una carcasa protectora y apuntado hacia el fondo para evitar la fotoinhibición, sin embargo la carcasa se perdió durante la campaña, lo que fue notado al momento de desinstalar la boya. A pesar de lo anterior los datos fueron analizados. No se realizó una calibración de las medidas ópticas asociadas a clorofila con análisis en

laboratorio de muestras de agua, sin embargo, las mediciones de fluorescencia son suficientes para estudiar la distribución vertical de microalgas (Shroyer et al., 2014).

Para correlacionar la influencia de la hidrodinámica en la concentración vertical de microalgas y medir las variaciones intradiarias de las condiciones eco-hidrodinámicas del cuerpo de agua se realizaron, diariamente, perfiles de conductividad, temperatura, fluorescencia asociada a clorofila-a y oxígeno disuelto (OD), con una sonda multiparámetro MS5 de HydroLab. Adicionalmente, para constatar las condiciones del cuerpo de agua al inicio del terreno se realizó una transecta de perfiles con la sonda a lo largo del fiordo, el día 7 de enero. La transecta se realizó completamente en llenante, desde la boca a la cabeza del fiordo, en el período comprendido entre las 13:30 y 19:30 hrs del día señalado.

Cuando las condiciones meteorológicas y de mar fueron seguras y favorables para el trabajo de terreno, se instaló un perfilador acústico de corrientes (ADCP) de tipo *down-looking* (Sontek Mini ADP + RiverCat), en la ubicación SC (Fig. 2.1.C). Este ADCP tiene la capacidad de transmitir los datos medidos a un computador vía señal de radio vhf y en terreno fue programado para grabar datos de velocidad de los primeros 23 m de la columna de agua, en un formato de 23 volúmenes de control de 1 m, con una frecuencia de muestreo de 25 s. Las series de tiempo tomadas con el ADCP tienen duraciones que varían entre 4 a 10 hrs. Fueron tomadas, en su mayoría, en el día y son representativas de diversos escenarios de marea y velocidad de viento. El detalle de estas mediciones se presenta en el Anexo D.



Figura 3.7: Boya instalada en terreno, vista lateral.

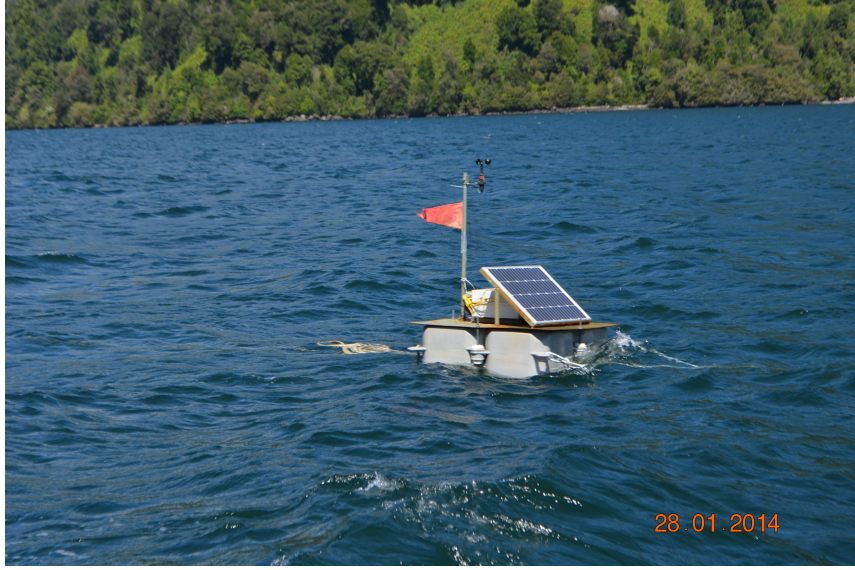


Figura 3.8: Boya instalada en terreno, vista diagonal.

3.4. Métodos de cálculo y análisis de datos

A continuación se detallan los principales métodos utilizados para analizar los datos de campo y resultados del modelo.

- Datos de estratificación: La densidad se calcula siguiendo la metodología UNESCO *EOS 80 polynomial* (Fofonoff & Millard, 1983). Los perfiles de conductividad, temperatura y profundidad (CTD por sus siglas en inglés) obtenidos con la sonda multiparámetro se utilizan para calcular la frecuencia boyante y para interpolar verticalmente los datos recolectados en la boya central (SC). Esto con el objeto de obtener series de tiempo de perfil de densidad. La energía potencial integrada por unidad de área se obtiene siguiendo Antenucci et al. (2000):

$$PE(t) = \int \rho(z, t) g z dz \quad (3.24)$$

desde los 35 *m* de profundidad hasta la superficie.

- Generación de mezcla vertical: Para analizar los cambios en la estructura vertical asociados a mezcla se utiliza como indicador el número de Richardson de gradiente (Ri_g ; Turner, 1973), el cual se define como:

$$Ri_g = \frac{N^2}{S^2} \quad (3.25)$$

donde $N^2 = -g\rho_o^{-1}\partial\rho/\partial z$ es la frecuencia boyante y $S^2 = (\partial u/\partial z)^2 + (\partial v/\partial z)^2$ es la tasa de deformación angular, con u y v las velocidades horizontales y z la profundidad (Turner, 1973). Para $Ri_g > 1/4$, la boyancia suprime los esfuerzos de corte generando condiciones de flujo estables. Por el contrario, cuando $Ri_g < 1/4$ los esfuerzos de

corte son capaces de inducir inestabilidades interfaciales que conducen a estructuras turbulentas en el flujo, generando mezcla vertical. Para las estimaciones con datos de terreno el número de Richardson de gradiente (Ri_g) se calcula siguiendo la Eq. 3.25, usando los perfiles CTD o las series de tiempo calculadas de densidad y los datos de velocidad medidos con el ADCP. En el caso del modelo, éste entrega los valores N^2 y S^2 necesarios para obtener directamente series de tiempo de Ri_g utilizando la Eq. 3.25.

- **Análisis espectral:** La densidad espectral de potencia (PSD por sus siglas en inglés) de distintas series de tiempo se calcula utilizando transformada de Fourier y el criterio de Nyquist, como lo expone Bendat & Piersol (1986). La densidad de potencia del espectro Wavelet (DWPS por sus siglas en inglés) se obtiene siguiendo Torrence & Compo (1998), usando función base de tipo Morlet y se presentan normalizadas respecto de su varianza.
- **Estimaciones de la tasa de disipación utilizando método de deformación de isotermas:** Alford & Pinkel (2000) desarrollaron un método para aproximar la tasa de disipación de energía cinética turbulenta (ε) a partir de la tasa de deformación de isotermas medidas en terreno. El método es conocido como *rate of strain*, el cual se define según la siguiente expresión:

$$\frac{\partial \hat{w}}{\partial Iz} \approx \frac{\Delta \hat{w}}{\Delta Iz} = \frac{\partial / \partial t (\Delta Iz)}{\Delta Iz} \quad (3.26)$$

donde $\partial \hat{w} / \partial Iz$ es la tasa efectiva de deformación de la isoterma ubicada a la profundidad Iz y \hat{w} denota la velocidad vertical del desplazamiento de la isoterma. Siguiendo Vidal et al. (2013), ε se estima basándose en el concepto de tasa efectiva de deformación y se puede obtener siguiendo la expresión:

$$\varepsilon_{str} = 10 \times \exp \left(\text{mean} \left[\left\{ \left(\frac{\partial \hat{w}}{\partial Iz} \right)^2 \right\} \right] \right) \quad (3.27)$$

- **Validación del modelo:** Con el objetivo de cuantificar la habilidad del modelo para predecir el campo de velocidades, los resultados en distintos casos se comparan con las series medidas utilizando el indicador de habilidad de modelo (S , Willmott, 1981)

$$S = 1 - \frac{\sum |u_{modelo} - u_{obs}|^2}{\sum (|u_{modelo} - \overline{u_{obs}}| + |u_{obs} - \overline{u_{obs}}|)^2} \quad (3.28)$$

donde u es la velocidad a lo largo del fiordo y los sufijos *modelo* y *obs* corresponden a los resultados de modelación y observación con ADCP, respectivamente.

- **Estimación de caudales medios mensuales:** La estimación se realiza utilizando el método de transposición de cuencas. Este método consiste en aplicar una regla de tres simple entre caudales y áreas aportantes de dos cuencas de características similares. El cálculo

se resume en la siguiente ecuación :

$$Q_1 = Q_2 \cdot \frac{A_1}{A_2} \quad (3.29)$$

donde Q es el caudal, A es el área aportante y los subíndices corresponden a las cuencas 1 y 2. Por otra parte, se puede obtener una estimación de caudal utilizando el área aportante de una cuenca (A) y las precipitaciones (Pp), siguiendo la expresión

$$Q = 0,7 \cdot Pp \cdot A \quad (3.30)$$

- Balance de Sal: Para confirmar las estimaciones de caudal afluente, se aplica un balance de sal, siguiendo la relación de Knudsen (MacCready & Geyer, 2010). Esta relación se obtiene de realizar un balance de volumen y masa, sobre el esquema de circulación residual que se muestra en la Figura 3.9, lo que resulta en la siguiente expresión:

$$\frac{S_2}{\Delta S} = \frac{Q_1}{Q_R} \quad (3.31)$$

donde S_2 es la salinidad del estrato inferior (y S_1 para la salinidad del estrato superficial), ΔS la diferencia de salinidad entre los dos estratos, Q_R el caudal afluente y $Q_1 = \bar{v}_1 h_1 B$ el caudal de la capa superficial, donde \bar{v}_1 corresponde a la velocidad promedio a lo largo del fiordo en el estrato superficial, medida en la zona de muestreo SC, B es el ancho en ese mismo punto y h_1 la profundidad del estrato superficial.

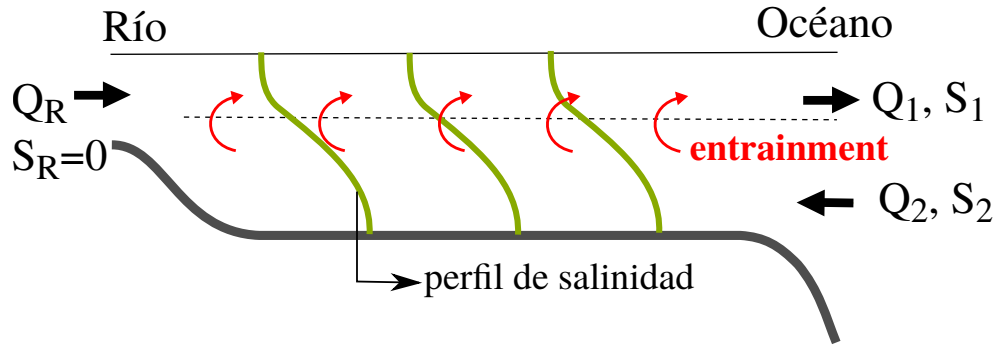


Figura 3.9: Esquema de circulación residual en un estuario idealizado.

3.5. Configuración del modelo

La programación del cierre turbulento $k - \varepsilon$ se realizó utilizando un esquema totalmente implícito y los gradientes de presión se incorporan como términos fuente, de modo que no se afecta la estabilidad numérica del modelo. Los datos utilizados para la construcción de los gradientes de presión y los parámetros del modelo, se detallan en las siguientes subsecciones.

3.5.1. Datos de entrada para construcción de gradientes

3.5.1.1. Viento

Los valores de velocidades de viento utilizadas en el análisis modal se generan a partir de las direcciones (θ) medidas en la estación meteorológica (SM) y las magnitudes de velocidad de viento (ν) medidas en la boya central (SC). Para ésto se considera el Norte como referencia, es decir Norte = 0° . Las direcciones se utilizan para descomponer ν en sus componentes norte-sur (u_x) y este-oeste (v_y), siguiendo las expresiones:

$$u_x = \nu \cdot \cos\left(\theta \frac{\pi}{180}\right) \quad (3.32)$$

$$v_y = \nu \cdot \sin\left(\theta \frac{\pi}{180}\right) \quad (3.33)$$

Del mismo modo, estas velocidades se utilizan como forzantes del modelo $k - \varepsilon$ 1D vertical.

3.5.1.2. Marea

El fiordo Comau no cuenta con un mareógrafo que mida in-situ las variaciones del nivel del mar. Sin embargo, la estación científica San Ignacio del Huinay, establecida en el fiordo, ha reportado que los niveles de mar presentan dos pleamar y dos bajamar de forma diaria, con una componente semidiurna dominante de tipo M2 (Fundación San Ignacio del Huinay, 2015; ver Anexo F). Por otra parte, Aiken (2008) realizó una modelación regional de las mareas barotrópicas de los mares interiores de Chile, utilizando el software ROMS (Shchepetkin & McWilliams, 2005). Un resultado relevante de la investigación de Aiken (2008), es que en toda la zona al sur de la isla Desertores (i.e. Golfo de Ancud y Bahía de Reloncaví) las fases de las componentes semidiurnas resultaron ser homogéneas y sus amplitudes prácticamente iguales. Un detalle de la distribución espacial de amplitudes y fases de la componente M2 (componente dominante) en la zona Norte de los canales y fiordos de Chile se muestra en la Figura 3.10. Estos resultados fueron validados mediante comparación con los datos de mareógrafos existentes, logrando un 1% de error en Puerto Montt y en general un 5% para el resto de los puntos de medición existentes en la zona. De este modo, las mareas en Puerto Montt y las del fiordo Comau en su boca (golfo de Ancud), se pueden asumir similares. Debido a lo anterior, la serie de tiempo de niveles de mar utilizada para construir el gradiente de presiones por marea que entra al modelo 1D vertical (η , ecuación 3.14), se obtuvo de la serie de mareas medidas en Puerto Montt por el Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (SHOA).

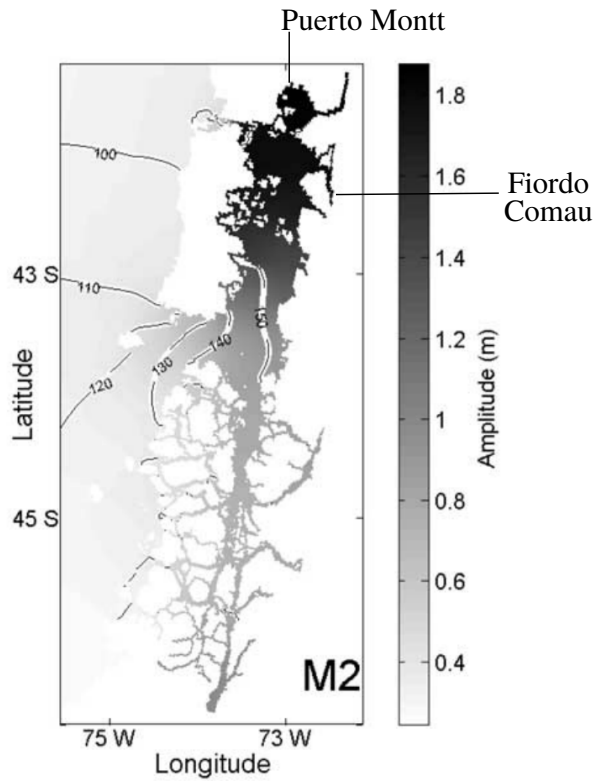


Figura 3.10: Amplitudes en metros (sombreado) y fases en grados (isolíneas), relativas al meridiano de Greenwich, para la componente semidiurna de marea M2 de la zona Norte de los canales y fiordos Patagónicos. Figura tomada de Aiken (2008), con autorización.

3.5.2. Parámetros del modelo

Los parámetros del modelo son resumidos en la Tabla 3.5. La elección de las profundidades y densidades de estratificación se justifica del análisis de las mediciones de terreno (ver sección 4.3). La justificación del valor utilizado de α_{grad} se aborda en la sección 4.5. La mínima energía que admite el modelo, k_{min} (Burchard & Petersen, 1999), se dejó con un valor de $1 \cdot 10^{-7} [m^2 s^{-2}]$, el cual está entre los valores utilizados por Burchard & Petersen (1999) y Goudsmit et al. (2002) ($3 \cdot 10^{-6}$ y $1 \cdot 10^{-9}$, respectivamente). Este valor se escoge, porque en el caso de mínima energía ($\varepsilon^2 \geq 0,045k^2N^2 > 0$; Burchard & Petersen, 1999) permite al modelo imponer, al menos, un régimen de transición a la turbulencia, fuera del entorno de la pycnoclina (e.g. $\varepsilon \cdot (\nu N^2)^{-1} > 7$; Shih et al., 2005; Ivey et al., 2008). Las grillas que se utilizan en el cálculo de los gradientes de presión y en el modelo se especifican en la Tabla 3.5. Las simulaciones se realizan en el periodo correspondiente a la campaña de terreno.

Tabla 3.5: Parámetros de modelación.

Gradientes de presión						
h_1 [m]	h_2 [m]	ρ_1 [kg m ⁻³]	ρ_2 [kg m ⁻³]	H [m]	L [km]	B [km]
5	345	1015	1030	350	34	4.8
$k - \varepsilon$						
Δz [m]	Δt [s]	$c_{\varepsilon 1}$	$c_{\varepsilon 2}$	$c_{\varepsilon 3}$	k_{min} [m ² s ⁻²]	α_{grad}
0,50	120	1,44	1,92	0,4	$1 \cdot 10^{-7}$	0,25
c_μ	c'_μ	σ_k	σ_ε			
0,09	0,072	1,0	1,3			

4. Resultados

4.1. Estimación de caudales y comprobación mediante balance de sal

El fiordo Comau no tiene estaciones fluviométricas que informen de las magnitudes de los caudales afluentes. Por esta razón, en esta sección se expone una estimación de los caudales aportantes del río Vodudahue mediante transposición de cuencas y una comparación con una estimación obtenida con la metodología de balance sal.

4.1.1. Estimación de caudales medios mensuales del río Vodudahe en desembocadura

Debido a la escasez de datos en la zona, se utiliza para la estimación el área aportante de la estación fluviométrica de la DGA, del río Futaleufú antes de la junta con el río Malito (Tabla 4.3). En esta estación, se tiene una buena cantidad de datos de escorrentía para un periodo de diez años. La utilización de esta cuenca se justifica debido a la cercanía con la cuenca del río Vodudahue y el desagüe a un cuerpo de agua. Específicamente, el río Futaleufú desemboca en el lago Yelcho. La cercanía entre estas cuencas presume, además, una meteorología y composición de suelos similar.

Tabla 4.1: Áreas aportantes de las cuencas estudiadas en los puntos de control.

Cuenca	Área [km^2]
Vodudahue	911,7
Futaleufú ante junta río Malito	8694,7

Las áreas fueron estimadas utilizando el software **GrassGis**. En la Figura 4.1.A se muestra la extensión de las cuencas y en la Tabla 4.1 el valor de las áreas aportantes. La cuenca del Futaleufú es binacional, por lo que el área localizada en Argentina fue corroborada con la información hidrográfica proporcionada por el Ministerio de Planificación Federal, Inversión Pública y Servicios de Argentina*. La Tabla 4.2 muestra la relación entre las áreas aportantes de cada cuenca.

Tabla 4.2: Relación de áreas de las cuencas estudiadas.

$$\frac{A_{\text{Vodudahue}}}{A_{\text{Futaleufú}}} = 0,105$$

*<http://pag-ar00.minplan.gov.ar/chubut/>

Tabla 4.3: Caudales medio mensuales del río Futaleufú ante junta con río Malito. Fuente: DGA.

CAUDALES MEDIOS MENSUALES (m3/s)																								
PERIODO: 09/07/2005 - 08/07/2015																								
Estación:	RIO FUTALEUFU ANTE JUNTA RIO MALITO											Altitud (msnm): 42		UTM Norte (mts): 5185152										
Codigo BNA:	10704002-1											Latitud S: 43° 26' 57"		UTM Este (mts): 734057										
Cuenca:	RIO YELCHO											Longitud W: 72° 06' 27"		Área de Drenaje (km2): 0.00										
SubCuenca:	Rio Futaleufu																							
AÑO	ENE	I	FEB	I	MAR	I	ABR	I	MAY	I	JUN	I	JUL	I	AGO	I	SEP	I	OCT	I	NOV	I	DIC	I
2005													468.45		438.06		422.00		525.55		755.30		611.35	
2006	621.81		373.75		391.03		451.57		473.39		654.53		742.68		516.55		425.27		472.55		541.20		624.71	
2007	422.42		239.82		189.48		409.10		382.26		443.47		318.23		254.35		305.53		369.03		307.57		301.97	
2008	273.68		187.14		174.48		342.17		604.68		756.80		819.06		516.52		400.83		452.35		554.67		353.32	
2009	216.29		201.81	%	255.52		240.00		526.77		530.60		444.97		722.13		515.53		616.35		615.50		617.48	
2010	543.39		405.04		239.61		347.43		384.23		570.93		486.94		395.61		276.73		339.45		284.07		347.95	%
2011			160.67	*	248.39		296.47		307.19		385.33		418.26		323.42		317.70		318.48		529.30		350.70	%
2012							295.20	@	489.81		581.90		485.87		513.68		361.27		360.71		436.32	%	478.13	*
2013	389.61		271.57		234.42		281.63		640.13		635.83		613.03		707.97		777.63		518.40	%	397.67		456.29	
2014	410.58		247.57		185.68		295.20		537.84		476.20		358.31	@										
2015																								
INDICADORES:	* : 1 - 10 Días con Información en el Mes @ : 11 - 20 Días con Información en el Mes % : Más de 20 Días con Información en el Mes																							

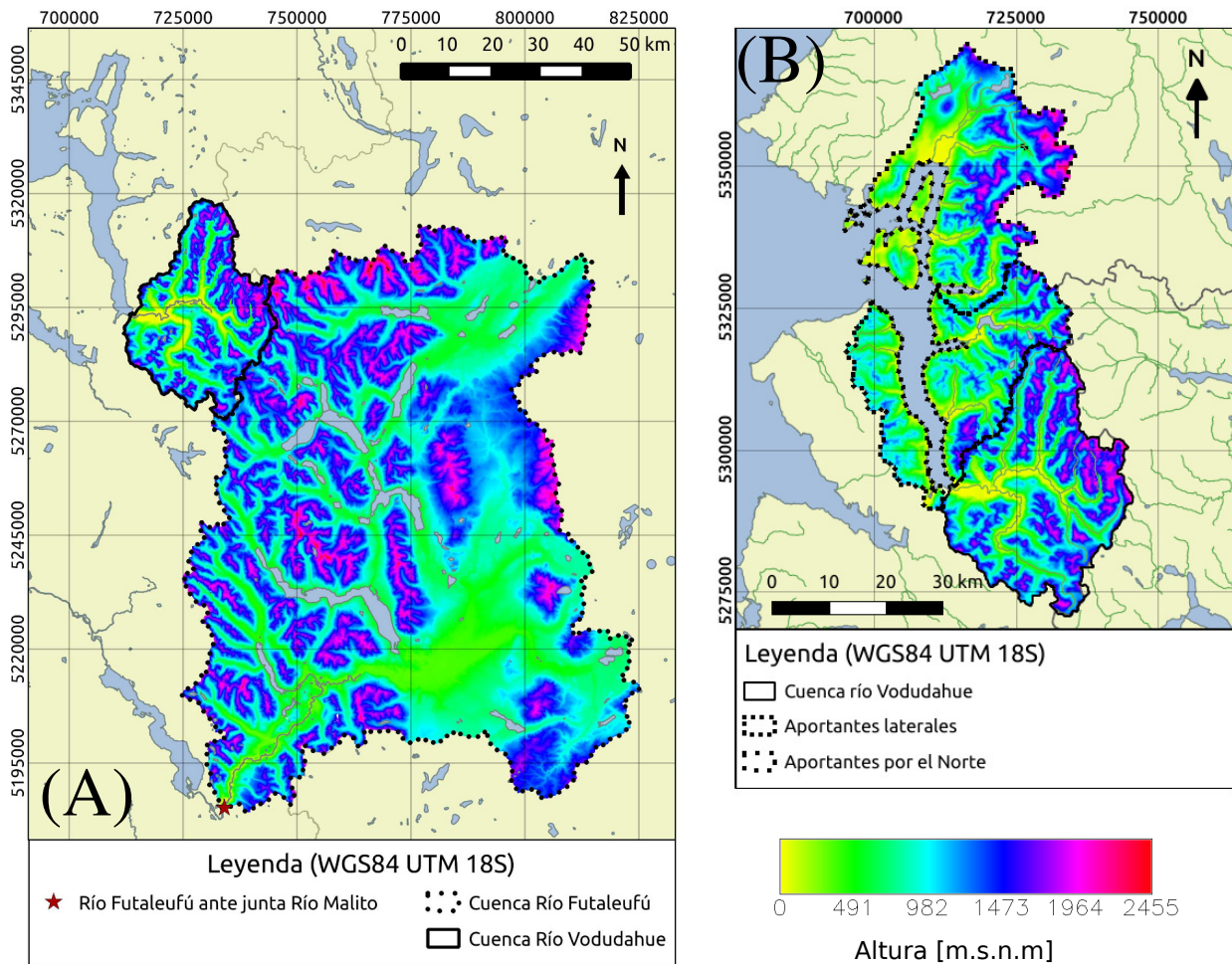


Figura 4.1: (A) Mapa con extensión de las cuencas del río Futaleufú ante junta río Malito y río Vodudahue en desembocadura. (B) Mapa de cuenca del río Vodudahue y extensión en área de los aportantes laterales y por el norte al fiordo Comau.

Finalmente, utilizando los valores medios de los caudales del Futaleufú (Tabla 4.3), la relación entre áreas y la ecuación 3.29, se obtienen valores medios estimados para el río Vodudahue en desembocadura. En específico, se obtiene un caudal medio anual de $44,6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. El detalle de los resultados se exponen en la Tabla 4.4.

Tabla 4.4: Caudales medios mensuales de las cuencas estudiadas. Río Futaleufú según medias de los datos expuestos en la Tabla 4.3. Río Vodudahue según transposición de cuencas respecto del río Futaleufú, utilizando ecuación 3.29.

Cuenca	Caudales [$\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$]											Prom	
	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov		Dic
Futaleufú	411,1	260,9	239,8	328,8	482,9	559,5	515,6	487,6	422,5	441,4	491,3	460,2	425,1
Vodudahue	43,3	27,4	25,1	34,5	50,6	58,7	54,1	51,1	44,3	46,3	51,5	48,3	44,6

Por otra parte, utilizando los datos de Soto (2009), expuestos en el capítulo 2, y aplicando la aproximación en función de la precipitación (ecuación 3.30), se obtiene un caudal medio anual de $105 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ y un caudal medio para el mes de enero de $74 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

4.1.2. Balance de sal para comprobación de estimación de caudales

Se presenta una estimación del caudal del río Vodudahue según el método de balance de sal. Esto se realiza siguiendo la relación de Knudsen descrita en la sección 3.4. Para realizar la estimación se requiere obtener los valores descritos en la ecuación 3.31. Se utiliza para esto el perfil promedio de salinidad y las velocidades medidas por el ADCP de los primeros 5 metros, en la ubicación SC (ver Figura 4.2). El detalle de los datos de campo se aborda en las siguientes secciones y en el Anexo D.

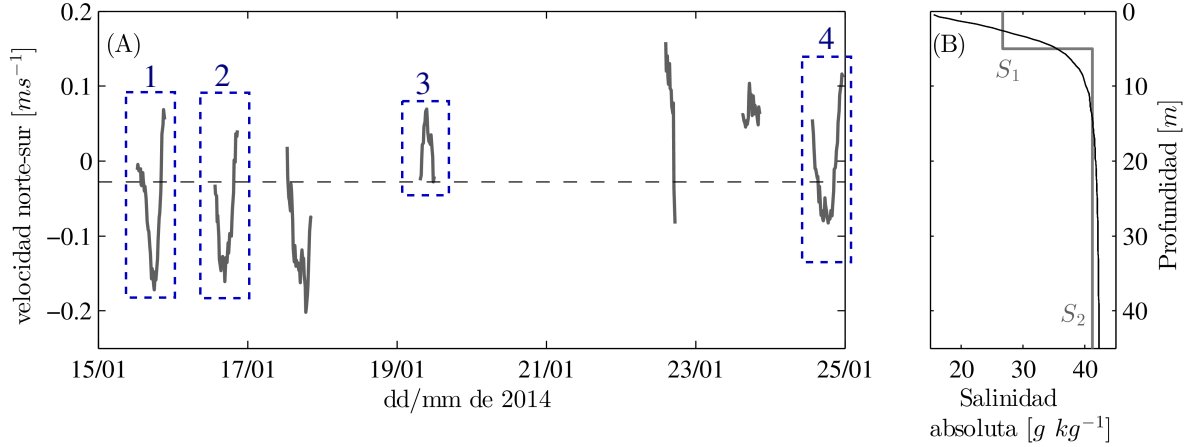


Figura 4.2: Datos de campo para estimación de caudal mediante balance de sal. (A) Promedio vertical de la velocidad en los primeros 5 metros medida con ADCP (línea gris) y su promedio temporal (línea discontinua). (B) Perfil de salinidad promedio en SC (línea negra) y perfil idealizado considerando interfaz a los 5 metros (línea gris) con salinidades S_1 y S_2 en cada estrato.

Tabla 4.5: Datos para balance sal.

S_1 [$g\ kg^{-1}$]	S_2 [$g\ kg^{-1}$]	ΔS [$g\ kg^{-1}$]	h_1 [m]	B [m]	\bar{v}_1 [$m\ s^{-1}$]	Q_1 [$m^3\ s^{-1}$]	Q_R [$m^3\ s^{-1}$]
26,68	41,20	14,52	5	2200	0,028	308,8	108,8

Con el perfil promedio de salinidad en SC (Figura 4.2.B, línea negra) y asumiendo un esquema de estratificación con una interfaz a los 5 m se obtienen las salinidades S_1 y S_2 que se muestran en la Tabla 4.5 y con gris en la Figura 4.2.B. La justificación de asumir una estratificación a los 5 m se expone en la sección 4.3 y en la Figura 4.5. El valor de la velocidad en el primer estrato es $\bar{v}_1 = 0,028 \pm 0,09$ [$m\ s^{-1}$] y su distribución se muestra en la Figura 4.3.A, la cual se aproxima a una distribución normal. Se debe notar que como la velocidad medida es norte-sur el valor promedio temporal de velocidad negativo está en concordancia con el esquema mostrado en la Figura 3.9, pues indica que la dirección de escurrimiento va desde la cabeza a la boca del fiordo. Finalmente, siguiendo la ecuación 3.31, se obtiene un caudal estimado de $108,8 \pm 348,9$ $m^3\ s^{-1}$ para el mes de enero. El valor calculado siguiendo el balance de sal resulta 2,5 veces mayor al obtenido por transposición de cuencas para el mismo mes. Una observación que se le puede hacer a este análisis es que los datos utilizados no son continuos. Por lo tanto, se analizan las series de tiempo destacadas en la Figura 4.2,

para estimar un valor de caudal. Las cuales fueron seleccionadas por mostrar al menos un ciclo en torno al promedio total. Siguiendo la misma metodología, se obtienen los valores mostrados en el gráfico de barras de la Figura 4.3.B, los que tienen una alta variabilidad. El valor positivo de la estimación para la serie 3, se debe a que la serie corresponde a un ciclo con datos solo en pleamar (marea alta), con flujo contrario al esquema de la Figura 3.9. De todos modos, ninguna serie presenta el paso por tres puntos, lo que da cuenta de un ciclo completo de marea y por ende evidencia de la circulación residual.

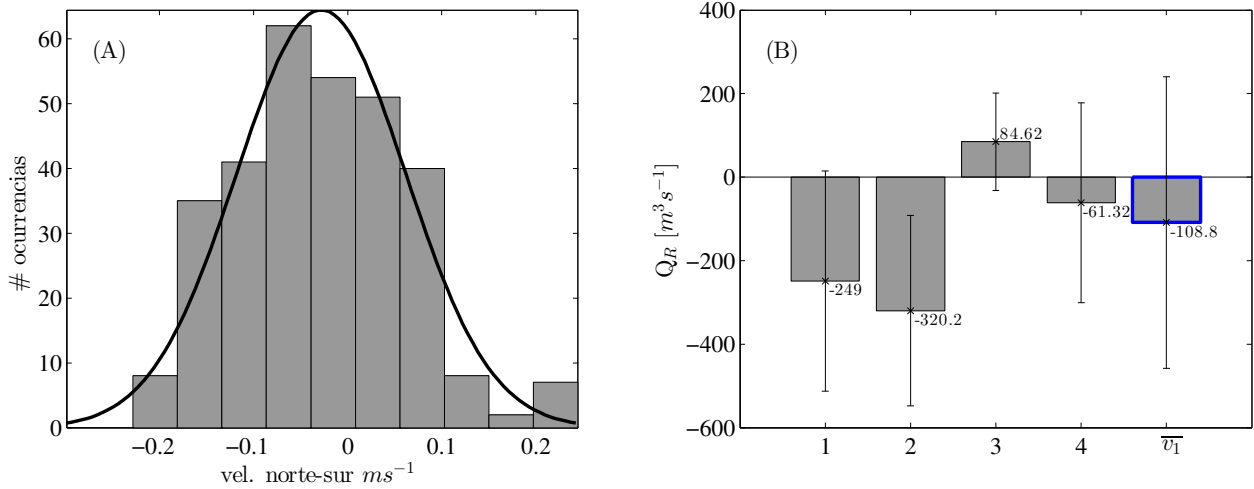


Figura 4.3: (A) Distribución de la serie de tiempo de velocidad medida en los primero 5 m . (B) Estimaciones de caudal mediante balance de sal, para las series de tiempo destacas en la Figura 4.2.A y comparadas con el valor obtenido mediante considerar la velocidad promedio temporal \bar{v}_1 (destacado en azul).

4.2. Transecta a lo largo del fiordo de perfiles CTD y fluorescencia en llenante

En la Figura 4.4 se muestran los resultados de la transecta de perfiles tomados el día 7 de enero acompañados de las características batimétricas del fiordo (profundidad y ancho). Los datos de la transecta representan las condiciones iniciales del fiordo en el contexto de la campaña de terreno.

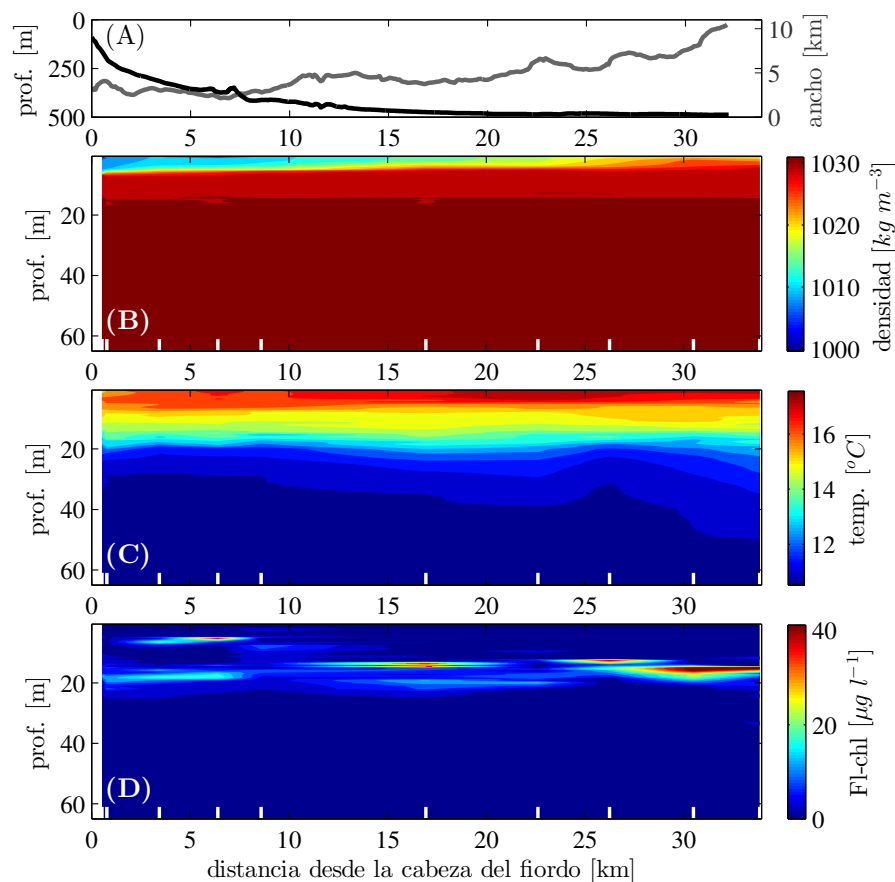


Figura 4.4: Transecta a lo largo del fiordo, realizada en llenante desde las 13:30 y 19:30 hrs (6 hrs) del día 7 de enero. (A) profundidad y ancho a lo largo del fiordo, líneas negra y gris respectivamente. (B, C y D) perfiles interpolados de forma lineal de densidad, temperatura y fluorescencia asociada a clorofila-a desde la cabeza a la boca del fiordo. Las barras blancas en el eje horizontal indican el punto donde se toman los perfiles, los cuales se muestran con cruces en el mapa de la Figura 2.1.B.

Se puede apreciar en la Figura 4.4.B que el perfil de densidad presenta un alto gradiente en la cabeza del fiordo, el cual se debilita hasta llegar a la boca donde la columna de agua muestra características oceánicas. La transecta de temperatura nos muestra que en la cabeza el agua superficial es más fría y que ésta se hace gradualmente más cálida hasta llegar a la boca. También se aprecia el efecto de la junta con el canal Cholgo (8va medición desde la cabeza a la boca, cercano al km 25), donde se aprecia una posición de la zona de agua

profunda 20 metros más cercana a la superficie, con respecto a la boca del fiordo. El perfil de fluorescencia indica altas concentraciones de microalgas en torno a los 20 m de profundidad con *peaks* que llegan a los 40 $\mu g l^{-1}$. En la desembocadura del río Vodudahue se pueden apreciar perfiles con dos *peaks* en la vertical, situados a 5 y 20 metros de profundidad.

4.3. Resultados de la campaña de terreno: Estratificación, forzantes y dinámica de mesoescala

Los perfiles CTD diarios revelan que la columna de agua se mantuvo estratificada en dos capas, con una pycnoclina localizada aproximadamente a los 5 m de profundidad en la boya central (SC, ver Figura 4.5). La evolución temporal del perfil de densidad fue medida en la estación SC para el mes de enero 2014 (Figura 4.6.C). Adicionalmente la evolución del perfil de temperatura fue medido en dos posiciones del fiordo; en la cabeza (S02) y cercano a la boca del fiordo (S01, ver Figura. 4.7). La termoclina en SC y S01 se ubicó aproximadamente a los 10 m de profundidad durante un periodo de condiciones calmas entre el 11 y el 20 de enero, mientras que en la estación S02, la interfaz de temperatura se ubicó a los 5 m de profundidad. Durante la campaña de terreno, el viento tuvo un comportamiento cíclico, con una frecuencia de 1 ciclo por día (*cpd*, ver Figura 4.6.D), alternando gradualmente de condiciones calmas con vientos débiles de dirección nor-este a vientos fuertes caracterizados por direcciones sur-norte y velocidades máximas por sobre los 5 ms^{-1} (Figura 4.6.A).

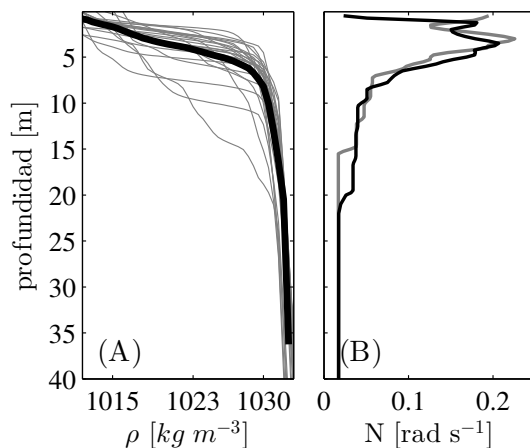


Figura 4.5: Resultados de los perfiles CTD diarios. (A) Perfil de densidad promedio (línea negra) y perfiles de densidad medidos (líneas grises). (B) Perfil de frecuencia boyante promedio para todo el periodo de campaña (línea negra) y para el periodo de condiciones calmas (línea gris).

Durante los días 11 y 20 de enero, se reportó un periodo de condiciones calmas con vientos por debajo de los 10 ms^{-1} . Durante este periodo la interfaz de densidades en SC se localizó permanentemente a 5 m de profundidad (Figura 4.6.C). Además, las interfaces de temperatura en SC y S01 permanecieron aproximadamente a los 10 m de profundidad

(Figuras 4.7.D y C, respectivamente), mientras que en S02 la interfaz de temperatura se localizó a los 5 m (Figura 4.7.E).

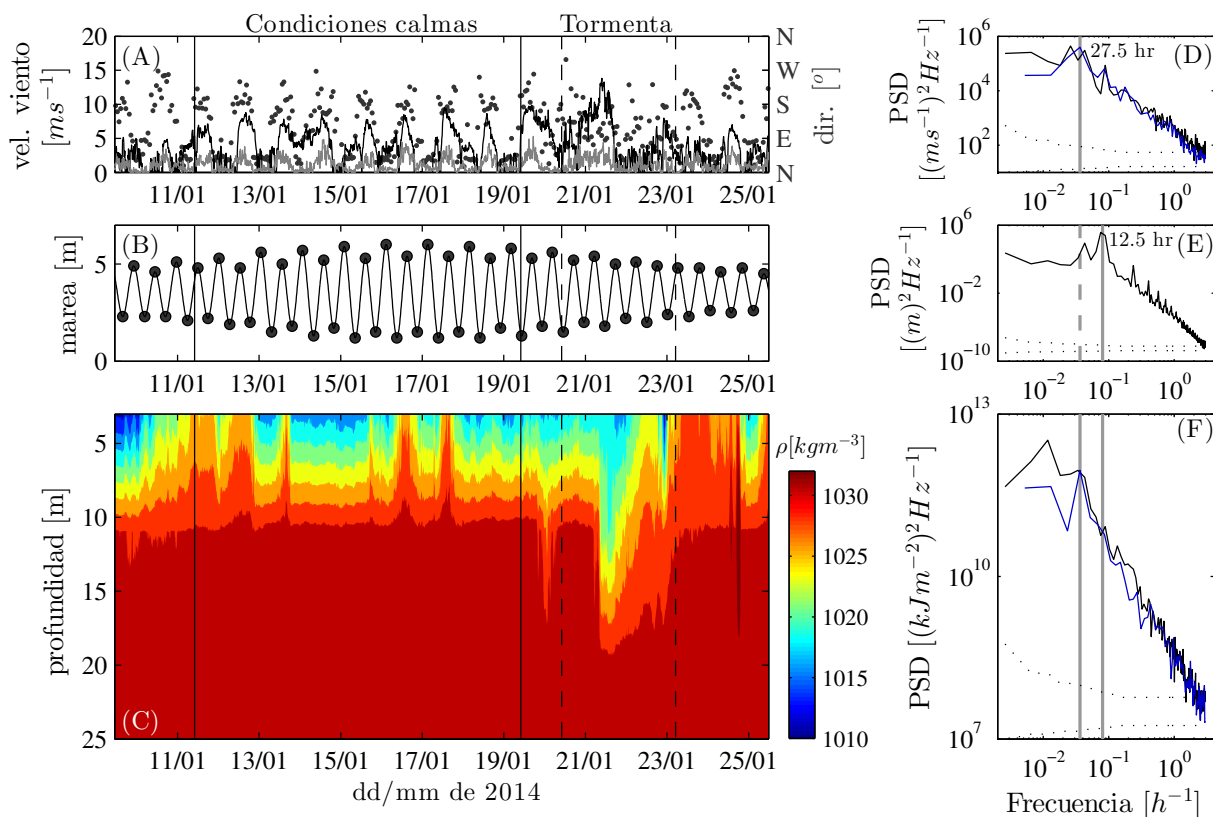


Figura 4.6: Hidrodinámica y forzantes. Panel izquierdo: series de tiempo de (A) velocidad del viento en la estación SC (línea negra) y velocidad y dirección del viento en la estación SM (línea gris y puntos, respectivamente), (B) marea y perfil de densidad en SC (C). Panel derecho: Densidad espectral de potencia (PSD) de (A) velocidad del viento en SC (línea negra, todo el periodo de campaña y línea azul periodo de condiciones calmas), (B) marea y (C) energía potencial, obtenida siguiendo la ecuación 3.24 (línea negra, todo el periodo de campaña y línea azul periodo de condiciones calmas). Líneas punteadas, en los gráficos de PSD, representan el intervalo de confianza al 95 %.

En el panel derecho de la Figura 4.6, se muestra el PSD de las velocidades del viento, marea, y energía potencial en SC. Con respecto a los forzantes de viento y marea, se observó un periodo dominante de 27,5 *hr* para el viento y de 12,5 *hr* para la marea, lo que corresponde a un armónico semi-diurno (Figuras 4.6.D y 4.6.E, respectivamente). La Figura 4.6.F muestra el PSD de la PE, donde se observa claramente la respuesta de la PE al forzamiento cíclico del viento y una leve respuesta a la marea. La densidad de potencia del espectro Wavelet (DWPS) normalizada para las series de velocidad del viento y PE, se muestra en la Figura 4.8.C y 4.8.D, respectivamente. El análisis Wavelet muestra una correlación temporal de las frecuencias energizadas entre el viento y las oscilaciones internas. La frecuencia dominante durante el periodo de condiciones calmas fue de ~ 1 *cpd*, lo que concuerda con el valor estimado de 27,5 *hr* obtenido mediante análisis de PSD.

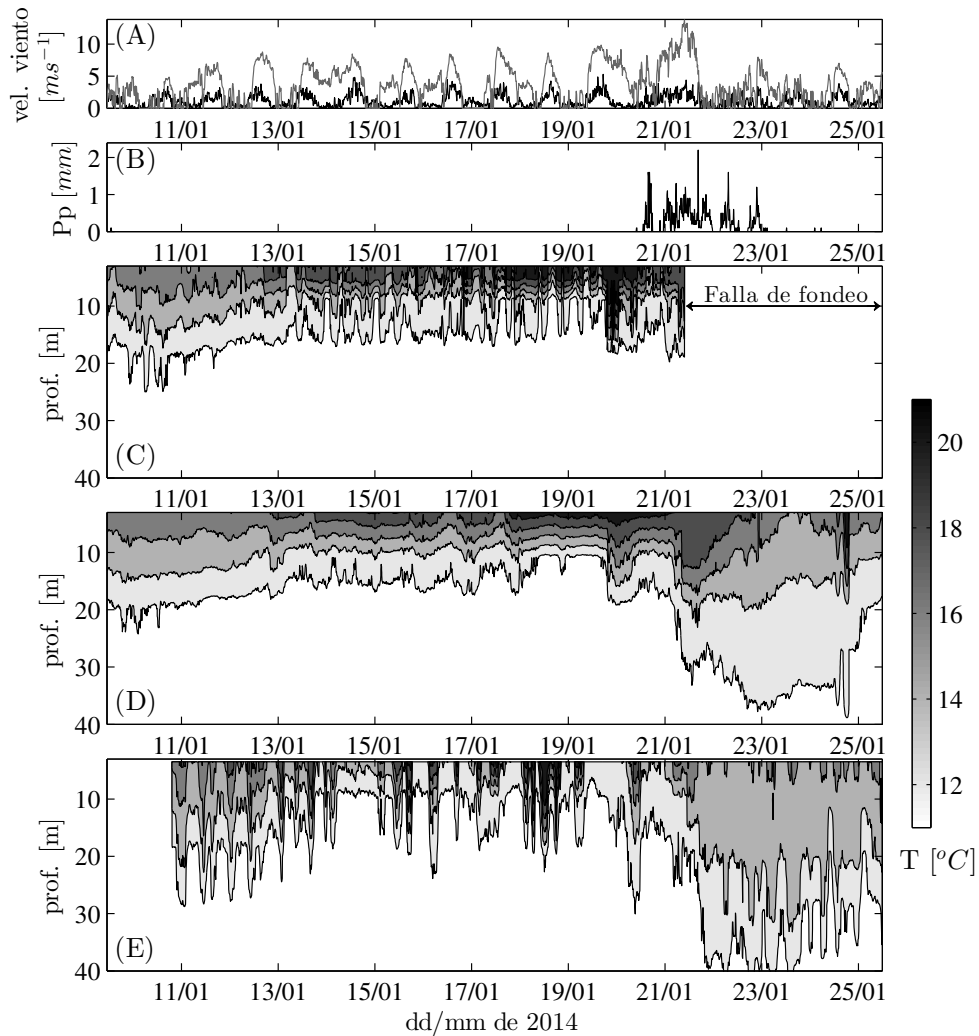


Figura 4.7: Series de tiempo de perfiles de temperatura y forzantes meteorológicos. Serie de tiempo de (A) velocidad viento en la estación SC (línea negra) y en la estación SM (línea gris). (B) precipitación (Pp) en la estación SM y perfiles de temperatura en las estaciones S01 (C), SC (D) y S02 (E).

Las mediciones obtenidas con el ADCP cubren rangos de entre 4 a 10 horas durante el día y aunque no son continuas, se logró capturar diversos escenarios de marea, viento y corrientes (ver Anexo D). En general, se midió una corriente superficial de magnitud 5 cms^{-1} , la cual se encontró $1/4$ de ciclo fuera de fase con los datos de marea disponibles. Un evento de tormenta fue capturado durante los días 20 y 23 de enero. Esta tormenta generó vientos fuertes con un máximo de 14 ms^{-1} en el día 23. Al mismo tiempo, la tormenta debe haber desatado crecidas de los ríos afluentes (de los cuales no se tiene registro), generando una inyección de momentum al sistema. En este contexto, la respuesta observada en términos de estratificación, consistió en importantes desplazamientos verticales internos cercanos a los 10 m en la boya central (SC, ver Figuras 4.6.C y 4.7.D) y en S02 (Figura 4.7.E). La respuesta a la tormenta en la estación S01 no se pudo capturar porque falló el fondeo (Figura 4.7.C). La DWPS normalizada durante la tormenta muestra una frecuencia energizada dominante

de 0,7 *cpd* para la velocidad del viento y la PE (Figura 4.8.C y 4.8.D, respectivamente). En términos de periodo, esta frecuencia dominante corresponde a la mitad de la duración de la tormenta (i.e. 3 días).

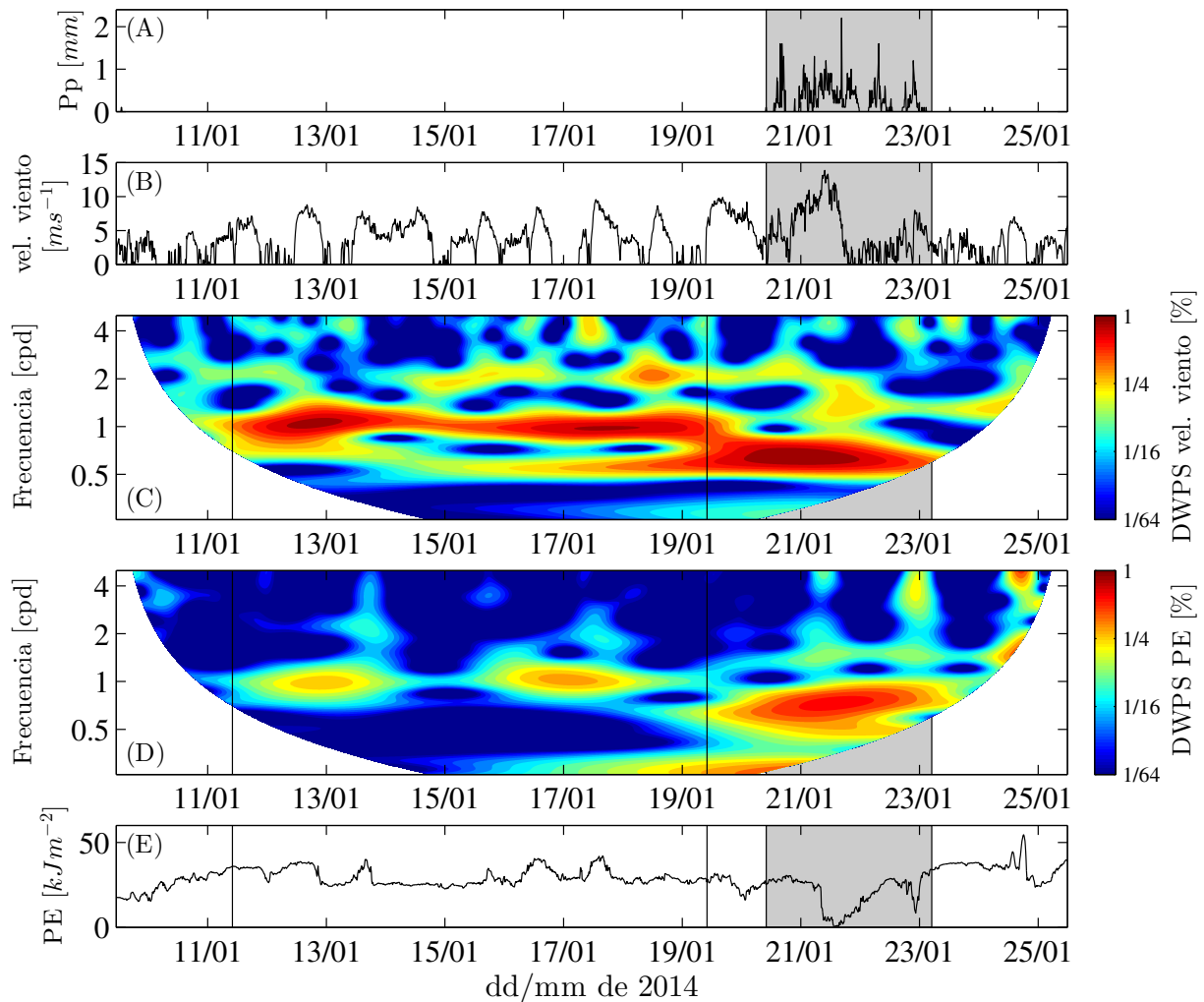


Figura 4.8: Series de tiempo de: (A) precipitación (P_p), (B) velocidad del viento, (C y D) densidad de potencia del espectro Wavelet (DWPS) de la velocidad del viento y la energía potencial (PE), con las frecuencias expresadas en ciclos por día (cpd) y (E) PE.

4.4. Deformación de isotermas y disipación

Utilizando las series de tiempo de los perfiles de temperatura se obtuvieron estimaciones de la tasa de disipación mediante deformación de isotermas. Estas estimaciones se muestran en la Figura 4.9. De acuerdo con la ecuación 3.26, isotermas moviéndose de forma coordinada indican bajas tasas de deformación de las isotermas y están asociados al modo 1 vertical que no induce corte (Gill, 1982). Por otra parte, el desplazamientos no coordinado de las isotermas

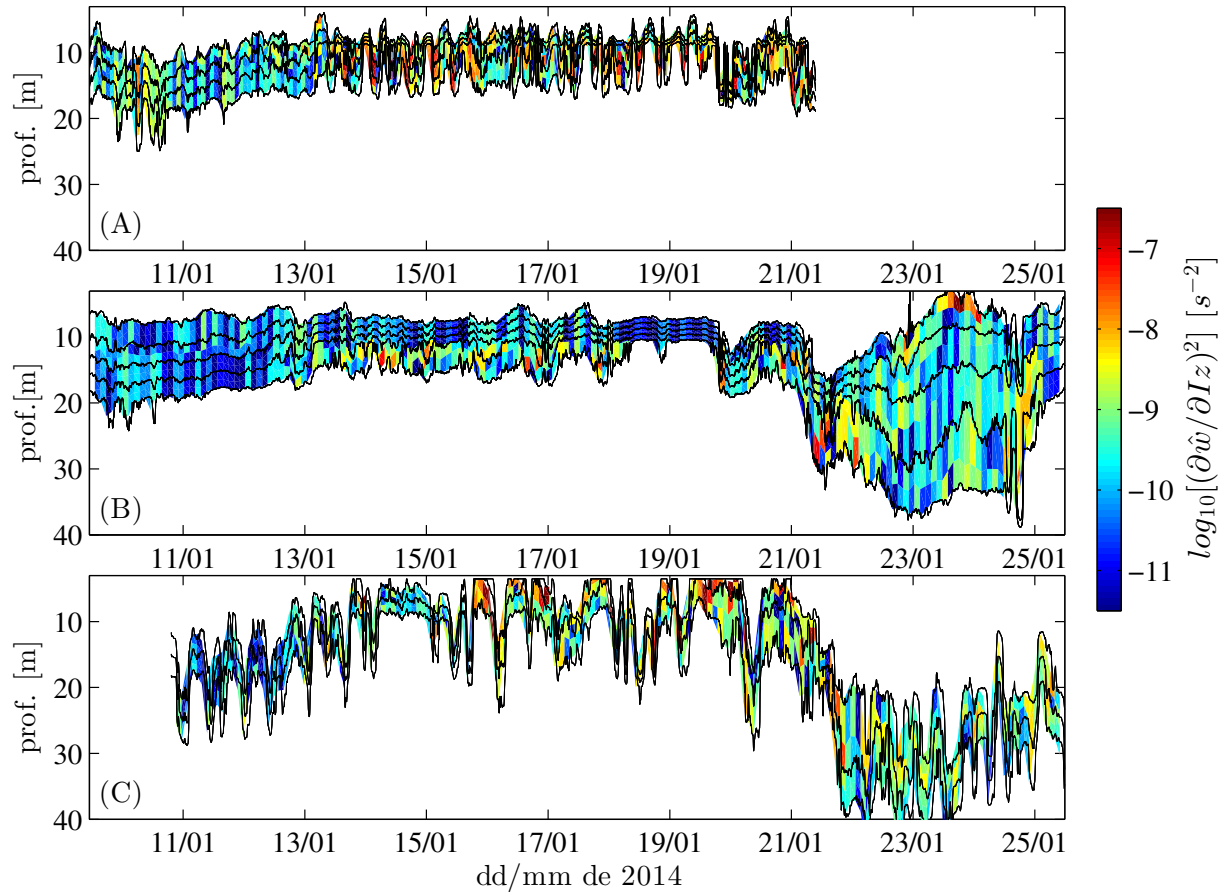


Figura 4.9: Promedios temporales de dos horas de la tasa de deformación de isothermas al cuadrado para las series de tiempo de perfiles de temperatura medidos en las estaciones: S01 (A), SC (B) y S02 (C).

resultan en valores mayores de tasa de deformación (Vidal et al., 2013). El desplazamiento no coordinado de isothermas también da cuenta de la predominancia de modos tipo 2 vertical, que si inducen corte interno (Gill, 1982). La Figura 4.10 muestra el promedio vertical de las estimaciones de ε , mediante el método de deformación de isothermas (ecuación 3.27), en las estaciones S01, SC y S02. El valor estimado de ε durante el periodo de condiciones calmas fue de $10^{-9} m^2s^{-3}$ en la boya central (SC) y de $10^{-8} m^2s^{-3}$ en las otras estaciones (S01 y S02). Además, las estimaciones de ε muestran una distribución de probabilidad tipo log-normal, con desviación estándar de 0,79 para la estación SC, 0,73 para S01 y 0,87 para S02. Los valores obtenidos de ε están asociados a un número de actividad de turbulencia de $\overline{\varepsilon}/\nu N^2 \cong 10$, lo que de acuerdo con la clasificación de Ivey et al. (2008), corresponde a un régimen de transición (régimen en transición: $7 < \overline{\varepsilon}/\nu N^2 < 100$; Ivey et al., 2008).

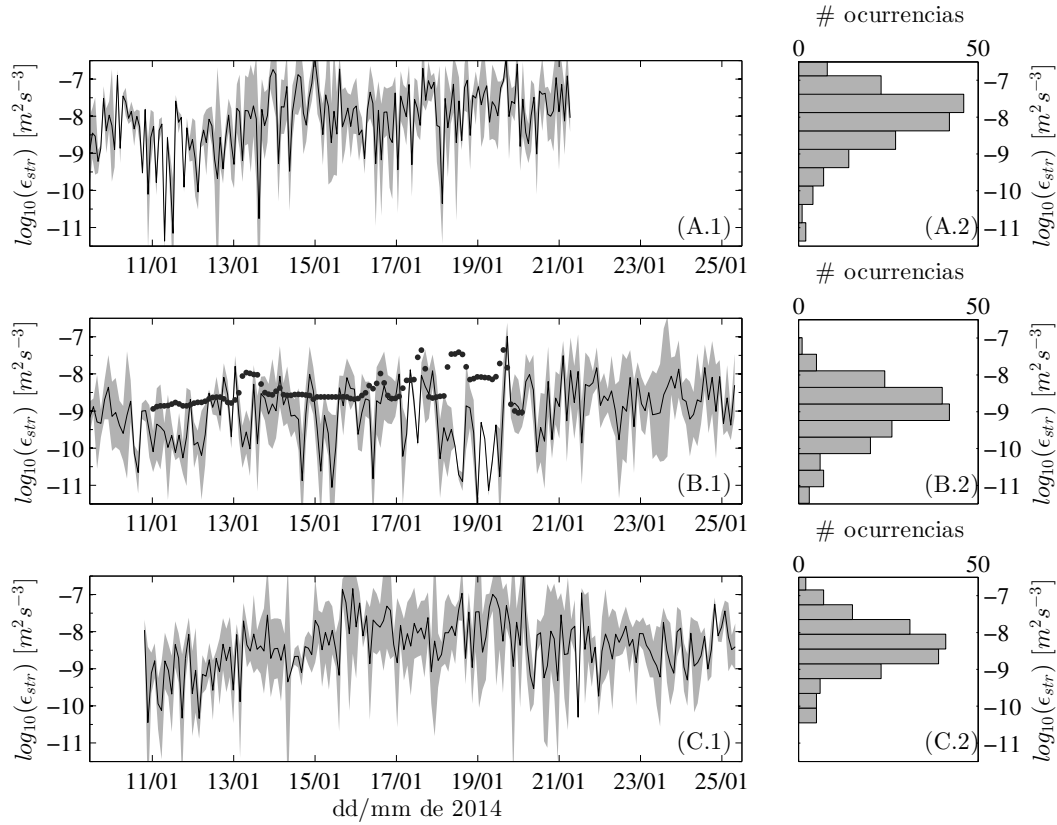


Figura 4.10: Estimaciones de ε por medio del método de deformación de isotermas. (A.1, B.1, C.1) valores estimados de ε , utilizando el método de deformación (ε_{str} , línea negra) con su respectiva desviación estándar (área gris), en las mismas posiciones descritas en la Figura 4.9. Los puntos en B.1 representan los valores de ε obtenidos con el modelo aquí expuesto, realizando promedios verticales de las mismas posiciones de las isotermas de la Figura 4.9. (A.2, B.2, C.2) histogramas de ocurrencias de ε_{str} .

4.5. Resultados de modelación y comparación con observaciones

Para evaluar el desempeño del modelo $k - \varepsilon$ 1D vertical, se analizaron los promedios verticales de las series de tiempo de velocidades a lo largo del fiordo y número de Richardson de gradiente (ver Figuras 4.11 y 4.12, respectivamente). Tomando en cuenta las limitaciones de un modelo 1D vertical y la falta de mediciones en aguas profundas, se dividió la zona superficial del perfil vertical en tres secciones para analizar los resultados de la modelación. Estas secciones van desde los 0 a 5 m, 5 a 10 m y 10 a 15 m. Se debe destacar que los tiempos de computo del modelo utilizando las grillas espaciales y discretización temporal especificadas en la Tabla 3.5, no superaron el minuto.

Antes de analizar las series de tiempo, se debe explicar la obtención de la ponderación de los gradientes de presión en el modelo: α_{grad} . El valor del parámetro α_{grad} se obtiene de analizar los resultados del indicador de habilidad de modelo en función de α_{grad} (panel

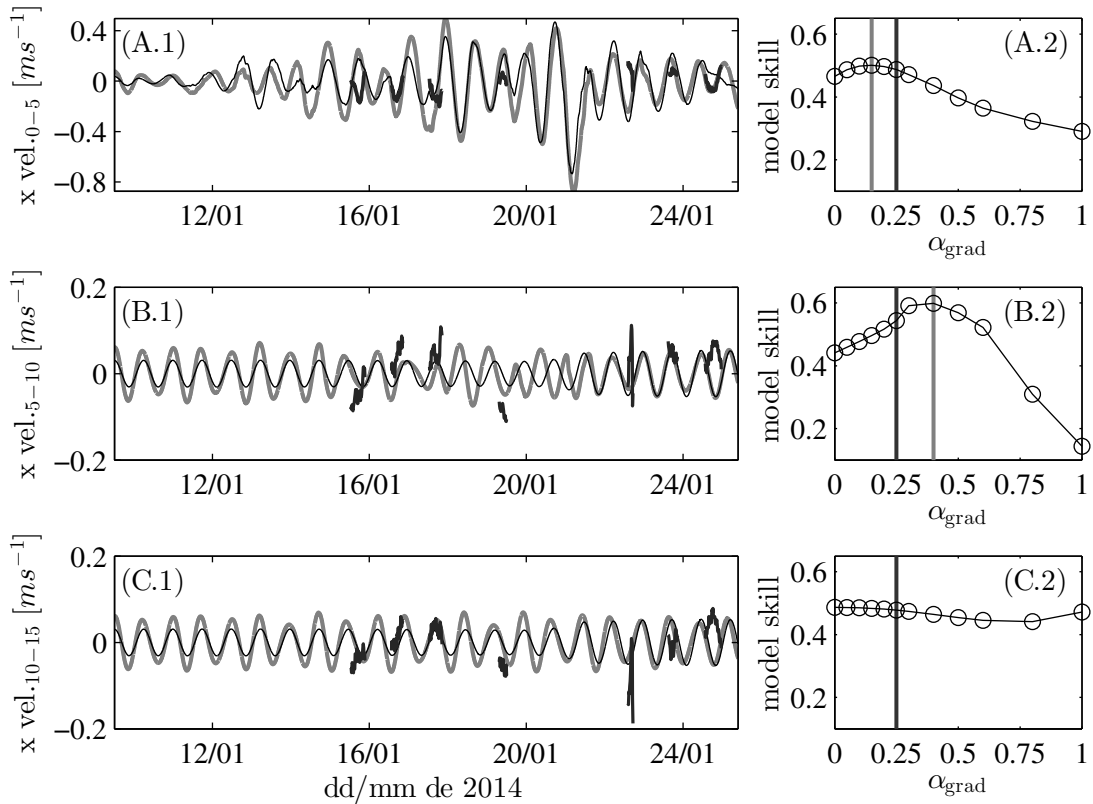


Figura 4.11: Panel izquierdo: Comparación de resultados de velocidades medidas y modeladas. Promedio vertical de la velocidad en el eje norte-sur entre 0-5 m (A.1), 5-10 m (B.1) y 10-15 m (C.1) para resultados modelados con $\alpha_{grad} = 0,25$ (línea gris), modelo sin gradientes de presión ($\alpha_{grad} = 0$, línea negra) y mediciones obtenidas con ADCP (línea gruesa oscura). Panel derecho: Respuesta del indicador S en función de α_{grad} . Líneas verticales en gris claro muestran el máximo valor tomado por el indicador S y las líneas verticales en gris oscuro muestran el valor finalmente utilizado en el modelo, $\alpha_{grad} = 0,25$.

derecho de la Figura 4.11). Para esto se utilizó la velocidad del flujo como la variable de ajuste del indicador de habilidad del modelo, en las tres secciones de la vertical antes especificadas. Se puede observar que el indicador de habilidad toma valores entre 0,4 y 0,6 y que el mejor resultado en las primeras dos secciones se alcanzan para valores de α_{grad} iguales a 0,15 y 0,45, respectivamente (Figura 4.11.A.2. y 4.11.B.2.). En el caso de la tercera sección, la mejora no es significativa. Dado esto, se escoge $\alpha_{grad} = 0,25$ como el ponderador de los gradientes de presión.

La comparación entre velocidades medidas y modeladas, a lo largo del fiordo, se muestra en el panel izquierdo de la Figura 4.11. En términos de orden de magnitud, se observa que el modelo logra ajustarse a las velocidades medidas en la zona superficial (Figura 4.11.A). Ésto, a pesar de que la mitad de las series tomadas con el ADCP muestran un desajuste en la fase de las simulaciones con respecto a las mediciones. Las velocidades modeladas entre 5 y 15 m muestran, en general, menores magnitudes y direcciones opuestas con respecto a la capa

superficial. La inclusión de los gradientes de presión produce mayores velocidades de flujo en todas las secciones, y de acuerdo con el indicador habilidad de modelo, mejora el desempeño del modelo numérico.

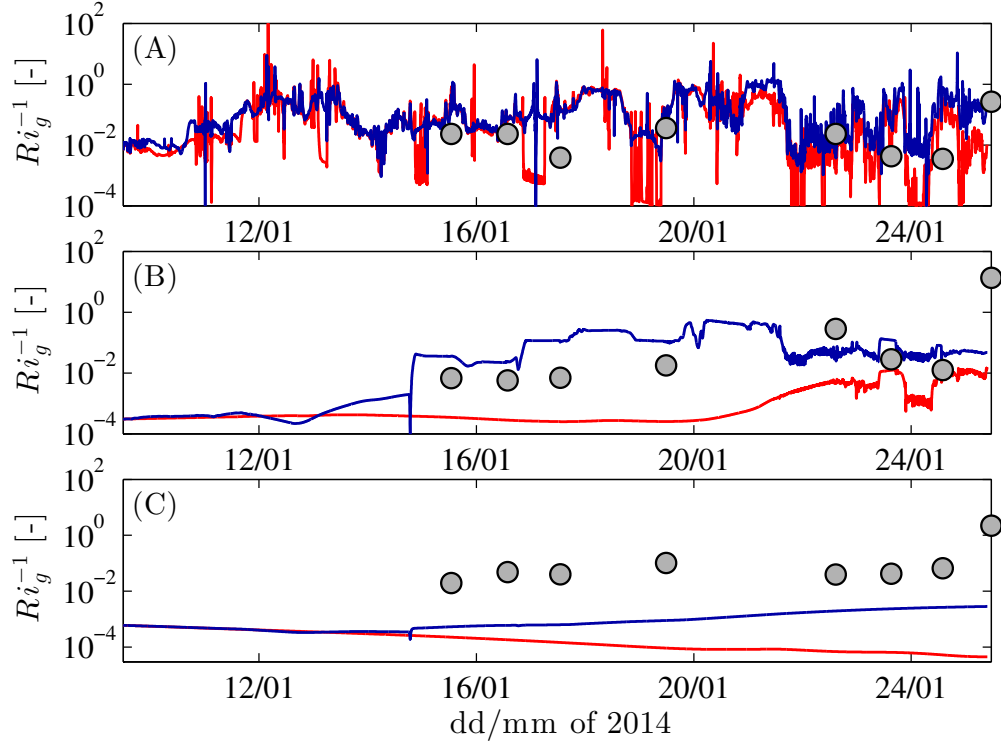


Figura 4.12: Promedio vertical del inverso del número de Richardson (Ri_g^{-1}) entre 0-5 m (A), 5-10 m (B) y 10-15 m (C) para resultados modelados con $\alpha_{grad} = 0,25$ (línea azul), modelo sin gradientes de presión ($\alpha_{grad} = 0$, línea roja) y estimaciones obtenidas con datos medidos con ADCP y perfiles CTD (círculos grises).

Con respecto a la mezcla vertical, la Figura 4.12 muestra series de tiempo de Ri_g^{-1} (ecuación 3.25) para las tres secciones de análisis. En la capa superficial, el ajuste entre las series medidas y simuladas de Ri_g^{-1} es apreciable. El valor promedio temporal de Ri_g^{-1} fue de 0,01 para los datos medidos (círculos grises, Figura 4.12) y 0,08 para los valores obtenidos mediante el modelo. Ésto indica que en general la estratificación suprime la mezcla en la zona superficial ($Ri_g^{-1} < 4$). En la segunda sección (5 a 10 m, Figura 4.12.B), Ri_g^{-1} es sobre estimado por el modelo en aproximadamente un orden de magnitud. Sin embargo, las series modeladas y medidas de Ri_g^{-1} son menores que el valor umbral de 4. Finalmente, en la tercera sección no se obtuvo una respuesta correcta de la mezcla en las simulaciones y el Ri_g^{-1} modelado fue de 2 órdenes de magnitud inferior a los valores medidos. Sin embargo, en el caso de los primeros 10 m, el uso de los gradientes de presión inducidos por marea y viento mejora las estimaciones en un orden de magnitud con respecto al caso que considera $\alpha_{grad} = 0$.

Por otra parte, los resultados modelados de ε muestran que los promedios verticales calculados en torno a la misma posición a la cual ε_{str} fue calculado, son congruentes con los resultados obtenidos utilizando el método de straining. Obteniéndose en promedio $\varepsilon \sim 10^{-9} m^2 s^{-3}$ para el periodo de condiciones calmas (ver Figura 4.9.B.1.).

4.6. Resultados eco-hidrometeorológicos

La comparación de los datos eco-hidrometeorológicos tomados durante la campaña de terreno se muestran en la Figura 4.13. La distribución vertical de fluorescencia asociada a clorofila-a, tomada con la sonda multiparámetro, se detalla en la Figura 4.13.D. Se debe notar que no se habla directamente de clorofila-a porque no se realizó una calibración en laboratorio con muestras de agua. Los perfiles diarios fueron interpolados de forma lineal para obtener la serie de tiempo de perfiles de la Figura 4.13.D. Las barras de error en las Figuras 4.13.C y 4.13.D representan el centro de masa del perfil de fluorescencia con su respectivo desviación estándar espacial (primer y segundo momento estadístico, respectivamente). Durante el periodo de condiciones calmas, la radiación de onda corta (SWR, Figura 4.13.B) tuvo un comportamiento cuasi-cíclico, lo que indica que las algas no estuvieron sometidas a limitación por luz durante este periodo. La Figura 4.13.D muestra que los centros de masa de los perfiles de fluorescencia se localizaron por debajo de la transición de temperatura. Removiendo las mediciones correspondientes a los días 14 y 15 de enero, los cuales son prácticamente nulos, se tiene un perfil promedio de fluorescencia durante el periodo de condiciones calmas con un centro de masa ubicado a $\sim 14,4 m$ y una desviación espacial de $\sim 6,15 m$. Las mediciones realizadas con el sensor Trilux a $11 m$ de profundidad, en la estación SC, se muestran en la Figura 4.13.E. Aunque se observa que las mediciones son altamente variables, los datos recolectados están en completa concordancia con aquellos medidos con la sonda multiparámetro a $11 m$ (cuadrados grises, Figura 4.13.E) y en general no exceden el máximo medido con la sonda multiparámetro (triángulos, Figura 4.13.E). En la Figura 4.15 se muestran en detalle los perfiles de fluorescencia medidos en terreno comparados con los parámetros Ri_g y ε obtenidos con el modelo.

Durante el periodo de tormenta, se midieron altas precipitaciones y SWR casi nula (Figura 4.13. A, B). Estas variaciones meteorológicas son acompañadas con un fuerte incremento de las concentraciones de fluorescencia, con un máximo en torno a los $15 m$. De la misma forma, las concentraciones base medidas con el sensor Trilux aumentaron $\sim 10 \mu g l^{-1}$, sin considerar las fluctuaciones.

Durante la campaña de terreno se midieron perfiles con alta concentración puntual de fluorescencia (ver Figura 4.14). Estos eventos son conocidos como “capas delgadas” (o *thin layers* en inglés, Durham & Stocker, 2012). Para que un set de mediciones se puedan clasificar como eventos de capa delgada, se deben cumplir tres requerimientos regularmente aceptados (Dekshenieks et al., 2001; Durham & Stocker, 2012). Estos son: (1) persistencia temporal, (2) la extensión vertical de la capa de alta concentración no debe exceder un valor umbral (e.g. $5 m$) y (3) el máximo puntual debe ser al menos tres veces la concentración base. Ejemplos de capas delgadas se aprecian en la Figura 4.14 A, E, G y H, los cuales se asemejan a los perfiles verticales reportados por Sharples et al. (2001), Steinbuck et al. (2009) y Shroyer et al. (2014). Estos perfiles medidos durante la campaña de terreno pueden ser clasificados como capa delgada porque cumplen con los tres criterios antes mencionados: (1) persistencia temporal, la cual se ratifica en la duración de los parches que se muestran en la Figura 4.13.D, (2) las zonas de alta concentración no exceden los $5 m$ de extensión y (3) los máximos puntuales están por sobre tres veces la concentración base.

Los eventos detectados de capas delgadas muestran que el máximo se ubicó exactamente por debajo de la interfaz de temperatura, como también lo reporta Sharples et al. (2001), Steinbuck et al. (2009) y Shroyer et al. (2014) (ver Figura 4.14 A, E, G y H). Por otra parte, los resultados presentados en la Figura 4.14 indican que los máximos de las concentraciones de algas, se localizaron en una posición donde ε simulado se estabiliza en torno a un valor mínimo y Ri_g^{-1} presenta un mínimo local.

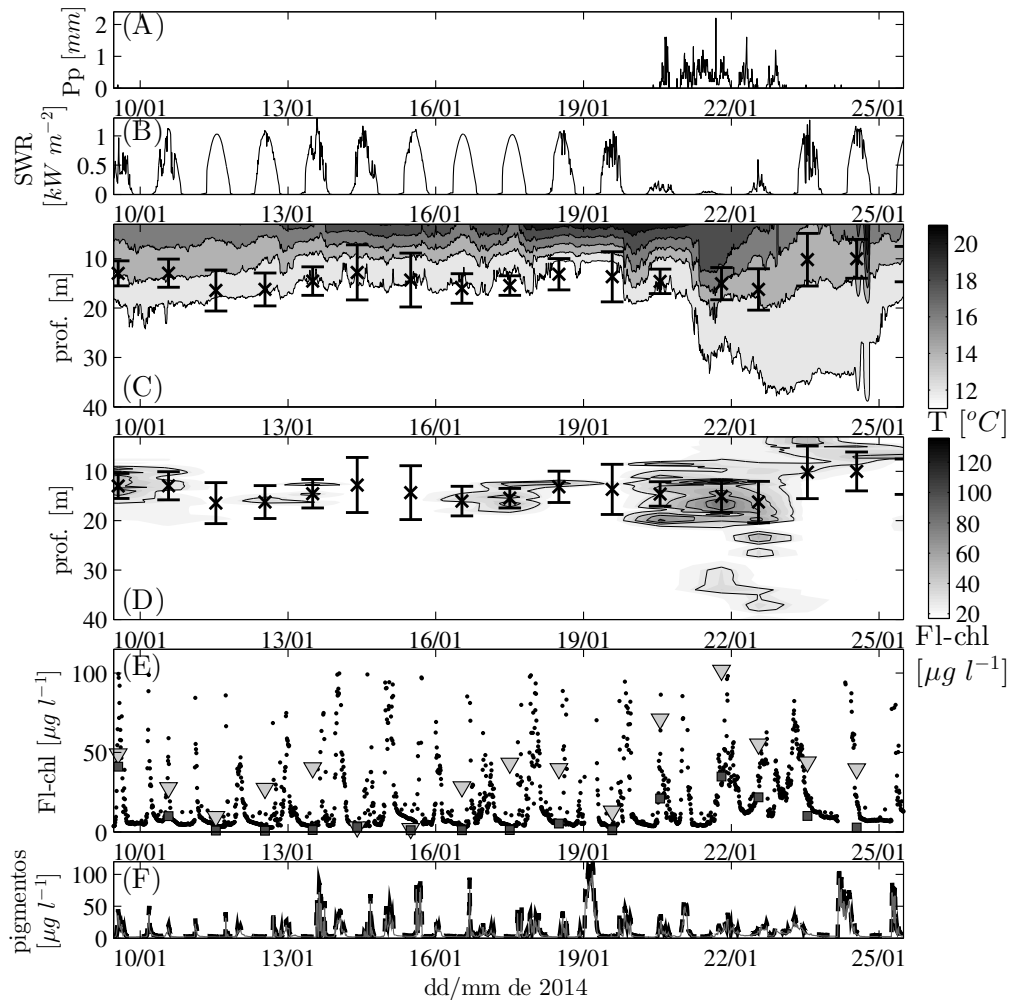


Figura 4.13: Resultados Eco-hidrometeorológicos. Series de tiempo de: precipitación (A), radiación de onda corta (SWR, B), perfil de temperatura en estación SC (C), perfil de fluorescencia asociada a clorofila-a (Fl-chl, D), Fl-chl medida a 11 m de profundidad con el sensor Trilux (E, puntos negros), pigmentos a 11 m de profundidad (F). Cruces y barras de error en (C) y (D) denotan el primer y segundo momento estadísticos de la distribución vertical de fluorescencia, respectivamente. Los cuadrados en el panel (E) corresponden a las mediciones de fluorescencia a 11 m realizadas con la sonda multiparámetro acompañadas del máximo valor medido en cada perfil (triángulos).

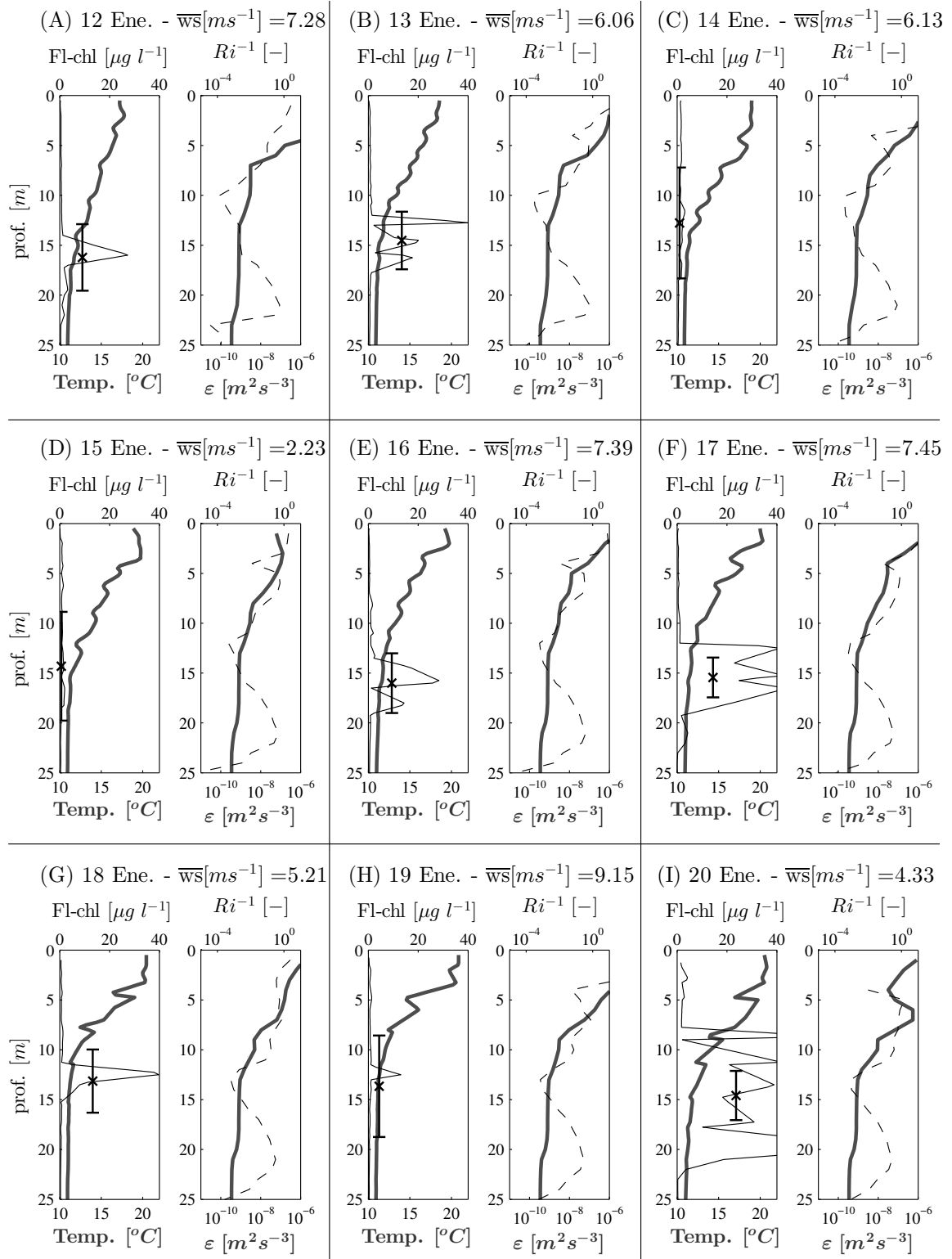


Figura 4.14: Perfiles medidos de fluorescencia asociada a clorofila-a y temperatura contrastados con parámetros hidrodinámicos modelados. Cada panel presenta la fecha de la medición del perfil multiparámetro, acompañado de la velocidad de viento (\overline{ws}) promedio en una ventana de 1 hora en torno al momento de la medición. Sub-paneles izquierdos: concentración vertical de fluorescencia (línea negra) y perfil de temperatura (línea gris). Sub-paneles derechos: perfil del inverso del número de Richardson de gradiente (Ri_g , línea negra discontinua) y ϵ , ambos obtenidos de la modelación.

4.7. Validación del modelo en términos de transporte vertical de masa

En esta sección se propone una validación adicional del modelo por medio de analizar los datos eco-hidrometeorológicos capturados en terreno (Figuras 4.13 y 4.14). Estas mediciones muestran la presencia de capas delgadas de microalgas (Durham & Stocker, 2012), las que en general, se localizaron en la transición de la zona bien mezclada.

La presencia y/o ausencia de capas delgadas ha sido relacionada anteriormente con procesos de difusión turbulenta. Particularmente, la formación de estas capas de microalgas ha sido detectada en flujos con baja turbulencia. Serra et al. (2007) muestra que en un embalse estratificado con forzamiento por viento débil ($< 4 \text{ ms}^{-1}$) y en consecuencia baja turbulencia (e.g. $\varepsilon < 1 \cdot 10^{-9} \text{ ms}^{-3}$), la formación de capas delgadas es posible. Condiciones de baja turbulencia también fueron encontradas durante la detección de capas profundas de microalgas (por debajo de los 22 m) en el monitoreo intensivo del proyecto NLIWI en la plataforma oceánica de *New Jersey* (~ 5200 perfiles multiparámetro, Shroyer et al., 2014). Estas condiciones son similares a los resultados de terreno y modelación en el fiordo Comau para el periodo de condiciones calmas.

Con el objetivo de validar los resultados del modelo se realizó un balance en régimen permanente entre la velocidad vertical y la difusión turbulenta de un perfil de concentración de microalgas, siguiendo a Steinbuck et al. (2009):

$$\frac{\partial}{\partial z}(w_s C) = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial C}{\partial z} \right) \quad (4.1)$$

donde C es la concentración, w_s es la velocidad de caída y K_z la difusión turbulenta vertical. Bajo el supuesto de que $C = C(z)$ es una función continua. La Ec 4.1, tiene solución analítica de la forma:

$$w_s = K_z \frac{\partial}{\partial z} \left(\ln \left(\frac{C}{C_o} \right) \right) \quad (4.2)$$

Con lo anterior, Steinbuck et al. (2009) analiza perfiles de clorofila medidos y ajusta las velocidades de caída a la solución teórica, utilizando valores de K_z obtenidos a través de mediciones realizadas con microestructuradores. Estos instrumentos son ampliamente utilizados en la aproximación de medidas de turbulencia (Wüest et al., 2000; Fer et al., 2004; Steinbuck et al., 2009; Machado et al., 2014). Como en el presente trabajo se carece de este tipo de mediciones, se desarrolla la ecuación 4.2, de modo que se pueda escalar un parámetro asociado a turbulencia del modelo con un parámetro de distribución espacial de los perfiles. Tomando la ecuación 4.2 y reescribiendo, se tiene:

$$w_s = K_z C(z)^{-1} \frac{\partial}{\partial z} C(z) \quad (4.3)$$

Asumiendo que el perfil de concentración de fluorescencia sigue una distribución normal,

imitando el máximo puntual de las capas delgadas con parámetros C_{max} , μ y σ , se tiene que:

$$C(z) = C_{max} \exp\left(-\frac{(z - \mu)^2}{2\sigma^2}\right) \quad (4.4)$$

derivando lo anterior respecto a z :

$$\frac{\partial}{\partial z} C(z) = C_{max} \frac{(\mu - z)}{\sigma^2} \exp\left(-\frac{(z - \mu)^2}{2\sigma^2}\right) \quad (4.5)$$

O bien:

$$\frac{\partial}{\partial z} C(z) = \frac{(\mu - z)}{\sigma^2} C(z) \quad (4.6)$$

lo que puede ser reescrito, de forma que:

$$C(z)^{-1} \frac{\partial}{\partial z} C(z) = (\mu - z)\sigma^{-2} \sim O(\sigma^{-1}) \quad (4.7)$$

reemplazando el resultado anterior en la ecuación 4.3, se obtiene que σ representa una escala de longitud de las capas delgadas, que se puede representar como:

$$\sigma = K_z/w_s \quad (4.8)$$

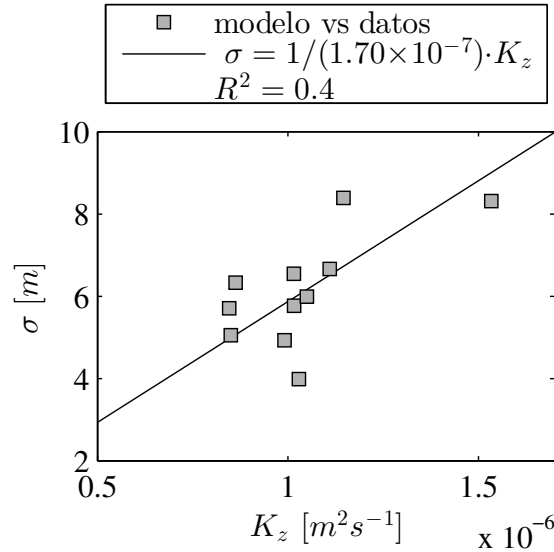


Figura 4.15: Difusión vertical turbulenta modelada (K_z), obtenida directamente de los resultados del modelo presentado, versus la raíz cuadrada del segundo momento estadístico (σ) de los perfiles de fluorescencia de clorofila-a. Se consideran sólo perfiles con $\sigma < 10$. La línea negra representa la regresión lineal de los datos, forzando la intersección con el origen. La pendiente de la regresión lineal representa el inverso de la velocidad de caída de las algas.

Con lo anterior, los perfiles de fluorescencia asociada a clorofila-a recolectados y los resultados de la modelación vertical 1D, es posible comparar la incidencia de la mezcla turbulenta

vertical en la distribución vertical de microalgas a través de analizar σ , obtenido con respecto a los perfiles de fluorescencia versus K_z obtenido de las simulaciones numéricas (ver Figura 4.15). Para ésto, sólo fueron considerados los perfiles donde $\sigma < 10$, pues así se aseguro la presencia de una capa delgada en los perfiles medidos. Se aprecia en la Figura 4.15 que la regresión lineal de los resultados (realizando intersección con el origen) entrega una velocidad de caída de $1.7 \cdot 10^{-4} \text{ mms}^{-1}$ ($1.7 \cdot 10^{-7} \text{ ms}^{-1}$, Figura 4.15), lo que es congruente con los resultados obtenidos por Steinbuck et al. (2009) ($8 \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-4} \text{ mms}^{-1}$).

5. Conclusiones

En la presente tesis se estudió la mezcla vertical en el fiordo Comau. Para lo cual, se caracterizó la hidrodinámica del fiordo con mediciones de terreno y se realizó modelación numérica 1D vertical. A continuación se presenta una discusión de los resultados obtenidos, acompañado de las conclusiones del trabajo.

5.1. Discusión

Las estimaciones de caudal difieren en un 150% entre los métodos de transposición y balance de sal. Esto se puede atribuir a que no se consideran en el análisis los afluentes laterales y por el norte al fiordo (ver Figura 4.1.B). Estos afluentes cubren un área aportante de 720 y 904 km², respectivamente. Considerando estos aportantes y utilizando el método de transposición de cuencas, se obtiene una descarga adicional de 34 m³s⁻¹ para el mes de enero y de 35 m³s⁻¹ para la media anual, en el caso de los aportantes laterales. Por otro lado, para los aportantes por el norte se obtienen caudales adicionales de 43 m³s⁻¹ para el mes de enero y de 45 m³s⁻¹ para la media anual. Esta corrección implica un caudal aportante al fiordo de 120 m³s⁻¹ para el mes de enero y de 124 m³s⁻¹ para la media anual. Lo que reduce la diferencia porcentual a un 10%. En cuanto a la estimación en función de la precipitación, para el mes de enero, la diferencia con el método de balance de sal es de 3,6%. De todos modos, la utilización del método de balance de sal con la relación de Knudsen es cuestionable por el hecho que las mediciones obtenidas con el ADCP no registran un ciclo completo de marea, que de cuenta de la circulación residual.

Los experimentos de campo realizados muestran una estratificación por densidad localizada en promedio a los 5 m. Aún así, las series de tiempo medidas de perfil de densidad muestran una variabilidad en la estratificación debido a los forzantes que actúan sobre el cuerpo de agua (ver Figuras 4.6.C, 4.7.D y 4.7.E). Mediante la utilización de análisis espectral se filtraron las respuestas a los distintos forzantes. Este análisis mostró la existencia de una correlación entre las variaciones de la estratificación (a través de analizar la PE) y el forzamiento por viento (ver Figuras 4.6 y 4.8), permitiendo la definición de un periodo de condiciones calmas, donde la respuesta de la estratificación a la acción del viento fue evidente. Lo anterior sugiere que la acción de otros forzantes como marea y descarga de los ríos fue menos importante en este periodo. Este comportamiento es similar al mostrado en el estudio de Svendsen & Thompson (1978), realizado en el *Jøsen fjord*, Noruega, donde la fluctuación de la marea es despreciable. Svendsen & Thompson (1978) reportaron que lejos de la cabeza del fiordo, a pesar de los grandes caudales descargados, la circulación estaba dominada por el viento debido a la baja fluctuación de la descarga.

Por otra parte, se llevó a cabo una descripción general de los procesos de mezcla vertical mediante la utilización de un modelo $k - \varepsilon$ 1D vertical. Este modelo incorpora los efectos

de los gradientes de presiones generados por marea y viento, lo que se logró modificando las ecuaciones de momentum del modelo de Goudsmit et al. (2002). El efecto de gradientes de presión generados por viento, fue calculado a partir de un modelo inviscido de un sistema estratificado en dos capas, donde las soluciones se obtiene mediante análisis modal siguiendo Csanady (1982). Los gradientes fueron incorporados al modelo $k - \varepsilon$ utilizando un parámetro de escalamiento α_{grad} , para compatibilizar el efecto de los gradientes en un esquema que permite mezcla. Este parámetro de escalamiento fue calibrado para lograr una mejora de las predicciones del modelo, mediante la utilización del indicador habilidad de modelo (Willmott, 1981). Fue configurado con un valor de 0,25. Esto se puede interpretar como que un 25 % de la energía contenida en la circulación baroclínica es efectivamente transferida a la columna de agua. Al mismo tiempo, la mejora del indicador de habilidad de un valor base de 0,4 a un valor promedio de 0,5, para los primeros 10 m, se puede interpretar como una mejora del 10 % en los resultados de estimación de velocidades a lo largo del fiordo. Las estimaciones del modelo mostraron congruencia, en términos de órdenes de magnitud, con los promedios verticales de velocidades y Ri_q . Al adicionar los gradientes se logró una mejora de estas estimaciones con respecto al modelo base sin gradientes (ver Figuras 4.11 y 4.12).

Durante el periodo de condiciones calmas definido en este trabajo, la tasa de disipación de energía cinética turbulenta (ε) obtenida mediante análisis de mediciones de campo y modelación 1D vertical, mostraron congruencia, con un valor promedio de $\varepsilon \sim 10^{-9} m^2s^{-3}$ (Figura 4.10). Este valor no se acerca a los valores obtenidos en la zona superior de otros fiordos, a través de perfiles de microestructuradores de temperatura y salinidad, los que han mostrado que $\varepsilon \sim 10^{-8} - 10^{-7} m^2s^{-3}$ (Arneborg et al., 2004; Fer et al., 2004). La diferencia de 1 a 2 órdenes de magnitud obtenidos en este trabajo sugieren que para el caso del fiordo Comau, la energía inyectada al sistema por los forzantes externos es disipada en la zona superficial (sobre la pycnoclina), debido a la boyancia. Esto, como consecuencia de la fuerte estratificación ($\Delta\rho \sim 15$) que actúa disipando la transferencia de energía, controlando la mezcla vertical. De todas formas, las estimaciones de ε son similares a las obtenidas en la zona superficial de lagos medianos energizados por viento (Wüest et al., 2000). En este contexto, tomando el viento promedio para todo el periodo ($4 ms^{-1}$), la disipación total de flujo de energía (δ) abajo de la zona mezclada superficial, es de $0,47 mWm^{-2}$ (donde $\delta = 0,67\% P$, con P el flujo de energía desde la atmósfera i.e. forzamiento por viento, Wüest et al. 2000). Adicionalmente, asumiendo una disipación $\varepsilon \sim 10^{-9} m^2s^{-3}$, como la calculada en este trabajo mediante modelación y método de deformación de isotermas, se llega a una disipación de energía de $0,35 mWm^{-2}$ (*Dissipation in the interior*, Wüest et al. 2000). De esta forma, la disipación de energía en el fiordo Comau está en concordancia con el balance vertical de energía en cuerpos estratificados energizados por viento. Además, tomando en cuenta este resultado y siguiendo Wüest et al. (2000), el tiempo de residencia de la energía en el fiordo es de $\tau_{fiordo} \sim 9$ días, lo que escala con el período de condiciones calmas definido en la sección 4.3.

Se realizó una validación adicional del modelo, en términos de transporte de masa, analizando los datos eco-hidrometeorológicos recopilados durante el terreno (Figuras 4.13 y 4.14). Estas mediciones mostraron la presencia de capas delgadas (Durham & Stocker, 2012). Particularmente, la formación de estas capas de microalgas han sido detectadas en flujos con baja turbulencia ($\varepsilon < 1 \cdot 10^{-9} m^2s^{-3}$, Serra et al., 2007; Shroyer et al., 2014). Este resultado fue

satisfactoriamente capturado por el modelo (ver Figura 4.10). Específicamente, los resultados del modelo apuntan a que el máximo de concentración de algas se localiza a una profundidad donde el valor de ε se estabiliza en torno a un mínimo. La validación muestra que los segundos momentos estadísticos de los perfiles de fluorescencia asociada a clorofila-a presentan una correlación con el coeficiente de difusión turbulenta (K_z) calculado con el modelo (ver Figura 4.15), lo que es congruente con los resultados de Steinbuck et al. (2009). No obstante, para el conjunto de datos utilizados en Steinbuck et al. (2009), se reporta que la composición de las capas delgadas fue principalmente de dinoflagelados. Aunque en esta investigación, no se analizó la composición de microalgas, Iriarte et al. (2013) reporta que muestras directas del fiordo Comau, tomadas en verano, presentan una predominancia de diatomeas. Estas muestras disminuyeron drásticamente su contenido de diatomeas al ser sometidas a limitación de nutrientes inorgánicos, dando paso a la proliferación de dinoflagelados. En consecuencia, se requeriría de muestras de nutrientes para poder asumir que los datos medidos en este trabajo son equiparables a los de Steinbuck et al. (2009). Dada la poca cantidad de datos, y la diferencia de especies de algas, este análisis indica una influencia de la turbulencia en la distribución de microalgas pero no es concluyente respecto de un posible control de la turbulencia en la generación de capas delgadas.

Con respecto a la transecta de perfiles multiparámetro (Figura 4.4), la existencia de dos *peaks* de fluorescencia asociada a clorofila-a en la cercanía del río vodudahue (Figura 4.4.D), se podría atribuir a la presencia de distintas especies de algas. Especies de agua dulce en la zona superficial y de agua salado en torno al *peak* más profundo. Lo anterior se podría comprobar mediante la realización de mediciones acompañadas de análisis en laboratorio de las especies presentes.

Durante la tormenta del 21 al 23 de enero, se registró un aumento importante en las concentraciones de fluorescencia asociada a clorofila-a. Este evento puede atribuirse al incremento en la mezcla vertical debido al momentum inyectado al sistema por la tormenta, lo que en teoría generaría condiciones ideales para el crecimiento de microalgas. No obstante, los valores registrados de radiación fueron bastante bajos (ver Figura 4.13), lo que sugiere que el crecimiento in-situ no fue posible por limitaciones de luz para los procesos fotosintéticos. Por lo tanto, se debe estudiar la posibilidad de que el incremento en las concentraciones de fluorescencia asociada a microalgas se haya provocado por parches advectados desde el océano hacia el fiordo. Por otra parte, los datos registrados con el sensor Trilux (Figura 4.13.E), mostraron constantemente *peaks* fuera de rango, indicando errores de medición. La causa de estos *peaks*, se puede asociar a altas concentraciones de sólidos suspendidos y disueltos. Si se analiza de forma temporal, y se asocia esta posibilidad al alto incremento de concentraciones de fluorescencia medidas durante la tormenta, se estaría en presencia de una medición indirecta del aumento del caudal, con un aporte considerable de sedimentos, y no de un evento de proliferación de algas.

5.2. Conclusiones finales

Se diseñó, confeccionó e instaló en terreno una boya automática de medición. La boya permitió la recopilación de datos de temperatura y salinidad, en el contexto de un monitoreo continuo de variables hidrodinámicas en el fiordo Comau, el cual es presentado en esta tesis.

Se modificó un modelo $k - \varepsilon$ 1D vertical, al cual se le agregaron gradientes de presión laterales que incorporan el efecto de las mareas y la circulación baroclínica inducida por el viento. La incorporación de los gradientes generó una mejora de un 10 % en las estimaciones de velocidad horizontal. Estimaciones con el modelo modificado de ε y Ri_g^{-1} fueron coherentes con las obtenidas mediante análisis de datos de terreno, en términos de órdenes de magnitud. Los resultados del modelo modificado más la correlación entre el forzamiento por viento y la respuesta del fiordo en términos de estratificación (Figuras 4.6.D, E y 4.8), indican que el viento fue el principal forzante durante el periodo de condiciones calmas.

El modelo presentado constituye una herramienta para la modelación de mezcla vertical, especial para fiordos. El modelo se puede acoplar con modelos meteorológicos, lo que permitiría utilizarlo para pronosticar eventos de mezcla que puedan dar pie a florecimientos masivos de algas. Esta herramienta permite obtener resultados a una alta resolución vertical en tiempos de computo bajos ($< 1 \text{ min}$). Por lo que, adicionar al modelo una variable horizontal, a lo largo del fiordo, podría generar una mejora sustancial en los resultados, sobretodo en el transporte de escalares, sin inducir un gran aumento en tiempos de computo.

Bibliografía

- Aiken, C. M. (2008). Barotropic tides of the Chilean inland sea and their sensitivity to basin geometry. *Journal of Geophysical Research*, 113:C08024. doi:[10.1029/2007JC004593](https://doi.org/10.1029/2007JC004593).
- Alford, M. H. & Pinkel, R. (2000). Observations of Overtuning in the Thermocline: The Context of Ocean Mixing. *Journal of Physical Oceanography*, 30(5):805–832. doi:[10.1175/1520-0485\(2000\)030<0805:OOOITT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2000)030<0805:OOOITT>2.0.CO;2).
- Antenucci, J. P., Imberger, J., & Saggio, A. (2000). Seasonal evolution of the basin-scale internal wave field in a large stratified lake. *Limnology and Oceanography*, 45:1621–1638. doi:[10.4319/lo.2000.45.7.1621](https://doi.org/10.4319/lo.2000.45.7.1621).
- Arneborg, L., Janzen, C., Liljebladh, B., Ripeth, T. P., Simpson, J. H., & Stigebrandt, A. (2004). Spatial variability of diapycnal mixing and turbulent dissipation rates in a stagnant fjord basin. *Journal of Physical Oceanography*, págs.: 1679–1691. doi:[10.1175/1520-0485\(2004\)034<1679:SVODMA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2004)034<1679:SVODMA>2.0.CO;2).
- Bendat, J. S. & Piersol, A. G. (1986). *Random data: Analysis and measurement procedures*. Wiley.
- Burchard, H. & Petersen, O. (1999). Models of turbulence in the marine environment - a comparative study of two-equation turbulence models. *Journal of Marine Systems*, 21(1-4):29–53. doi:[10.1016/S0924-7963\(99\)00004-4](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(99)00004-4).
- Campbell Scientific, Inc (2013). CURS100 100 Ohm Current Shunt Terminal Input Module. Technical report, Logan, Utah.
- Campbell Scientific, Inc (2015). CR1000 Measurement and control system overview. Technical report, Logan, Utah.
- Csanady, G. T. (1982). On the structure of transient upwelling events. *Journal of Physical Oceanography*, 12:84–96. doi:[10.1175/1520-0485\(1982\)012<0084:OTSOTU>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1982)012<0084:OTSOTU>2.0.CO;2).
- Csanady, G. T. (2001). *Air-sea interaction: laws and mechanisms*. Cambridge University Press.
- Deksheniaks, M. M., Donaghay, P. L., Sullivan, J. M., Rines, J. E. B., Osborn, T. R., & Twardowski, M. S. (2001). Temporal and spatial occurrence of thin phytoplankton layers in relation to physical processes. *Marine Ecology Progress Series*, 223:61–71. doi:[10.3354/meps223061](https://doi.org/10.3354/meps223061).
- Durham, W. M. & Stocker, R. (2012). Thin Phytoplankton Layers: Characteristics, Mechanisms, and Consequences. *Annual Review of Marine Science*, 4(1):177–207.

doi:[10.1146/annurev-marine-120710-100957](https://doi.org/10.1146/annurev-marine-120710-100957).

- Farmer, D. M. & Huppert, H. (1979). The oceanography of fjords. *Nature*, 280:273–274. doi:[10.1038/280273a0](https://doi.org/10.1038/280273a0).
- Fer, I., Skogseth, R., & Haugan, P. M. (2004). Mixing of the Storfjorden overflow (Svalbard Archipelago) inferred from density overturns. *Journal of Geophysical Research*, 109:C01005. doi:[10.1029/2003JC001968](https://doi.org/10.1029/2003JC001968).
- Fofonoff, N. P. & Millard, R. C. (1983). Algorithms for computation of fundamental properties of seawater. *UNESCO Technical Papers in Marine Science*.
- Fundación San Ignacio del Huinay (2015). Comau Fjord. <http://www.fundacionhuinay.cl/tides.html>. [online; último acceso 10-Diciembre-2015].
- Gill, A. E. (1982). *Atmosphere-ocean dynamics*. Academic Press.
- Goudsmit, G.-H., Burchard, H., Peeters, F., & Wüest, A. (2002). Application of k- ϵ turbulence models to enclosed basins: The role of internal seiches. *Journal of Geophysical Research*, 107(C12):3230. doi:[10.1029/2001JC000954](https://doi.org/10.1029/2001JC000954).
- Iriarte, J. L. & González, H. E. (2008). Phytoplankton bloom ecology of the Inner Sea of Chiloé, Southern Chile. *Nova Hedwigia, Beiheft*, 133:67–79.
- Iriarte, J. L., González, H. E., Liu, K. K., Rivas, C., & Valenzuela, C. (2007). Spatial and temporal variability of chlorophyll and primary productivity in surface waters of southern Chile (41.5–43°S). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 74(3):471–480. doi:[10.1016/j.ecss.2007.05.015](https://doi.org/10.1016/j.ecss.2007.05.015).
- Iriarte, J. L., Pantoja, S., González, H. E., Silva, G., Paves, H., Labbé, P., Rebolledo, L., Van Ardelan, M., & Häussermann, V. (2013). Assessing the micro-phytoplankton response to nitrate in Comau Fjord (42°S) in Patagonia (Chile), using a microcosms approach. *Environmental Monitoring and Assessment*, 185(6):5055–5070. doi:[10.1007/s10661-012-2925-1](https://doi.org/10.1007/s10661-012-2925-1).
- Ivey, G. N., Winters, K. B., & Koseff, J. R. (2008). Density Stratification, Turbulence, but How Much Mixing? *Annual Review of Fluid Mechanics*, 40(1):169–184. doi:[10.1146/annurev.fluid.39.050905.110314](https://doi.org/10.1146/annurev.fluid.39.050905.110314).
- MacCready, P. & Geyer, R. W. (2010). Advances in estuarine physics. *Annual Review of Marine Science*, 2:35–58. doi:[10.1146/annurev-marine-120308-081015](https://doi.org/10.1146/annurev-marine-120308-081015).
- Machado, D. A., Marti, C. L., & Imberger, J. (2014). Influence of microscale turbulence on the phytoplankton of a temperate coastal embayment, Western Australia. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 145:80–95. doi:[10.1016/j.ecss.2014.04.018](https://doi.org/10.1016/j.ecss.2014.04.018).
- Monismith, S. G. (1985). Wind-forced motions in stratified lakes and their effect on mixed-layer shear. *Limnology and Oceanography*, 30(4):771–783. doi:[10.4319/lo.1985.30.4.0771](https://doi.org/10.4319/lo.1985.30.4.0771).

- Muñoz, P., Sellanes, J., Villalobos, K., Zapata-Hernández, G., Mayr, C., & Araya, K. (2014). Geochemistry of reduced fluids from shallow cold vents hosting chemosynthetic communities (Comau Fjord, Chilean Patagonia, 42°S). *Progress in Oceanography*, 129:159–169. doi:[10.1016/j.pocean.2014.10.003](https://doi.org/10.1016/j.pocean.2014.10.003).
- Palma, S. & Silva, N. (2004). Distribution of siphonophores, chaetognaths, euphausiids and oceanographic conditions in the fjords and channels of southern Chile. *Deep-Sea Research II*, 51:513–535. doi:[10.1016/j.dsr2.2004.05.001](https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2004.05.001).
- Platzman, G. W. (1972). Two-Dimensional Free Oscillations in Natural Basins. *Journal of Physical Oceanography*, 2(2):117–138. doi:[10.1175/1520-0485\(1972\)002<0117:TDFOIN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1972)002<0117:TDFOIN>2.0.CO;2).
- Rodi, W. (1980). *Turbulence models and their application in hydraulics - a state of art review*. International Association for Hydraulic Research, Delft.
- Sánchez, N., González, H. E., & Iriarte, J. L. (2011). Trophic interactions of pelagic crustaceans in Comau Fjord (Chile): Their role in the food web structure. *Journal of Plankton Research*, 33(8):1212–1229. doi:[10.1093/plankt/fbr022](https://doi.org/10.1093/plankt/fbr022).
- Seguel, M., Tocornal, M., & Sfeir, A. (2005). Floraciones algales nocivas en fiordos y canales del sur de Chile. *Ciencia y Tecnología del Mar*, 28(2):5–13.
- Serra, T., Vidal, J., Casamitjana, X., Soler, M., & Colomer, J. (2007). The role of surface vertical mixing in phytoplankton distribution in a stratified reservoir. *Limnology and Oceanography*, 52(2):620–634. doi:[10.4319/lo.2007.52.2.0620](https://doi.org/10.4319/lo.2007.52.2.0620).
- Sharples, J., Moore, C. M., Rippeth, T. P., Holligan, P. M., Hydes, D. J., Fisher, N., & Simpson, J. H. (2001). Phytoplankton distribution and survival in the thermocline. *Limnology and Oceanography*, 46(3):486–496. doi:[10.4319/lo.2001.46.3.0486](https://doi.org/10.4319/lo.2001.46.3.0486).
- Shchepetkin, A. F. & McWilliams, J. C. (2005). The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Modelling*, 9(4):347–404. doi:[10.1016/j.ocemod.2004.08.002](https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2004.08.002).
- Shih, L. H., Koseff, J. R., Ivey, G. N., & Ferziger, J. H. (2005). Parameterization of turbulent fluxes and scales using homogeneous sheared stably stratified turbulence simulations. *Journal of Fluid Mechanics*, 525(August 2004):193–214. doi:[10.1017/S0022112004002587](https://doi.org/10.1017/S0022112004002587).
- Shimizu, K. & Imberger, J. (2008). Energetics and damping of basin-scale internal waves in a strongly stratified lake. *Limnology and Oceanography*, 53(4):1574–1588. doi:[10.4319/lo.2008.53.4.1574](https://doi.org/10.4319/lo.2008.53.4.1574).
- Shimizu, K., Imberger, J., & Kumagai, M. (2007). Horizontal structure and excitation of primary motions in a strongly stratified lake. *Limnology and Oceanography*, 52(6):2641–2655. doi:[10.4319/lo.2007.52.6.2641](https://doi.org/10.4319/lo.2007.52.6.2641).
- SHOA (1999a). Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile. Mapa 7340.

- Canales Llancahue, Hornopiren, Cholgo y Estero Comau, Escala 1:50000. Valparaíso.
- SHOA (1999b). Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile. Mapa 7350. Estero Comau, Escala 1:50000. Valparaíso.
- Shroyer, E. L., Benoit-Bird, K. J., Nash, J. D., & Moum, J. N. (2014). Stratification and mixing regimes in biological thin layers over the Mid-Atlantic Bight. *Limnology and Oceanography*, 59(4):1349–1363. doi:[10.4319/lo.2014.59.4.1349](https://doi.org/10.4319/lo.2014.59.4.1349).
- Sievers, H. (2008). Temperature and Salinity in the Austral Chilean Channels and Fjords. En Silva, N. & Palma, S., eds., *Progress in the Oceanographic Knowledge of Chilean Interiors Waters, from Puerto Montt to Cape Horn.*, págs.: 31–36. Comité Oceanográfico Nacional - Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Valparaíso.
- Sievers, H. & Silva, N. (2008). Water masses and circulation in austral Chilean channels and fjords. En Silva, N. & Palma, S., eds., *Progress in the Oceanographic Knowledge of Chilean Interiors Waters, from Puerto Montt to Cape Horn.*, págs.: 53–58. Comité Oceanográfico Nacional - Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Valparaíso.
- Soto, M. V. (2009). Geography of the Chilean fjord region. En Häusserman, V. & Försterra, G., eds., *Marine Benthic Fauna of Chilean Patagonia*, págs.: 43–52. Nature in Focus, Santiago.
- Steinbuck, J. V., Stacey, M. T., McManus, M. A., Cheriton, O. M., & Ryan, J. P. (2009). Observations of turbulent mixing in a phytoplankton thin layer: Implications for formation, maintenance, and breakdown. *Limnology and Oceanography*, 54(4):1353–1368. doi:[10.4319/lo.2009.54.4.1353](https://doi.org/10.4319/lo.2009.54.4.1353).
- Stigebrandt, A. (2012). Hydrodynamics and circulation of fjords. En Bengtsson, L. & Herschy, R. . W., eds., *Encyclopedia of Lakes and Reservoirs*, págs.: 327–344. Springer Science, Dordrecht, Netherlands.
- Suárez, B. & Guzmán, L. (2005). *Mareas rojas y toxinas marinas*. Editorial Universitaria. Santiago de Chile.
- Svendsen, H. & Thompson, R. O. R. Y. (1978). Wind-Driven Circulation in a Fjord. *Journal of Physical Oceanography*, 8(4):703–712. doi:[10.1175/1520-0485\(1978\)008<0703:WDCIAF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1978)008<0703:WDCIAF>2.0.CO;2).
- Torrence, C. & Compo, G. P. (1998). A Practical Guide to Wavelet Analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(1):61–78. doi:[10.1175/1520-0477\(1998\)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1998)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2).
- Turner, J. S. (1973). *Buoyancy effects in fluids*. Cambridge University Press.
- Valle-Levinson, A. (2010). *Contemporary issues in estuarine physics*. Cambridge University Press.

- Vidal, J., MacIntyre, S., McPhee-Shaw, E. E., Shaw, W. J., & Monismith, S. G. (2013). Temporal and spatial variability of the internal wave field in a lake with complex morphometry. *Limnology and Oceanography*, 58(5):1557–1580. doi:[10.4319/lo.2013.58.5.1557](https://doi.org/10.4319/lo.2013.58.5.1557).
- Willmott, C. J. (1981). On the validation of models. *Physical Geography*, 2(2):184–194. doi:[10.1080/02723646.1981.10642213](https://doi.org/10.1080/02723646.1981.10642213).
- Wüest, A., Piepke, G., & Van Senden, D. C. (2000). Turbulent kinetic energy balance as a tool for estimating vertical diffusivity in wind-forced stratified waters. *Limnology and Oceanography*, 45(6):1388–1400. doi:[10.4319/lo.2000.45.6.1388](https://doi.org/10.4319/lo.2000.45.6.1388).

Anexos

Anexo A

ARTÍCULO PRESENTADO EN XXVI CONGRESO IAHR
LATINOAMERICANO DE HIDRÁULICA, SANTIAGO, CHILE,
2014

CARACTERIZACIÓN DE LA HIDRODINÁMICA DEL FIORDO COMAU Y
ANÁLISIS DE SU INFLUENCIA EN LA DISTRIBUCIÓN VERTICAL DE
MICROALGAS

**XXV CONGRESO LATINOAMERICANO DE HIDRÁULICA
SANTAGO, CHILE, AGOSTO 2014**

**CARACTERIZACIÓN DE LA HIDRODINÁMICA DEL FIORDO COMAU Y
ANÁLISIS DE SU INFLUENCIA EN LA DISTRIBUCIÓN VERTICAL DE
MICROALGAS**

***Oscar Sepúlveda-Steiner.¹, Alberto de la Fuente S.¹, Carolina Meruane N.²,
Manuel Contreras L.² y Yarko Niño C.^{1,3}***

¹Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile, Chile; ²Centro de Ecología Aplicada Ltda., Chile; ³Advanced Mining Technology Center, Universidad de Chile, Chile.

osepulve@ing.uchile.cl, aldelafu@ing.uchile.cl, carolina@meruane.com, mcontreras@cea.cl, ynino@ing.uchile.cl

RESUMEN:

En este trabajo se presenta un análisis de la hidrodinámica del fiordo Comau, ubicado en la zona austral de Chile. El análisis se hace en base a los resultados de una campaña de terreno implementada durante enero de 2014, en donde se levantó datos de la estructura vertical de corrientes, temperatura, conductividad y clorofila-a en la columna de agua. Simultáneamente, se midieron las condiciones meteorológicas. Las mediciones realizadas mostraron una estratificación por salinidad somera, con una capa superficial de agua dulce de espesor 8 [m], en la cual además se registraron valores altos de velocidad de corrientes. Además, los perfiles verticales de clorofila-a muestran que las máximas concentraciones de microalgas se ubican en torno a la interfaz de temperatura o termoclina. La caracterización preliminar de la hidrodinámica del fiordo se hizo mediante un modelo general de estratificación tipo $k-\epsilon$ 1D vertical, el cual fue forzado por intercambios de energía y momentum con la atmósfera. A este modelo se le incorporó el efecto de corrientes del río y la influencia de las mareas mediante la adición de un término de interacción no-lineal corriente-marea y un gradiente de presión barotrópico periódico. Los resultados del modelo se analizaron mediante una descomposición en modos verticales, el cual indica que la mayor energía se concentra en el primer modo vertical barotrópico.

ABSTRACT:

In this paper an analysis of the hydrodynamics of the Comau fjord is presented. The analysis is based on the results of a field campaign implemented during January 2014, in which the vertical structure of currents, temperature, conductivity and chlorophyll-a in the water column were measured. Simultaneously, atmospheric conditions were measured. Measurements showed a shallow salinity stratification with a surface freshwater layer thickness of 8 [m], in which also high values of current velocity were recorded. In addition, vertical profiles of chlorophyll-a show that the maximum concentrations of algae are located nearby the temperature interface. A preliminary characterization of the hydrodynamics of the fjord was made by a general 1D $k-\epsilon$ vertical model, in which the stratification was forced by exchanges of energy and momentum with the atmosphere. In this model the effect of river currents and the tidal influence were considered through adding a non-linear interaction current-tide term and a periodic barotropic pressure gradient. A decomposition in vertical modes were carried out to analyze the results of the model, which showed that the energy is concentrated in the first barotropic mode.

PALABRAS CLAVES: mezcla vertical, fiordo Comau, turbulencia, modelo $k-\epsilon$, modos normales.

INTRODUCCIÓN

Los fiordos son un tipo de sistema estuarino con un pasado asociado a actividad glaciar, por lo que son profundos y angostos, con batimetrías abruptas (Farmer & Huppert, 1979; Valle-Levinson, 2010). En Chile, la zona de fiordos se ubica entre las latitudes 41°S – 55°S y están sometidos constantemente a condiciones meteorológicas extremas. El encuentro entre aguas oceánicas y aguas provenientes de ríos que desembocan en los fiordos genera una estratificación somera por diferencia de salinidad (Farmer & Huppert, 1979), la cual ha sido estudiada en fiordos Chilenos por Sievers (2006) y Meruane *et al.* (2011). Distintos forzantes meteorológicos e hidrodinámicos como: viento, marea y el momentum entregado por los ríos controlan el flujo y los procesos de transporte en el cuerpo de agua (Meruane *et al.*, 2011). En cuanto a la ecología, se sabe que los sistemas estuarinos son, en general, más productivos que lagos y el océano en términos de biomasa, debido a los nutrientes que incorporan sus afluentes (Atlas & Bartha, 1998). Los fiordos no son excepción y en época estival, al disminuir la limitación por luz en los procesos de fotosíntesis y al aumentar la concentración de nutrientes incorporados al fiordo por los grandes caudales de deshielo, se generan condiciones ideales para el crecimiento de microalgas como las observadas por Gonzalez *et al.* (2010).

El presente estudio se emplaza en el fiordo Comau (42°22'S, 72°25'W, ver Figura 1), ubicado en la Región de Los Lagos, en el Sur de Chile. Es un sistema que se mantiene casi prístino y sin grandes intervenciones, pero la fuerte incorporación de granjas de salmones supone una gran amenaza para los diversos ecosistemas que el fiordo sostiene y una inminente eutroficación del cuerpo de agua como la estudiada por Aure & Stigebrandt (1990) en fiordos Noruegos. Por esto último es de gran importancia conocer la hidrodinámica del fiordo y las posibles implicancias de ésta sobre la distribución de microalgas. Así, el objetivo general de este estudio es el de caracterizar la hidrodinámica del fiordo Comau mediante un monitoreo extensivo de las variables que la controlan, e incorporar un análisis preliminar de su influencia en la distribución vertical de microalgas a través del estudio de la mezcla vertical en la columna de agua.

En este sentido, la mezcla vertical en la pycnoclina, generada por los distintos fenómenos que inducen esfuerzos de corte, como: la descarga del río, el esfuerzo de corte del viento en la superficie, ondas y mareas internas (Stigebrandt & Aure, 1989), puede ser caracterizada y/o modelada de acuerdo al número de Richardson de gradiente:

$$Ri_g = \frac{N^2}{S^2} \quad [1]$$

donde N^2 es la frecuencia boyante o de Brunt-Väisälä y $S^2 = \overline{(\partial u / \partial z)^2}$ es la deformación angular, con u la velocidad horizontal y z la profundidad (Turner, 1973). Ri_g está asociado al estado de la estratificación a través de N^2 , y si $Ri_g > 1/4$ la boyancia suprime los esfuerzos de corte y el flujo será estable (e.g. condición de Miles-Horward; Miles, 1961; Howard, 1961). Para condiciones de $Ri_g < 1/4$ los esfuerzos de corte son capaces de inducir turbulencia en el flujo y por ende aumenta la mezcla vertical y su eficiencia (Ivey *et al.*, 2008).

La organización del presente artículo sigue la siguiente estructura. Primero se detallan las actividades de terreno y se presentan parcialmente los datos recopilados. Luego se describe el modelo numérico 1D con un cierre turbulento, y las metodologías de análisis de los datos y la validación de los resultados numéricos. Finalmente, se presentan los resultados de la investigación y una discusión sobre estos.

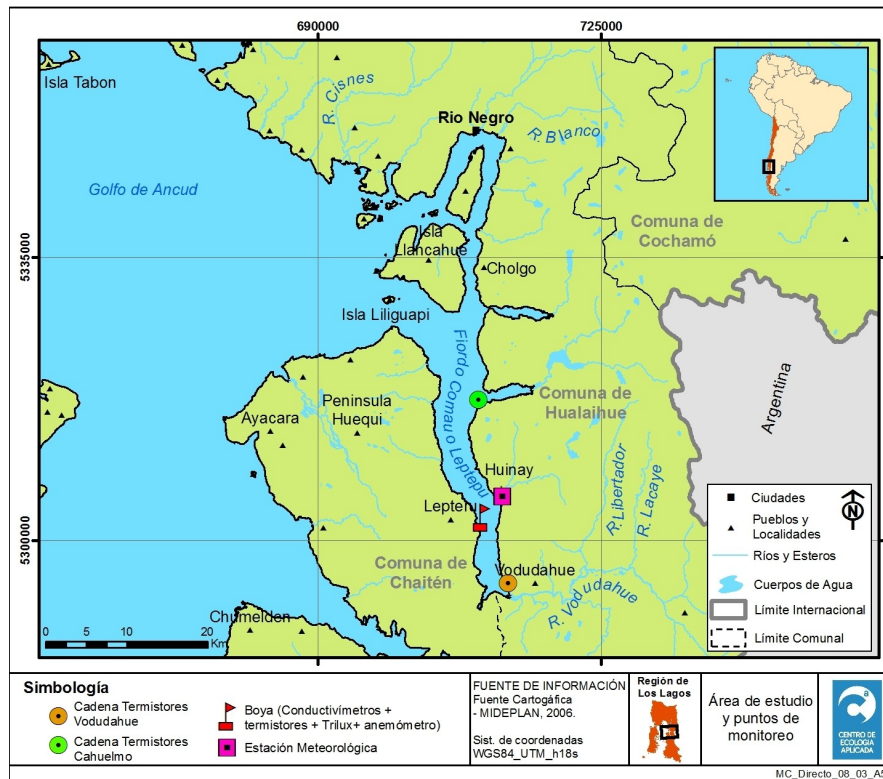


Figura 1: Mapa mostrando la ubicación del fiordo Comau y los puntos de instalación de los equipos de monitoreo.

CAMPAÑA DE TERRENO

Para lograr una buena caracterización de la hidrodinámica del fiordo Comau se realizó una campaña de terreno en el mes de enero de 2014, en la cual se llevó a cabo la medición continua de variables meteorológicas e hidrodinámicas, mediante un sistema modular de medición constituido por: una estación meteorológica, una boya central, ambas con sistemas de adquisición sostenidos por dataloggers CR1000 de Campbell Scientific y dos cadenas de termistores. La estación meteorológica automática se instaló en la localidad de Huinay (ver Figura 1), y contaba con sensores de radiación incidente, temperatura, humedad relativa, presión, precipitación y velocidad y dirección del viento. Con el objetivo de caracterizar el perfil vertical de densidad del agua, en la boya central (ver ubicación en la Figura 1) se realizó una medición continua de variables hidrodinámicas mediante sensores de conductividad eléctrica y temperatura, WQ301 de Global Waters, ubicados a 3 y 10 [m], sensores de temperatura, WQ101 de Global Waters, ubicados a 30 y 50 [m] y de forma auxiliar se instalaron termistores HOBO Pro v2 a 20 y 40 [m]. Debido a la geografía cambiante y abrupta de los fiordos, la velocidad del viento presenta una alta variabilidad espacial, por lo que también se instaló un anemómetro en la boya de modo de contar con mediciones representativas de viento en la zona de monitoreo. Adicionalmente se instalaron 2 cadenas de termistores en las zonas de Cahuelmó (cerca del océano) y Vodudahue (cerca de la desembocadura del río) dotadas con termistores HOBO Pro v2 cada 10 [m], en rangos de 80 y 50 [m], respectivamente.

Para correlacionar la hidrodinámica con la concentración de microalgas se realizaron perfiles verticales de conductividad, temperatura, presión, clorofila-a y oxígeno disuelto, medidos con una sonda multiparámetro MS5 de Hydrolab, con el objetivo de observar la variación intradiaria de la columna de agua en cuanto a aspectos tanto hidrodinámicos como ecológicos. El análisis de los perfiles de conductividad y salinidad arrojaron, que la estratificación está controlada por la salinidad, como lo

muestra Sievers (2006) en el análisis de los datos de los cruceros SIMAR. Los perfiles de conductividad y temperatura se utilizaron también para interpolar los valores medidos por los sensores instalados en la boya central, para finalmente construir la serie de tiempo de perfil de densidad que se presenta en la Figura 2(c).

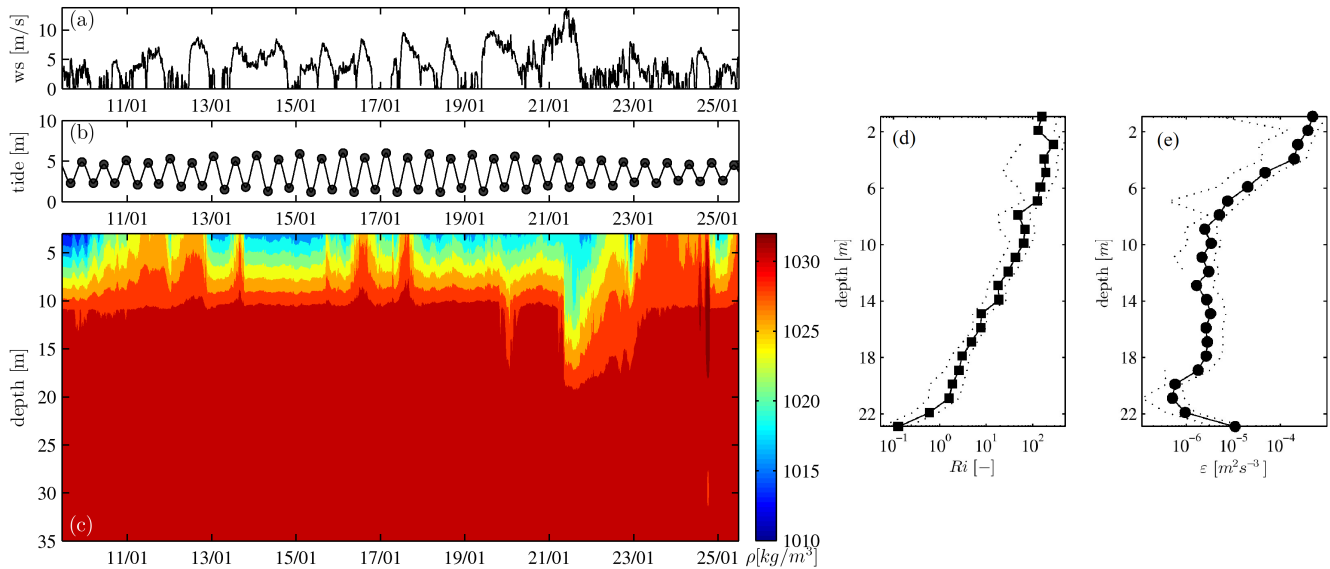


Figura 2: Series de tiempo de velocidad del viento medido en la boya central (a), mareas (b) y perfil de densidades (c). La densidad se calcula a partir de la temperatura y salinidad siguiendo la metodología Unesco. Eje x de cada subfigura corresponde al dd/mm del 2014. Subfiguras (d) y (e) corresponden a los valores promedios en la vertical de número de Richardson (Ri) y la tasa de disipación de energía cinética turbulenta (ϵ), respectivamente. Se utiliza para esto los valores medidos con el ADCP entre los días 15 y 25 de Enero.

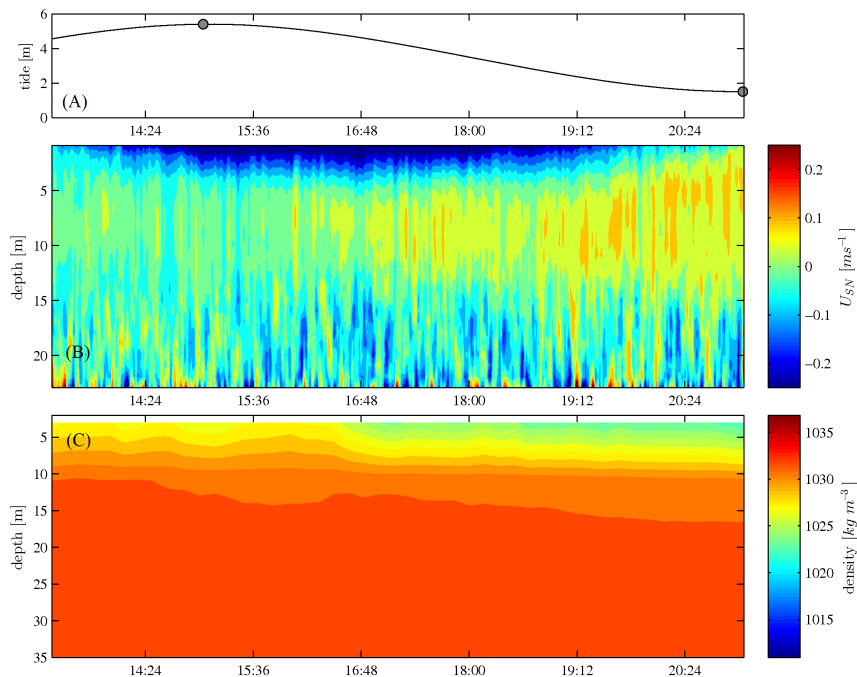


Figura 3: Datos recopilados correspondientes a la tarde del día 16 de Enero. (A) mareas, (B) perfil de velocidad Norte-Sur recopilado con el ADCP, (C) perfil de densidad. Eje x de cada subfigura corresponde a hh:mm.

En cuanto las condiciones meteorológicas y de estado de mar lo permitieron, se instaló un *ADCP down-looking* modelo Mini-ADP+RiverCat de Sontek, en una zona cercana a la boya central, con el cual se recopilaron datos del campo de velocidad en la vertical con una resolución de 1 [m] hasta los 23 [m]. Las mediciones realizadas cubren rangos de entre 4 a 10 [hrs] durante el día y a pesar de su discontinuidad, se logró recopilar datos durante diversos escenarios de viento, caudal y estado de marea la cual es proporcionada por el Servicios Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (SHOA). En La Figura 3 se muestra el tipo de mediciones arrojadas por el ADCP en período de llenante. Los datos mostrados corresponden al día 16 de Enero y representa en promedio las condiciones en el fiordo para los días en que se realizaron mediciones. Se observa claramente la existencia de una corriente en los primeros 5 [m], que está en desfase de 1/4 de ciclo con la serie de tiempo del nivel de la marea.

Para comprender la interacción entre estratificación y turbulencia que arrojan los datos levantados se calcula el número de Richardson (Ri) y la disipación de energía cinética turbulenta (ϵ). Ri se obtiene siguiendo la Ec. [1] y utilizando los valores de velocidades del ADCP y los perfiles de densidad calculados utilizando las mediciones realizadas con la sonda multiparámetro. Luego, los valores de (ϵ) se calculan siguiendo la metodología presentada por Polzin (1996), la cual utiliza el número de Richardson en la obtención de la disipación. Los perfiles verticales promedio temporal se presentan en la Figura 2.(d) y (e).

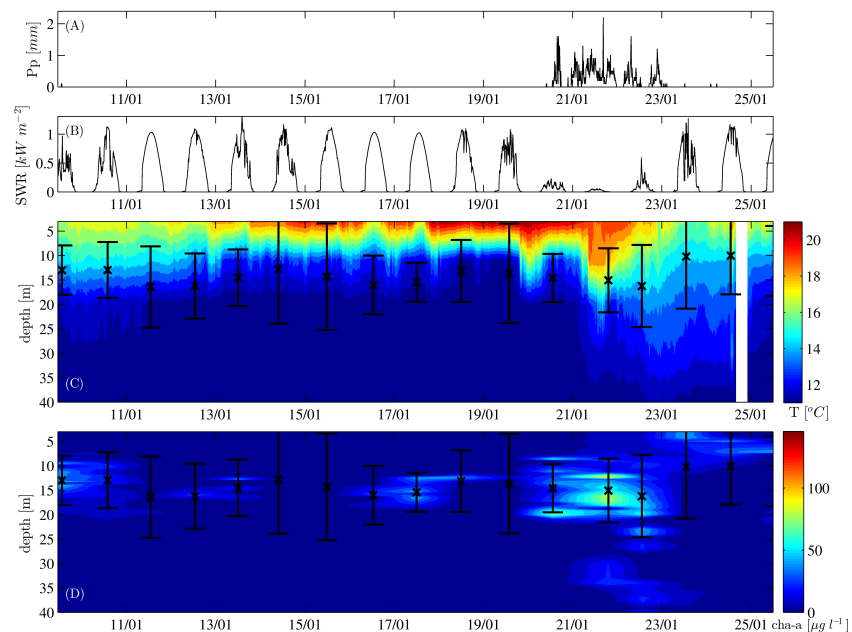


Figura 4: Series de tiempo de (A) Precipitación [mm], (B) radiación de onda corta [kW/m²], (C) perfil de temperatura [°C] medido en la boya central y (D) perfiles diarios de clorofila-a [mg/l] interpolados. Las cruces y barras en las subfiguras 3.C y 3.D corresponden a el primer y segundo momento estadístico de la distribución de concentración de clorofila-a en la vertical.

En la Figura 4 se muestra un contraste de los datos eco-hidrometeorológicos recopilados durante la campaña de terreno, los cuales incluyen datos durante una tormenta entre los días 21 al 23 de Enero. Los datos de concentración de clorofila-a recopilados con la sonda multiparámetro, se muestran en la Figura 4.(D), donde los perfiles intradiarios fueron interpolados para generar la serie de tiempo de perfiles verticales de la concentración. Las cruces y barras de error de las Figuras 4(C) y (D) representan el centro de masa y la desviación estándar (primer y segundo momento estadístico) de la

distribución vertical de las concentraciones de microalgas, respectivamente. Las barras con pequeña varianza, representan eventos de altas concentraciones puntuales, también conocidas como “thin layers” (Durham & Stocker, 2012).

MODELO NUMÉRICO

Se implementó un modelo numérico de mezcla vertical, temperatura y salinidad con el objetivo de incorporar los efectos de los forzantes en la estructura interna del cuerpo de agua. Para esto se utilizó un modelo $k-\varepsilon$ de enfoque 1D vertical, el cual incluye los efectos de la estratificación (Burchard & Petersen, 1999; Goudsmit *et al.*, 2002) y las distintas interacciones del cuerpo de agua debido a la marea y la corriente inducida por los distintos forzantes (descarga del río, marea y viento). Usar un modelo numérico 1D vertical para el fiordo se justifica en que con este enfoque se logra una detallada descripción de los procesos de mezcla vertical, aún cuando se pierde detalle de variación horizontal de las propiedades del flujo. El modelo resuelve el siguiente sistema de ecuaciones:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} ((\kappa_t + \kappa_\theta) \frac{\partial T}{\partial z}) + \frac{1}{\rho_o C_p} \frac{\partial H_{sol}}{\partial z} \quad [2]$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} ((\kappa_t + \kappa_s) \frac{\partial S}{\partial z}) \quad [3]$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + U \frac{\partial u}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} ((\nu_t + \nu) \frac{\partial u}{\partial z}) + fv - \frac{1}{\rho_o} \frac{\partial P}{\partial x} \quad [4]$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} ((\nu_t + \nu) \frac{\partial v}{\partial z}) - fu \quad [5]$$

donde T y S son la temperatura y salinidad, ρ_o y C_p son la densidad de referencia y el calor específico del agua, H_{sol} es la radiación de onda corta, $f = 2\Omega \sin(\theta)$ es la frecuencia inercial donde Ω es la velocidad angular terrestre y θ es la latitud medida desde el ecuador, ν y ν_t son las viscosidad molecular y turbulenta (asociadas al momentum), κ_θ y κ_s son los coeficientes de difusión molecular de la temperatura y salinidad, y κ_t es el coeficiente de difusión turbulenta. El cierre de la turbulencia, ósea la obtención de los parámetros ν_t y κ_t se realiza con un modelo de dos ecuaciones $k-\varepsilon$ (e.g. Rodi, 1980).

El sistema de ecuaciones anterior es similar al detallado por Burchard & Petersen (1999) y Goudsmit *et al.*, (2002), salvo por dos términos adicionales en la ecuación de momentum en la dirección longitudinal del fiordo (Ec. 4): gradiente de presiones barotrópico inducido por la marea $\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial P}{\partial x}$ y la

interacción no-lineal entre corrientes superficial y el flujo $U \frac{\partial u}{\partial x}$.

El término de gradiente de presiones barotrópicas inducidas por la marea, se puede escribir como:

$$\frac{\partial P}{\partial x} = g \frac{\partial n}{\partial x} \rho(z) \quad [6]$$

donde n representa la elevación de la superficie libre. El gradiente horizontal $\frac{\partial n}{\partial x}$ requerido en la Ec. 6 se calcula de plantear un balance integral de volumen de fluido en el fiordo, que se escribe como:

$$\frac{\partial V}{\partial t} = Q_{marea} \quad [7]$$

donde Q_{mareas} es el caudal requerido para explicar variaciones del volumen producto de la marea. Si se asume que el fiordo tiene forma rectangular de ancho B, alto H y largo L, Eq. 7 se escribe como:

$$\frac{\partial V}{\partial t} = BL \frac{\partial n}{\partial t} = -uBH \quad [8]$$

y entonces:

$$u = \frac{-L}{H} \frac{\partial n}{\partial t} \quad [9]$$

Finalmente, asumimos que la aceleración del flujo medio está forzada por gradientes longitudinales de n , tal que:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -g \frac{\partial n}{\partial x} \quad [10]$$

y por lo tanto:

$$\frac{\partial n}{\partial x} = \frac{L}{gH} \frac{\partial^2 n}{\partial t^2} \quad [11]$$

Lo que representa la variación espacial de la superficie libre en función de las dimensiones del fiordo y la segunda derivada temporal de posición de la superficie libre, la cual se obtiene directamente de los datos de marea.

El termino $U \frac{\partial u}{\partial x}$ corresponde a una interacción no-lineal entre corrientes superficial (U , Figura 3) y el campo de velocidad del fiordo u simulados, que se asume es controlado por las mareas y el viento. Para incorporar este término se considera una solución periódica longitudinal de la velocidad modelada, tal que:

$$u = u_o \cos(kx - wt + \phi) \quad [12]$$

donde u_o es la amplitud de esta oscilación, k es el numero de onda, w la frecuencia y ϕ un desfase. Entonces, es fácil ver que:

$$\frac{\partial u}{\partial x} = \frac{-k}{w} \frac{\partial u}{\partial t} \quad [13]$$

Finalmente, se introduce la celeridad (c) tal que:

$$\frac{1}{c} = \frac{k}{w} \quad [14]$$

y el término que da cuenta de la interacción no-lineal entre corrientes superficial y el campo de velocidad del fiordo se escribe como:

$$U \frac{\partial u}{\partial x} = U \left(\frac{-1}{c} \right) \frac{\partial u}{\partial t} \quad [15]$$

Implementación del modelo numérico

El modelo numérico es una extensión del código fuente del modelo de Goudsmit *et al.* (2002), programado en Fortran 90 utilizando un esquema implícito de volúmenes finitos, funciones de estabilidad y el algoritmo de Thomas para la inversión de matrices para cada variable de interés por separado, lo que en combinación se conoce también como algoritmo “double sweep”. En el presente trabajo, las modificaciones presentadas en la subsección anterior se adicionan como términos fuentes y el cierre de la turbulencia usa el mismo esquema que Goudsmit *et al.* (2002), el cual está basado en el trabajo de Rodi (1980).

METODOLOGÍA DE ANÁLISIS

La descomposición del campo de velocidades en modos verticales propuesta por Boehrer (2000) fue seguida para analizar los datos y las capacidades del modelo. Esta metodología se basa en la ortogonalidad de la ecuación de onda interna para normalizar el aporte de cada modo vertical en la composición del campo de velocidades. El análisis parte de la ecuación de onda interna (Gill, 1982) la cual asume un fluido invicido e incompresible, asumiendo también que no existen corrientes laterales, la cual está sujeta a la condición de borde de velocidad vertical (w) nula en la superficie y en el fondo. Luego se buscan soluciones de la ecuación que sean independientes de la variable vertical z y que se puedan componer en varios modos de distinta frecuencia w_j :

$$w(x, z, t) = \sum_j a_j W_j(z) \cos(kx - w_j t) \quad [16]$$

donde $W_j(z)$ representa la estructura vertical de la velocidad vertical del modo j , que se obtiene de resolver el problema de valores y vectores propios descrito por:

$$W_j'' + k^2 \left(\frac{N^2}{w_j^2} - 1 \right) W_j = 0 \quad [17]$$

con $' = \partial / \partial z$ y sujeto a $W_j(0) = W_j(H) = 0 \quad \forall j$. Para más detalles del análisis y la obtención de la ponderación de cada modo, revisar Boehrer (2000).

RESULTADOS

Se utilizó el modelo con una grilla de 500 puntos entre la superficie y la profundidad promedio de 350 [m], con un paso de tiempo $dt=300$ [s]. Los datos de la estación meteorológica y anemómetro de la boya central son los principales forzantes del modelo (radiación de onda corta y magnitud y dirección de viento). El valor de U se obtuvo de las mediciones del ADCP, y se consideró constante igual a 0,1 [m/s]. Además, se consideró que $B=4$ [km], $L=47$ [km] y $H=350$ [m]

El campo de densidad modelado representa la distribución vertical promedio temporal observada en terreno (ver Figuras 5.A.0 y 5.B.0), pero dada las limitaciones del modelo 1D, la modelación no fue capaz de representar migración vertical de las iso-pignas observadas en terreno Figura 1.

La validación de los resultados del campo de velocidades modelado se realizó comparando mediciones del ADCP con las velocidades predichas por el modelo. Para analizar extender las mediciones del ADCP que se cuentan hasta 23 [m], se consideró que las velocidades medidas hasta los 60 [m] de profundidad siguen una tendencia lineal con igual pendiente observada en el ADCP en el tramo entre 18 y 23 [m]. Estos resultados y la descomposición en modos verticales se presentan en la Figura 5.A.1-

4. Para mostrar la habilidad del modelo en predecir el campo de velocidad, se comparan los valores de velocidad obtenidos con el modelo y los medidos con el ADCP en la tarde del día 16 de Enero (ver Figura 5). La Figura 5.A.1 muestra claramente, y como es de esperarse, que la energía se concentra en el modo 1, lo que es satisfactoriamente reproducido por el modelo (Figura 5.B.1). Al comparar las Figuras 5.A.4 y 5.B.4 se observa que el modelo es capaz de reproducir la estructura vertical de velocidades observada en terreno, junto con los ordenes de magnitud de estas corrientes.

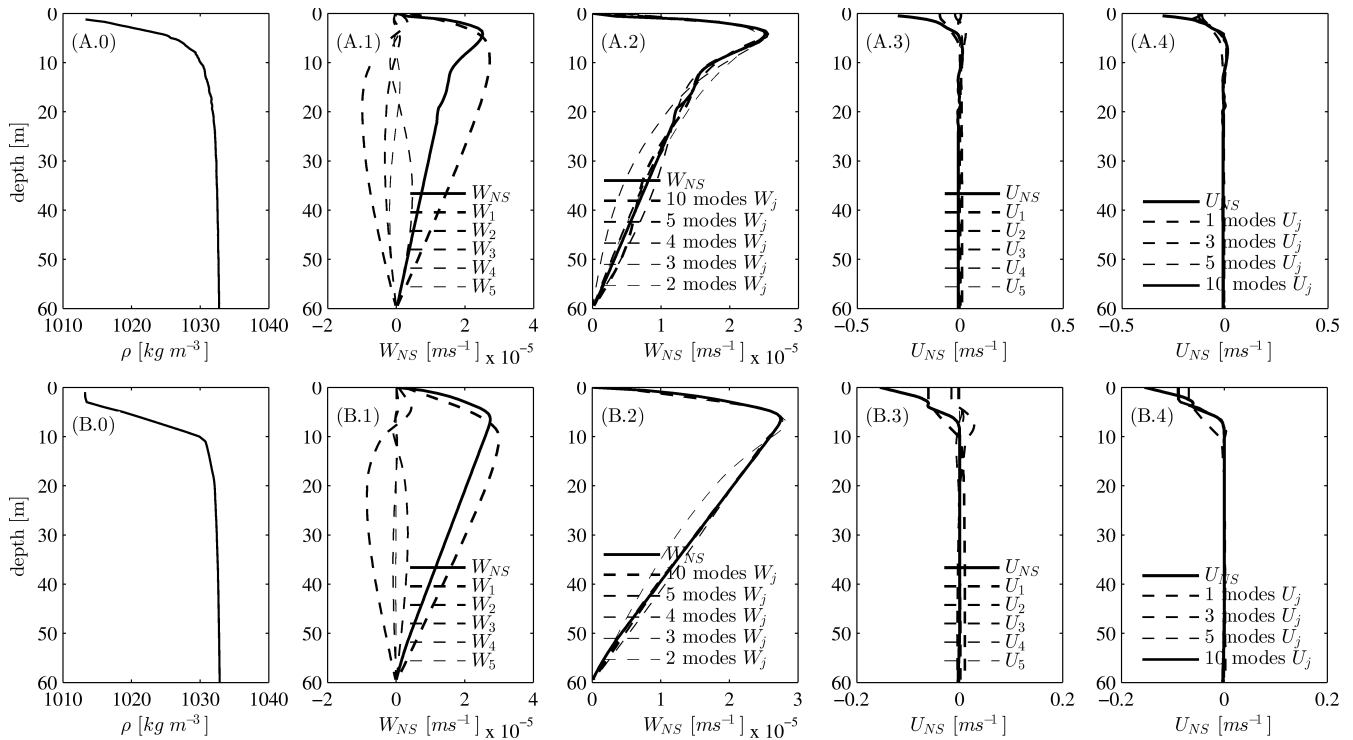


Figura 5: (A.0) y (B.0) perfil promedio de densidad obtenido de las mediciones realizadas con la sonda multiparámetro y perfil promedio obtenido con el modelo, respectivamente. (B.1-4) Descomposición del campo de velocidades en modos verticales del día 16 de enero durante el periodo de 13:20 – 15:20 para (A) datos de terreno y (B) resultados del modelo. (A.1) modos verticales de la velocidad vertical. (A.2) composición de los modos para la velocidad vertical. (A.3) modos verticales de la velocidad horizontal. (A.4) composición de los modos para la velocidad horizontal. (B.1-4) idem a (A) pero para los resultados del modelo.

DISCUSIÓN

Un modelo de mezcla vertical con cierre $k-\varepsilon$ fue modificado para obtener una mejor representación del perfil de velocidades en fiordos. El modelo, al tener un enfoque 1D vertical, no es capaz de representar las fluctuaciones verticales de temperatura y salinidad, puesto que estos fenómenos se deben a la convergencia horizontal de los flujos, lo que no está incluido en el enfoque 1D vertical. Aún así, la fortaleza del modelo radica en que, con las modificaciones realizadas, se puede tener una adecuada representación del campo de velocidades en el fiordo a un costo computacional bajo y con alta resolución vertical de los procesos de mezcla. Por otra parte, los parámetros que arroja el modelo $k-\varepsilon$, dada su naturaleza, son de gran relevancia en la comprensión de los procesos de transporte vertical influenciados por la turbulencia. En específico, el cálculo de la tasa de disipación de TKE (ε) que realiza el modelo para lograr el cierre de la turbulencia, sirve para obtener una aproximación de los valores de la difusión turbulenta en la vertical, vía diversas metodologías, como las mostradas en

Wuest *et al.* (2000) o Ivey *et al.* (2008), lo que es un resultado que permite conectar la hidrodinámica del sistema con fenómenos de transporte que afectan directamente la ecología.

Con respecto a la interacción estratificación-turbulencia, dado los datos disponibles y el modelo implementado, son muchos los análisis posibles. Los datos recopilados con el ADCP (ver Figura 3) muestran un sistema con estratificación somera, que responde al forzante marea y con valores de velocidad pequeños bajo los 5 [m]. Este sugiere que la drástica estratificación presente en el fiordo disipa toda la energía entregada por los forzantes en los primeros metros de la columna de agua. Esto se aprecia en los valores de disipación mostrados en la Figura 2.(d). Si se comparan los valores obtenidos con los registrados por Arneborg *et al.*, (2004) en el fiordo de Gullmar, Noruega, se tienen valores de disipación de 2 ordenes de magnitud mayor en la superficie, por lo que mayor análisis es necesario para comprender el rol de la estratificación en la disipación de energía.

Las mediciones intradiarias de perfiles de clorofila-a muestran principalmente que las algas se ubican bajo la haloclina (ver Figura 4.C) y no en la interfaz de corrientes ni de densidad, donde se espera la existencia de mayores concentraciones de nutrientes (Gonzalez *et al.*, 2010). Cuando se produjo la formación de “thin layers”, se logra identificar que el máximo de concentración se ubica exactamente por debajo de la termoclina como también lo muestra Sharples *et al.* (2001), para el océano abierto. Durante la tormenta de los días 21 al 23 de enero se registró un aumento considerable en la concentración de clorofila-a, lo que se puede atribuir a una mezcla vertical que se vio maximizada por la magnitud de los forzantes, ocasionando condiciones ideales para el crecimiento de algas. Pero, por otra parte, las mediciones de radiación casi nulas durante la tormenta (ver Figura 4.B) indican que las algas no pudieron haber crecido in-situ en el fiordo debido a limitación de luz para el proceso de fotosíntesis, por lo que atribuimos el aumento de las concentraciones a la advección de parches de algas desde el océano abierto. Mayor investigación se requiere para identificar el rol de las variables hidrodinámicas en la distribución vertical de micro-algas. El modelo $k-\epsilon$ aquí presentado es la base para realizar este análisis detallado de cómo se acopla la hidrodinámica y mezcla vertical con el crecimiento de micro-algas

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen el aporte de Geovanni Arredondo, por construir las estructuras anexas de la boya central, Marco Contreras por el apoyo en el transporte de la instrumentación y al capitán de embarcación Luis Hernandez y su equipo de apoyo, por la ayuda en los trabajos de terreno. La boya central y los trabajos de terreno fueron financiados por el Centro de Ecología Aplicada Ltda., este apoyo es profundamente agradecido. O.S-S. Agradece el financiamiento parcial de la Beca de Magister Nacional de CONICYT y la Beca de Estadías Cortas de Investigación de la Vicerrectoría de Posgrado de la Universidad de Chile. El primer autor además agradece al Physics of Aquatic Systems Laboratory-Margaretha Kamprad Chair (APHYS) de la EPFL, Suiza por brindar un espacio de trabajo, a Damien Bouffard por sus sugerencias en la comprensión de los datos de terreno y a Martin Schmid por su ayuda en la modificación e implementación del modelo numérico. Finalmente los autores agradecen a Felipe Cerda por la elaboración del mapa cartográfico.

REFERENCIAS

- Arneborg, L., Janzen, C., Liljebladh, B., Rippeth, T. P., Simpson, J. H., & Stigebrandt, A. (2004). Spatial variability of diapycnal mixing and turbulent dissipation rates in a stagnant fjord basin. *Journal of physical oceanography*, 34(7), 1679-1691.
- Atlas, R.M., & Bartha, R. (1998). “Microbial Ecology: Fundamentals and Applications, 4th ed.”,

The Benjamin/Cummings Publishing Company.

- Aure, J., & Stigebrandt, A.** (1990). Quantitative estimates of the eutrophication effects of fish farming on fjords. *Aquaculture*, 90(2), 135-156.
- Boehrer, B.** (2000). Modal response of a deep stratified lake: Western lake Constance. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 105(C12), 28837-28845.
- Burchard, H., & Petersen, O.** (1999). “Models of turbulence in the marine environment—A comparative study of two-equation turbulence models”. *Journal of Marine Systems*, 21(1), 29-53.
- Durham, W. M., & Stocker, R.** (2012). Thin phytoplankton layers: characteristics, mechanisms, and consequences. *Annual review of marine science*, 4, 177-207.
- Farmer, D. M. & Huppert, H.E.** (1979). “The oceanography of fjords”. *Nature*, 280, 273-274.
- Gill, A. E.** (1982). *Atmosphere-ocean dynamics* (Vol. 30). Academic press.
- González, H.E., Calderón, M.J., Castro L, Clement A and others.** (2010). “Primary production and plankton dynamics in the Reloncaví Fjord and the Interior Sea of Chiloé, Northern Patagonia, Chile”. *Marine Ecology Progress Series*
- Goudsmit, G.H., Burchard, H., Peeters, F., & Wüest, A.** (2002). “Application of k- ϵ turbulence models to enclosed basins: The role of internal seiches”. *Journal of Geophysical Research*, 107(C12), 3230.
- Ivey, G. N., Winters, K. B., & Koseff, J. R.** (2008). Density stratification, turbulence, but how much mixing?. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 40(1), 169.
- Meruane, C., de la Fuente, A., & Contreras, M.** (2011). “Horizontal dispersion in a two-layer Coriolis-affected tortuous flow”. In *7th International Symposium on Stratified Flows, Rome, Italy*.
- Miles, J. W.** (1961). On the stability of heterogeneous shear flows. *Journal of Fluid Mechanics*, 10(04), 496-508.
- Howard, L. N.** (1961). Note on a paper of John W. Miles. *J. Fluid Mech*, 10(4), 509-512.
- Polzin, K.** (1996). Statistics of the Richardson number: Mixing models and finestructure. *Journal of physical oceanography*, 26(8), 1409-1425.
- Rodi, W.** (1980). “Turbulent models and their application in hydraulics—a state of the art review”. *International Association for Hydraulics Research, Delft, Netherlands*.
- Sharples, J., Moore, C. M., Rippeth, T. P., Holligan, P. M., Hydes, D. J., Fisher, N. R., & Simpson, J. H.** (2001). Phytoplankton distribution and survival in the thermocline. *Limnology and Oceanography*, 46(3), 486-496.
- Sievers, H.** (2006). “Temperatura y salinidad en canales y fiordos australes”. Avances en el conocimiento oceanográfico de las aguas interiores chilenas, Puerto Montt a cabo de Hornos. N. Silva & S. Palma (eds). Comité Oceanográfico Nacional.
- Stigebrandt, A., & Aure, J.** (1989). Vertical mixing in basin waters of fjords. *Journal of Physical Oceanography*, 19(7), 917-926.
- Turner, J.** (1973). “Buoyancy effects in fluids”. Cambridge University Press, Cambridge.
- Valle-Levinson, A.** (Ed.). (2010). *Contemporary issues in estuarine physics*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Wuest, A., Piepke, G., & Van Senden, D. C.** (2000). Turbulent kinetic energy balance as a tool for estimating vertical diffusivity in wind-forced stratified waters. *Limnology and oceanography*, 45(6), 1388-1400.

Anexo B

POSTER PRESENTADO EN AMERICAN GEOPHYSICAL UNION
FALL MEETING 2014, SAN FRANCISCO, EE.UU.

IMPLEMENTATION OF A 1D $k - \varepsilon$ MODEL FOR STUDYING THE VERTICAL
MIXING IN COMAU FJORD, CHILE

MOTIVATION

Fjords are a type of estuary associated to past glacier activity, which are deep and narrow semi-enclosed basins with abrupt bathymetry. The interaction between ocean and freshwater runoff generates a shallow salinity-controlled stratification and the system circulation is controlled by meteorological and hydrodynamic forcings such as wind, tide and the momentum given by rivers.

The study was carried out in the Comau fjord (42°22'S, 72°25'W, Fig. 1), which is located in Los Lagos Region, South of Chile. This system remains almost pristine, without important human interventions, but a strong incorporation of salmon farms represents a threat to the ecosystems and a potential eutrophication of the water body. Because of this, understanding the fjord's hydrodynamics and their related mixing processes is essential for protecting the system.

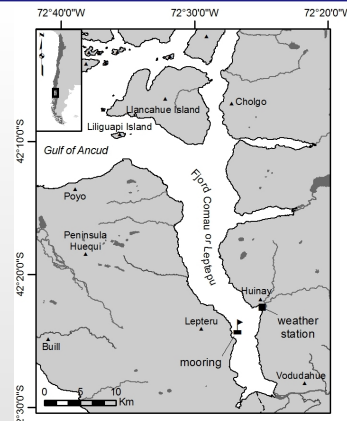


Fig. 1: Map showing the study site and the monitoring points.

In this context, the key parameter for quantifying vertical mixing is the turbulent kinetic energy (TKE) dissipation ϵ [1], which can be directly obtained from k-ε. In this way, disposing an estimated value of ϵ makes possible the connection between the whole hydrodynamics of the fjord and transports phenomena, which are closely related to ecological processes.

OBJECTIVES

The main objective of this study was to understand the mechanisms that control vertical mixing processes in the Comau fjord. For doing this, we combined field hydrodynamic data analysis with numerical simulations of the vertical mixing processes.

METHODS

Field observations were conducted during January of 2014. During this period, a moored data acquisition system equipped with thermistors, conductivitymeters and an anemometer on the surface, were installed to obtain a time-series of density profile and wind speed over the fjord (see Fig. 2). Also, a down-looking ADCP was deployed when the weather and ocean conditions were favourable for field work. The field information was used to feed the 1D vertical k-ε model [2], which was modified in such a way that horizontal pressure gradients generated by wind and tides were included as body forces to the momentum equations. This modified model was used to analyze the impact of different forcings in the generation of vertical mixing. Finally, a comparison of measurements and model results is performed to evaluate the reliability of the model.

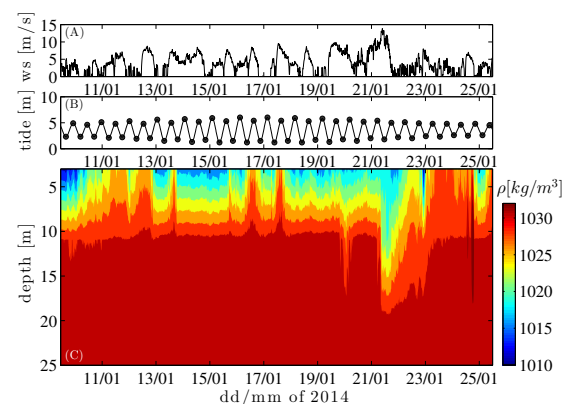


Fig. 2: Time series of wind speed (ws) recorded in the mooring (A), tides (B) and density profile (C).

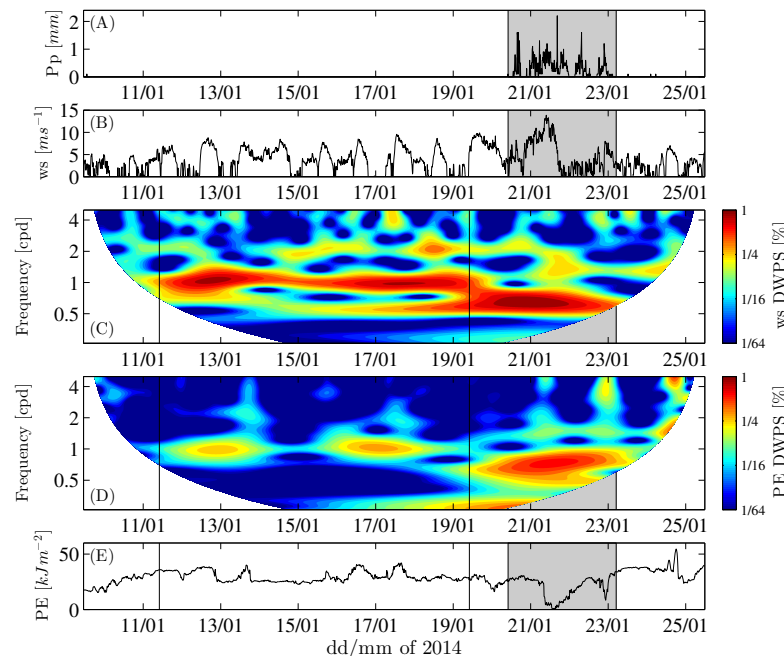


Fig. 3: Time series of (A) precipitation (Pp), (B) wind speed (ws), (C, D) normalized Density Wavelet Power Spectra (DWPS) of ws and potential energy (PE), with frequency expressed in cycles per day [cpd] and (E) PE. The gray area denotes a storm event.

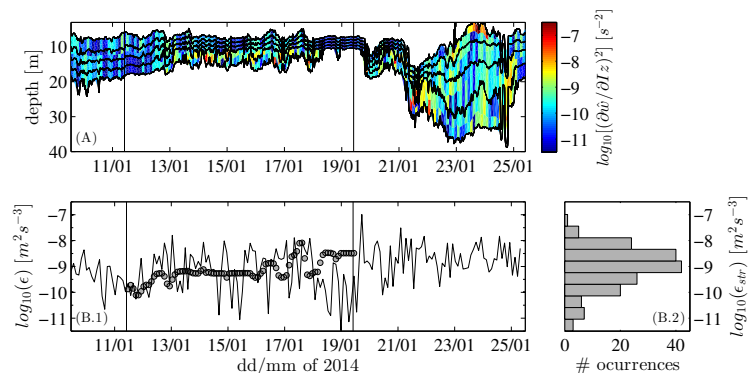


Fig. 4: (A) Two-hour average rate of strain squared, for the mooring site. (B.1) values of ϵ estimated via rate of strain methodology (ϵ_{str} , solid line) and model results for ϵ (gray dots). (B.2) Histogram of ϵ_{str} .

DISCUSSION

Although momentum of the river was not considered in the analysis, modelled velocities matched the measured data in general terms. Nevertheless, notorious disagreements with the phase in some periods can be easily noted, which suggest that an interaction between tides and river current may be missing in the model. During stable forcing conditions both, direct and numerical estimations of rate of TKE dissipation gives an average value of $\epsilon \sim 10^{-9} [m^2 s^{-3}]$. This value matches to the results obtained for the upper stratified layer in middle-size lakes energized by wind [5]. This result suggests that the model is able to reproduce temporal averaged energy balance in the water columns, which make it suitable for studying vertical mixing processes in fjords.

REFERENCES

- [1] Ivey, G. N., Winters, K. B., & Koseoff, J. R. (2008). Density stratification, turbulence, but how much mixing?. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, 40(1), 169.
- [2] Goudsmit, G. H., Burchard, H., Peeters, F., & Wüest, A. (2002). Application of k-ε turbulence models to enclosed basins: The role of internal seiches. *J. Geophys. Res: Oceans* (1978-2012), 107(C12), 23-1.
- [3] Csanady, G. T. (1982). On the structure of transient upwelling events. *J. Phys. Oceanogr.*, 12(1), 84-96.
- [4] Vidal, J., MacIntyre, S., McPhee-Shaw, E. E., Shaw, W. J., & Monismith, S. G. (2013). Temporal and spatial variability of the internal wave field in a lake with complex morphometry. *Limnol. Oceanogr.*, 58(5), 1557-1580.
- [5] Wüest, A., Piepke, G., & Van Senden, D. C. (2000). Turbulent kinetic energy balance as a tool for estimating vertical diffusivity in wind-forced stratified waters. *Limnol. Oceanogr.*, 45(6), 1388-1400.

DATA ANALYSIS

As the time series of density profile of Fig. 2 showed significant variation along time, we performed a wavelet analysis of potential energy (PE) time series, aiming to capture the temporal evolution of dominant frequencies. The results are presented in Fig. 3, which shows an important time correlation between energized frequencies of wind and PE, suggesting that surface wind stress modulates the vertical density structure and induces internal oscillations in the fjord.

NUMERICAL MODEL

Since data analysis suggest that wind generates internal motions and is well known that tide modulates barotropic modes, the addition of these effects is needed. Therefore, we include them in the momentum equations via horizontal pressure gradients. With this, the momentum equations yields:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left((\nu_t + \nu) \frac{\partial u}{\partial z} \right) + f v - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} \Big|_{tide} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} \Big|_{wind} \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left((\nu_t + \nu) \frac{\partial v}{\partial z} \right) - f u \quad (2)$$

where

$$\frac{\partial P}{\partial x} \Big|_{tide} = \rho g \frac{\partial \eta}{\partial x} = \rho \frac{L}{H} \frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} \quad (3)$$

$$\frac{\partial P}{\partial x} \Big|_{wind} = \begin{cases} \rho_1 g \partial_x \zeta_1 & 0 \leq h \leq h_1 \\ \rho_2 g \partial_x \zeta_2 & h_1 < h \leq h_2 \end{cases} \quad (4)$$

Furthermore, the tidal pressure gradient was directly obtained from tide data. On the contrary, the wind-forced pressure gradient requires knowledge of the time series for $\partial_x \zeta_1$ and $\partial_x \zeta_2$. Both time series were estimated following the horizontal mode analysis presented by Csanady [3], which calculates the velocities (u_1, u_2) and deformation (ζ_1, ζ_2) of a stratified water body due to wind forcing. The time series of velocities obtained with the modal analysis is shown in Fig. 5, and compared against field observations.

RESULTS

Following Vidal *et al.* [4], measured isothermal data were used to estimate ϵ over the thermocline (see Fig. 4) as:

$$\epsilon_{str} = 10 \times \exp \left(\text{mean} [\ln (\partial \bar{w} / \partial I z)^2] \right) \quad (5)$$

where $\partial \bar{w} / \partial I z$ is the effective rate of strain of the isothermal elevation $I z$, and \bar{w} denotes the vertical velocity of isothermal displacement. This result of Fig. 5 shows a good agreement, in terms of order of magnitude, with the model results for the period of stable forcing (excluding the storm). Model results for north-south velocity and gradient Richardson number are presented in Figs.5 and 6, showing a correct agreement with measurements in the surface layer. It has to be noted that model velocity result shows tidal effect and also higher velocities in the first layer, as is expected. Richardson number result shows that buoyancy dominates vertical mixing processes.

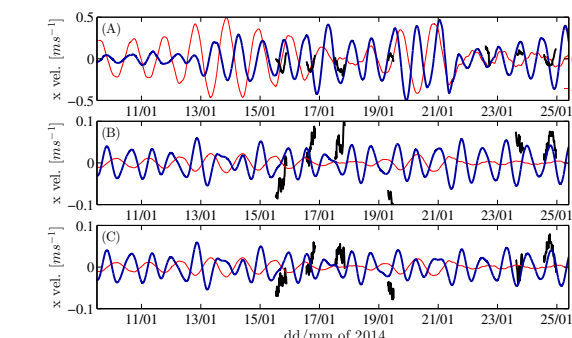


Fig. 5: Depth average north-south velocity between 0-5 m (a), 5-10 m (b) and 10-15 m (c) for model results (blue line) and direct adcp measurements (black line). Red line corresponds to velocities obtained through modal analysis for the upper layer (A) and lower layer (B,C).

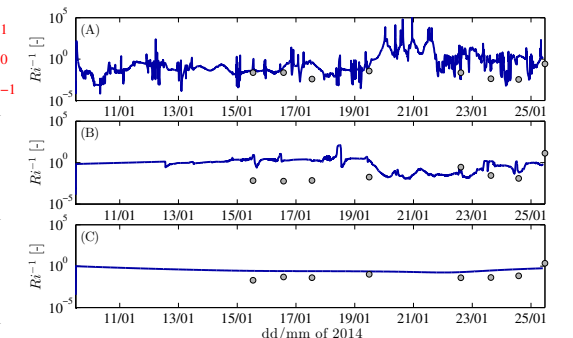


Fig. 6: Depth average inverse gradient Richardson number between 0-5 m (a), 5-10 m (b) and 10-15 m (c) for model results (blue line) and direct calculations using ctd and adcp measurements (gray dots).

ACKNOWLEDGEMENT

The support of Geovanni Arredondo, Marco Contreras and Luis Hernandez in different stages of fieldworks preparation and realisation is grateful. The Chilean mates are indebted with Manuel Contreras L. and Centro de Ecología Aplicada Ltda. for funding instruments and fieldworks. OS acknowledged the master scholarship supported by CONICYT and the research internship abroad scholarship supported by Universidad de Chile. The first author, also would like to acknowledge to the Physics of Aquatic Systems Laboratory (APHYS), EPFL for hosting him during internship. Finally the help of Felipe Cerda in cartography is very grateful.

CONTACT INFORMATION

- Oscar Sepúlveda: osepulve@ing.uchile.cl
- Alberto de la Fuente: aldelaFu@ing.uchile.cl
- Damien Bouffard: damien.bouffard@epfl.ch
- Carolina Meruane: carolina@meruane.com

Anexo C

BORRADOR DE ARTÍCULO A SER PRESENTADO EN REVISTA
ISI

WIND-DRIVEN BAROCLINIC CIRCULATION EFFECTS OVER VERTICAL
MIXING IN A STRATIFIED PATAGONIAN FJORD

Wind-driven baroclinic circulation effects over vertical mixing in a stratified Patagonian fjord

Oscar Sepúlveda Steiner^a, Alberto de la Fuente^{a*}, Carolina Meruane^{a,b}, Damien Bouffard^c and Alfred Wüest^{c,d}

^aDepartamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile, Santiago, Chile

^bModelación Ambiental SpA. Santiago, Chile

^cPhysics of Aquatic Systems Laboratory (APHYS) – Margaretha Kamprad Chair, ENAC, EPFL, CH-1015 Lausanne, Switzerland

^dEawag-Swiss Federal Institute of Aquatic Science and Technology, Surface Waters – Research and Management, CH-6047 Kastanienbaum, Switzerland

Abstract

Comau fjord (42°20'S, 72°30'W) is located in Patagonia, southern Chile and is a narrow and deep estuary of 34 km long and a mean depth of 350 m. Hydrodynamic variables were examined in a field campaign during January 2014, using temperature and conductivity sensors and a down-looking ADCP. Additionally vertical distribution and concentration below the pycnocline of chlorophyll-a fluorescence was monitored. A very shallow salinity-controlled stratification was detected with a very strong and sharp density change at about 5 m depth and a surface current with a mean velocity of 5 cm s^{-1} . In other hand, a description of the fjord vertical mixing processes was performed using a general 1D vertical $k-\epsilon$ model. The effect of barotropic and baroclinic oscillations of the water body due to tide and wind respectively, were found to be important and were incorporated to the model through adding pressure gradients time-series to the momentum equations. Wind-generated pressure gradients improve vertical mixing estimates. Furthermore, field data and numerical simulations suggest that the energy injected to the system by external forcing is dissipated in the surface region as a consequence of the strong stratification ($\Delta\rho > 15 \text{ kg m}^{-3}$). Further validation of the model was carried using a steady state analysis of the vertical processes affecting chlorophyll fluorescence vertical concentrations, which shows a correlation of distribution with the model turbulent diffusion coefficients. The analysis yields an algae settling velocities of $1.7 \cdot 10^{-4} \text{ mm s}^{-1}$, which is in agreement with other research results. Our findings indicated that wind-driven baroclinic circulation modulates the generation of vertical mixing in the fjord.

Introduction

Fjords are a type of estuary associated to past glacier carving, which are deep and narrow semi-enclosed basins with abrupt bathymetry (Farmer and Huppert 1979; Valle-Levinson 2010). The hydrodynamic of fjords is dominated by the interaction between the ocean and freshwater runoff that generates a permanent and shallow salinity-controlled stratification (Farmer and Huppert 1979; Inall and Gillibrand, 2010; Stigebrandt, 2012), which at the same time governs vertical mixing processes (Stigebrandt and Aure, 1989; Ivey et al., 2008). Both, bathymetry and stratification determines the basic circulation structure (Valle-Levinson, 2008).

Vertical turbulent mixing in fjords can be driven by forcings such as tides, earth rotation, river discharge and wind field (Valle-Levinson, 2010); tides modulate the vertical mixing and produce net circulation because of the distortion of the tidal waves (Vlasenko et al., 2002); the earth rota-

*Corresponding author: aldelafu@ing.uchile.cl

tion produces a lateral structure of the flow (Gill, 1982), which change the mass and momentum distribution across the basin (Winant, 2007; Valle-Levinson, 2008); changes in river discharge alters the stratification, thus inducing changes in circulation (MacCready, 1999) and in the conditions for vertical mixing (Fischer et al., 1979); and finally, the wind field drags the surface water producing a net transport in the upper layer (Csanady, 2001), and alters the geostrophic equilibrium rising density interface oscillations (Csanady 1982), which generates vertical mixing (Scully et al, 2005). Fjord region in South America is located in Chile, between the 41°S-55°S, in a region called the Patagonia, next to an intricate web of channels and inlets.

Hydrodynamic features of Chilean fjords were first extensively studied by the CIMAR scientific vessel expeditions during the decades of 90 and 2000 (see Sievers 2008 and references therein). These observations showed, in general, stratification controlled by salinity, within the monitored fjords. With respect to ecological aspects of Chilean fjords, Palma and Silva (2004) showed that in the interior sea of northern Patagonia (also known in literature as inner sea of Chiloé) the main source of nutrients is the Subantarctic water, which intrudes below the brackish water. These nutrients that are stored in deep waters may become available for algae near the surface in case of vertical mixing occurs across the density interface, thus making Chilean fjords vulnerable to algal blooms when there is no light limitation (Iriarte et al. 2007), which can also be harmful (HABs) such as reported by Seguel et al. (2005) and Iriarte and Gonzalez (2008).

In this context, to quantify the rate of vertical mixing in fjords is a quick strategy to diagnose the response of the water body to external forcings. One of the key parameters that allows for quantifying vertical mixing is the rate of turbulent kinetic energy dissipation (ε , Ivey et al., 2008), which can be directly computed from vertical 1D $k-\varepsilon$ models (Rodi, 1979). Primarily limitation for the direct application of 1D $k-\varepsilon$ models for estimating vertical mixing in fjords is the fact that 1D vertical models are not capable to reproduce horizontal flows, neither bathymetric effects, that explains their hydrodynamics. Particularly, tides, and baroclinic pressure gradients induced by the wind in semi-enclosed basins. The advantage of a vertical 1D $k-\varepsilon$ model with respect to more sophisticated models is related to the capability of 1D model for solving long terms simulations, with grate details of vertical transport processes (Burchard and Petersen, 1999; Goudsmit et al. 2002) and low computational cost.

The objective of this study is to propose a 1D $k-\varepsilon$ model for computing vertical mixing in fjords. This 1D $k-\varepsilon$ model was based on Goudsmit et al. 2002 model, to which horizontal pressure gradients were included in the horizontal momentum equations for representing fjords features like tides and wind-driven horizontal pressure gradients. The validation of the model was conducted with field observations in Comau fjord, Patagonia, southern Chile (42°22'S, 72°25'W), an almost pristine ecosystem. Previous research in Comau fjord showed two layer stratification all over the year with pycnocline location ranging from 5 to 10 m (Sánchez et al. 2011; Muñoz et al. 2014). Furthermore, Iriarte et al. (2013) showed that nutrients were found to increase with depth, on spring and summer, with primary production and chlorophyll-a concentrations increasing until 15 m (Iriarte et al. 2013), where NO_3 and PO_4 concentration were ~ 4 and $0.1 \mu\text{M}$, respectively in spring and ~ 8 and $2 \mu\text{M}$, respectively in summer.

This article is organized as follow, first we present study site. Second, methods including 1D vertical model for fjords, measurements and calculation for data analysis. Third, the results from fieldworks, modeling and a validation using ecological parameters. Finally, the results are discussed.

Study site

Comau fjord (42°20'S, 72°30'W) is located in Los Lagos Region of southern Chile (Fig 1). It has a North-South orientation sheltered by mountains running parallel to the fjord. From the head to the mouth, the fjord is 34 km long, with an average and maximum depth of 350 m and 500 m, respectively

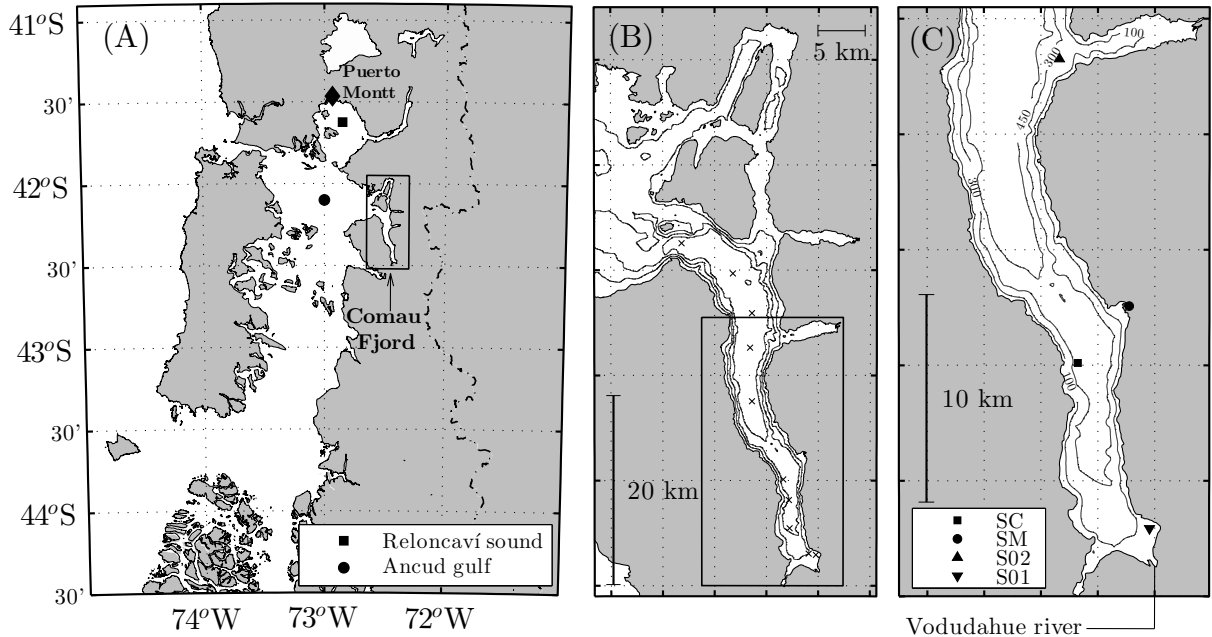


Fig. 1: Study site map. (A) Regional map of northern Patagonia. (B) Map of Comau fjord. The crosses represent the spots where the CTD casts were performed for the construction of the along-fjord profile during high tide. (C) Close up of the region where this research focuses, including the positions of monitoring stations. SC: central buoy, S01 and S02: thermistor chains and SM: meteorological station.

(SHOA, 1999). The fjord has not a well defined sill at the mouth, although basin depth rapidly rises from 500 m to 300 m near the mouth (see Fig. 1.B). This bathymetric feature acts as a barrier, thus isolating deep waters of the fjord from the ocean. The average width of the fjord is 4.76 km with maximum values of approximately 10 km near the mouth and minimum with of 2 km in a place known as Punta Calle (SHOA, 1999 – see Fig. 2.A). The water column is characterized by a surface layer of less dense brackish water with strong vertical gradients at the head, which weakens toward the mouth where the water column is well mixed (see Fig. 2.B and C). The main discharge is the Vodudahue river with an annual average flow of $105 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (estimated as the water equivalent given by the 70 % of the rainfall [Inall and Gillibrand, 2010], using data from Soto [2009] and the catchment area of the river $A=911 \text{ km}^2$). Comau fjord presents a strong M2 tides forcing, with amplitudes that varies between 2 and 7 m (Fundacion Huinay, <http://www.fundacionhuinay.cl/tides.html>, last access 20 Nov. 2015). The weather is characterized by high precipitation and low temperature all over the year, with annual average precipitation of 5200 mm and air temperature of 10.3°C (Soto, 2009). The summer is the warm and dryer season, with air temperatures and precipitation of 14.8°C and 300 mm respectively (Soto, 2009). The main economical activities in the area are salmon farming and aquaculture of *Mytilus Chilensis*, also known as Chilean blue mussel.

Methods

1D vertical model for fjords — To study the effects of external forcing in the internal structure of the water column of fjords, we implemented a vertical 1D $k-\varepsilon$ mixing model for salinity and temperature, using the same representations as Burchard and Petersen (1999) for transport of scalars (temperature and salinity), and the $k-\varepsilon$ two equations turbulent closure (Rodi, 1979). The

momentum equations are similar to those proposed by Goudsmit et al. (2002); however, to represent fjords dynamics we neglected the production of k due to internal seiche, and incorporated two forcing pressure gradients: the tide-generated pressure gradient and a wind-generated pressure gradient. Thus, the momentum equations are:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left((\nu + \nu_t) \frac{\partial u}{\partial z} \right) + fv + \alpha_{grad} \left(-\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial P}{\partial x} \Big|_{tide} - \frac{1}{\rho_o} \frac{\partial P}{\partial x} \Big|_{wind} \right) \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left((\nu + \nu_t) \frac{\partial v}{\partial z} \right) - fu + -\alpha_{grad} \frac{1}{\rho_o} \frac{\partial P}{\partial y} \Big|_{wind} \quad (2)$$

where ρ_o is the reference density, $f = 2\Omega \sin(\theta)$ is the inertial frequency, where Ω is the Earth angular velocity and θ is the latitude, ν and ν_t are the molecular and turbulent viscosity, respectively. The term α_{grad} is a scaling parameter of the effective pressure gradient forcing that enters to the model and is subject of discussion in the following sections. This scaling parameter was required because of the tide-generated and wind-generated pressure gradients are calculated from an inviscid scheme that does not account for the internal energy dissipation. Consequently, the actual pressure gradient that drives the k - ϵ model is smaller than the estimated value with the inviscid model, so $\alpha_{grad} < 1$. The tide-generated pressure gradient is associated to barotropic tides, this can be written as:

$$\frac{\partial P}{\partial x} \Big|_{tide} = \rho_o g \frac{\partial \eta}{\partial x} \quad (3)$$

where η represents the free surface level. Assuming a simplified fjord of width B , depth H and length L and neglecting river runoff, the average tidal velocity \bar{u} can be expressed as (Stigebrandt, 2012):

$$\bar{u} = -\frac{L}{H} \frac{\partial \eta}{\partial t} \quad (4)$$

then, assuming that the flux acceleration is forced by longitudinal gradients of η (e.g. $\partial u / \partial t = -g \partial \eta / \partial x$), the surface variation can be expressed as:

$$\frac{\partial \eta}{\partial x} = \frac{L}{gH} \frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} \quad (5)$$

and the time series of the tide-generated pressure gradient is finally written as:

$$\frac{\partial P}{\partial x} \Big|_{tide} = \rho_o \frac{L}{H} \frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} \quad (6)$$

To obtain the wind-generated pressure gradient requires estimating the influence of the non-penetration boundary conditions in the perimeter of the fjord. This was done by considering that the fjord can be approximated as a rectangular two-layer stratified water basin, with upper and bottom layer thickness h_1 and h_2 , respectively and densities ρ_1 and ρ_2 . The wind-generated pressure gradients, in the x direction (y direction is analogous), take the form:

$$\frac{\partial P}{\partial x} \Big|_{wind} = \begin{cases} \rho_1 g \frac{\partial \xi_1}{\partial x} & 0 \leq h \leq h_1 \\ \rho_2 g \frac{\partial \xi_2}{\partial x} & h_1 < h \leq h_2 \end{cases} \quad (7)$$

where ξ_1 and ξ_2 are the deformations of the surface and density interface due to wind stress, respectively. Then, we assumed linear response of the fjord, so the hydrodynamics can be solved based on the modal analysis of stratified flows (e.g. Csanady, 1982). The modal response of a water body due to wind forcing has been applied and validated against field measurements in ocean and lakes for several cases with and without stratification (Platzman 1972, Csanady 1982, Monismith,

1985; Shimizu et al. 2007). Following Csanady (1982) and neglecting earth rotation, the linearized momentum and continuity equations of each layer are:

$$\frac{\partial u_1}{\partial t} = -g \frac{\partial \xi_1}{\partial x} + \frac{F_x}{h_1 \rho_1} \quad (8a)$$

$$\frac{\partial u_2}{\partial t} = -g \frac{\rho_1}{\rho_2} \frac{\partial \xi_1}{\partial x} - g \left(1 - \frac{\rho_1}{\rho_2} \frac{\partial \xi_2}{\partial x}\right) - C_b \frac{u_2}{h_2} \quad (8b)$$

$$\frac{\partial u_1}{\partial x} = -\frac{1}{h_1} \frac{\partial}{\partial t} (\xi_1 - \xi_2) \quad (8c)$$

$$\frac{\partial u_2}{\partial x} = -\frac{1}{h_2} \frac{\partial \xi_2}{\partial t} \quad (8d)$$

where u_i is the wind induced velocity in the layer i , F_x is the wind shear stress and the expression $C_b u_2 h_2^{-1}$ the linearized bottom friction with C_b a linear friction coefficient (Arneborg and Liljebladh, 2001; Shimizu et al. 2008; Rozas et al 2014). Then, we define the modal amplitude and velocity of the m th vertical mode (Π_m and U_m , respectively, with $m=1,2$) as:

$$\Pi = \mathbf{b} \xi \quad (9a)$$

$$U = \mathbf{d} u \quad (9b)$$

where $\Pi = [\Pi_1, \Pi_2]^T$, $\xi = [\xi_1, \xi_2]^T$, $U = [U_1, U_2]^T$ and $u = [u_1, u_2]^T$, being the subscript T the traspose operation. The terms \mathbf{b} and \mathbf{d} are 2×2 constant matrixes to be determined. With this, we seek a solution such that the set of Eqs. 8 can be written as two independent linear systems:

$$\frac{\partial U_m}{\partial t} + g \beta_m \frac{\partial \Pi_m}{\partial x} = F_{xm} \quad (10a)$$

$$\frac{\partial U_m}{\partial x} + \frac{\partial \Pi_m}{\partial t} = 0 \quad (10b)$$

where β_m the modal depth of the m th vertical mode (Csanady, 1982; Antenucci and Imberger 2001). For doing this decomposition in vertical modes, the matrixes \mathbf{b} and \mathbf{d} are:

$$\mathbf{b} = \begin{bmatrix} 1 - \epsilon h_2 \beta_1^{-1} & \epsilon h_2 \beta_2^{-1} \\ 1 - \epsilon h_2 \beta_2^{-1} & \epsilon h_2 \beta_1^{-1} \end{bmatrix}; \mathbf{d} = \begin{bmatrix} h_1 - \epsilon h_1 h_2 \beta_1^{-1} & h_2 \\ h_1 - \epsilon h_1 h_2 \beta_2^{-1} & h_2 \end{bmatrix} \quad (11)$$

where $\epsilon = 1 - \rho_1 \rho_2^{-1}$. In this way, the two layers problem was decomposed in two independent problems, each one representing the dynamics of one vertical mode. Once the modal amplitudes and velocities are obtained, the physical variables ξ_i and u_i are obtained as $\xi = b^{-1} \Pi$ and $u = d^{-1} U$. In this article, we neglects the first vertical modes (Π_1 and U_1), such as:

$$\begin{bmatrix} \xi_1 \\ \xi_2 \end{bmatrix} = b^{-1} \begin{bmatrix} 0 \\ \Pi_2 \end{bmatrix}; \begin{bmatrix} u_1 \\ u_2 \end{bmatrix} = d^{-1} \begin{bmatrix} 0 \\ U_2 \end{bmatrix} \quad (12)$$

Without forcing and damping (i.e. homogeneous equation), the equation system 12 has theoretical solution of the form:

$$\Pi_i = \sum_n a_n \frac{1}{c_i} \cos(k_n x) \quad (13a)$$

$$U_i = \sum_n a_n j \sin(k_n x) \quad (13b)$$

where $k_n = n\pi L^{-1}$ with $n = 1, \dots, N$ and L the length of the fjord. The term $j = \sqrt{-1}$ is the complex unity, $c_i = c_i(\beta_i)$ the celerity of the layer i as a function of the modal depth and $a_n = a_n(t)$

the amplitude of the horizontal mode n . The complete set of solution requires positive and negative values of n , where the solution of $-n$ is conjugate complex solution for $+n$ (Shimizu et al. 2008). As a consequence, the final solution is given as two times the real part of the positive solution ($2 \cdot \{\xi, u\}$).

For weakly dissipative systems, Shimizu et al. (2008) demonstrated that the forced response considering bottom friction remains the same when non-dissipative modes are used instead of dissipative modes. Thus, the forced response of the system can be constructed taking in account the damping, by using the non-dissipative horizontal modes of Eq. 13. The time series of modal amplitudes (a_n) can be obtained following Shimizu et al. (2008) as:

$$a_n(t_i + \Delta t) = a_n(t_i)e^{(j\omega_n - \gamma_n)\Delta t} - \frac{1 - e^{(j\omega_n - \gamma_n)\Delta t}}{j\omega_n - \gamma_n} \frac{f_n(t_{i+1/2})}{e_n} \quad (14)$$

where $w = n\pi c_m(2L)^{-1}$ and $\gamma_n = \delta C_b h_2^{-1}(d_n e_n^{-1})$ are the angular frequency and the damping rate of the mode n (Arneborg and Liljebladh, 2001; Shimizu et al. 2008). The term f_n represents the decomposed modal forcing, while e_n and d_n are normalization factors of modal structure and modal velocity. These factors are obtained following Shimizu et al. (2008) and the modal structures (Eq. 12). The initial condition was $a_n(t = 0) = 0$. Finally, the time series of the wind-induced pressure gradients are obtained by taking the derivative with respect to x of deformations ξ_1 and ξ_2 (Eq. 12), which are re-constructed replacing the a_n time-series from Eq. 14. into the x derivative of modal amplitude (Eq. 13.1).

Measurements — Field campaign was carried out in Comau Fjord during January of 2014. Meteorological measurements were obtained with a standard Campbell Scientific meteorological station positioned on an exposed plain near the shore (see Fig. 1C). atmospheric variables include relative humidity and air temperature, rainfall, atmospheric pressure, incident short wave radiation (SWR) and wind speed and direction measured 3.6 m above the ground.

Aiming a good description of the vertical density profile in the central part of the fjord (SC, see location in Fig. 1C), a continuous monitoring of conductivity and temperature time-series was performed through an autonomous arrange of sensor connected to a Campbell Scientific CR1000 datalogger. Two Global Water WQ-cond electric conductivity and temperature sensors were deployed at 3 and 10-m depth. Furthermore, two Global Waters WQ-101 temperature sensors were deployed at 30 and 50m depth, and two additional Onset Hobo Pro v2 thermistors were installed at 20 and 40m depth. Each Global Water WQ-cond had an accuracy of 0.5 % and resolution of 0.1 mS and 0.01°C. WQ-101 sensors have an accuracy of 0.1°C. A wind speed sensor (RM Young 030101-L) was fitted at 80 cms above the water surface. We sampled every 30 s and store the average data every 10 min for all the sensors connected to the Campbell CR1000 datalogger while the Onset Hobo Pro v2 self-contained loggers where programmed to store data every 10 min. Finally, two additional thermistor chains S01 and S02 where moored (see Fig. 1C). These thermistor chains were equipped with Hobo Pro v2 thermistors spaced every 10m in ranges of 80 and 50m respectively, sampling every 10 min. Each Hobo logger has an accuracy of 0.2°C.

One down-looking acoustic Doppler current profiler (ADCP, Sontek Mini-ADP + RiverCat) was installed in SC location (Fig. 1A) when the meteorological and ocean conditions were favorable for field-work. The ADCP transmit data to a computer via vhf radio signal and was programmed to record current velocity in the upper layer of 23 m thick, sampling every 25 s with a bin size of 1m. The length of ADCP measurements varied between 4 to 10 hrs, they were made during the daylight, and were representative of diverse scenarios of tide phase and wind speeds.

To correlate hydrodynamics and daily variations in the eco-hydrodynamics water conditions; conductivity, temperature, pressure, chlorophyll-a fluorescence and dissolved oxygen profiles were daily performed with a Hydrolab MS5 multiparameter probe.

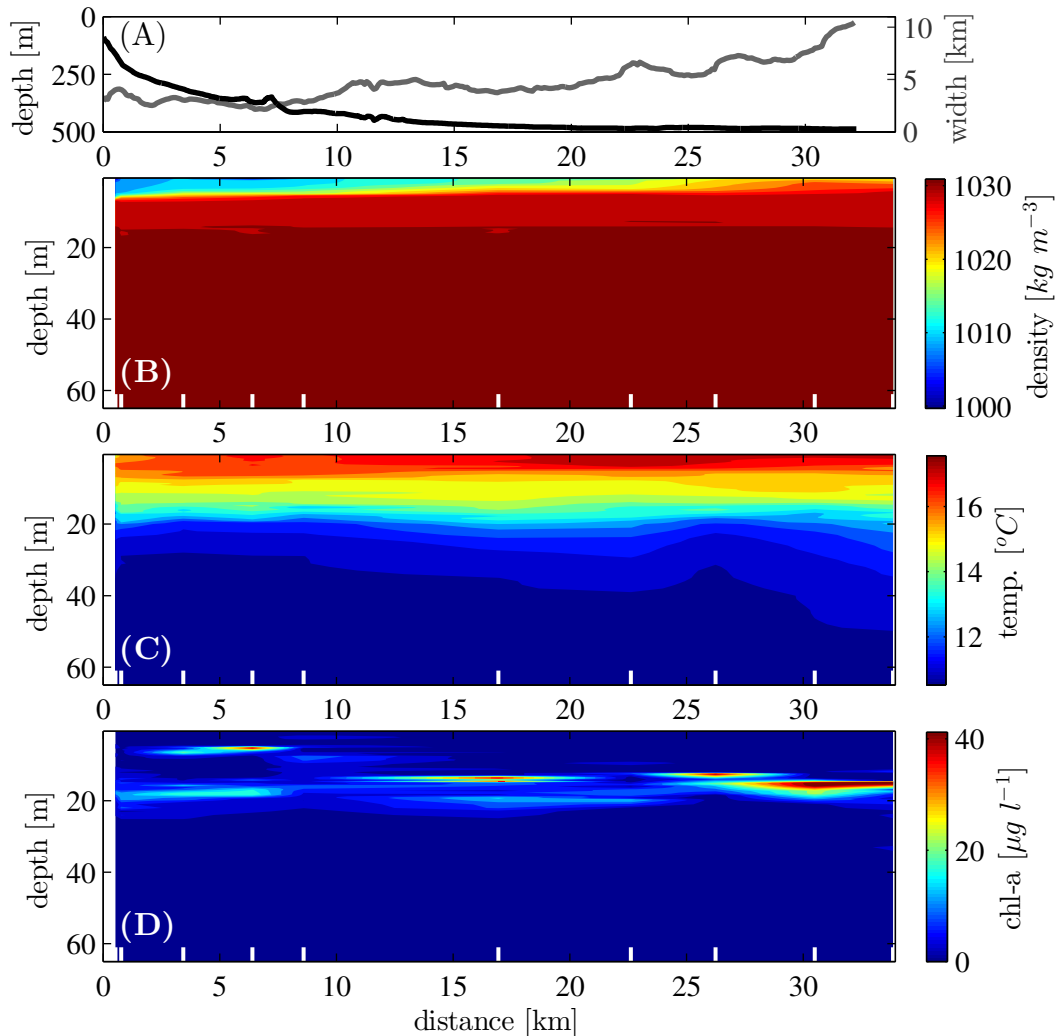


Fig. 2: Along-fjord profile during high tide. (A) Depth and width along the fjord in black and gray line respectively. (B, C and D) Along-fjord contour plot of linearly interpolated profiles of density, temperature and chlorophyll-a fluorescence respectively.

Model setup — The parameters of the model are summarized in the Table 1. The election of stratification lengths and densities come from field measurement analysis. The algorithm for the k - ε model is programmed in a fully implicit scheme and the pressure gradients are incorporated as source terms, not affecting the stability of the model.

Since there is no tide gauge at Comau fjord, the construction of the tide gradient was carried using sea level (η) obtained from the Naval Oceanographic and Hydrographic Service of Chile (SHOA) at the location of Puerto Montt. This assumption is valid because it has been demonstrated that within the Ancud gulf and Reloncaví sound (see Fig .1), the phase of tides are homogeneous and harmonic components have almost the same amplitude (Aiken, 2008).

The k_{min} factor (Burchard and Petersen 1999) was set to a value of $1 \cdot 10^{-7}$ which is between the values used by Burchard and Petersen (1999) and Goudsmit et al. (2002) ($3 \cdot 10^{-6}$ and $1 \cdot 10^{-9}$, respectively). This parameter was chosen because in the case of minimum energy ($\varepsilon^2 \geq 0.045k^2N^2 > 0$; Burchard and Petersen 1999) allows the model to impose, at least, a transitional regime outside the vicinity of the pycnocline (e.g. $\varepsilon/(\nu N^2) > 7$; Ivey et al. 2008).

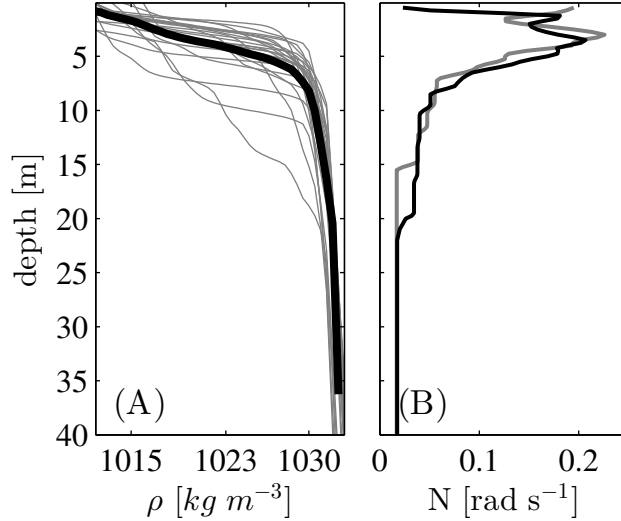


Fig. 3: Results of daily CTD casts. (A) Mean density profile (black line) and daily density profiles (gray line). (B) Mean Buoyancy frequency for the whole fieldwork period (black line) and for the calm conditions period (gray line).

Table. 1: Modelling paramanters.

pressure gradients						
$h_1 [m]$	$h_2 [m]$	$\rho_1 [kg m^{-3}]$	$\rho_2 [kg m^{-3}]$	H [m]	L [km]	B [km]
5	345	1015	1030	350	34	4.8
$k - \varepsilon$						
$\Delta z [m]$	$\Delta t [s]$	$c_{\varepsilon 1}$	$c_{\varepsilon 2}$	$c_{\varepsilon 3}$	$k_{min} [m^2 s^{-2}]$	α_{grad}
0.50	120	1.44	1.92	0.4	$1 \cdot 10^{-7}$	0.25

The grids used in the gradients calculation and in the $k-\varepsilon$ model are specified in Table 1. Simulations were performed for the whole field campaign period.

Data analysis — Stratification data: Density was calculated following the UNESCO EOS 80 polynomial methodology (Fofonoff and Millard, 1983). The conductivity, temperature and depth (CTD) profiles obtained with the multiprobe casts were used to calculate the Buoyancy Frequency and to vertically interpolate the data recorded in the central mooring (SC), thus obtaining more detail in the density profile time-series. Vertically integrated potential energy was calculated following Antenucci et al. (2001)

$$PE(t) = \int \rho(z, t)gzdz \quad (15)$$

from 35 m depth until the surface.

Mixing: The gradient Richardson number (Ri_g , Turner, 1973) was used to account of vertical mixing in the fjord. Ri_g is defined as:

$$Ri_g = \frac{N^2}{S^2} \quad (16)$$

where $N^2 = -g\rho_o^{-1}\partial\rho/\partial z$ is the Buoyancy Frequency and $S^2 = (\partial u/\partial z)^2 + (\partial v/\partial z)^2$ is the shear stress, with u and v the horizontal velocities and z the depth (Turner, 1973). For $Ri_g > 1/4$,

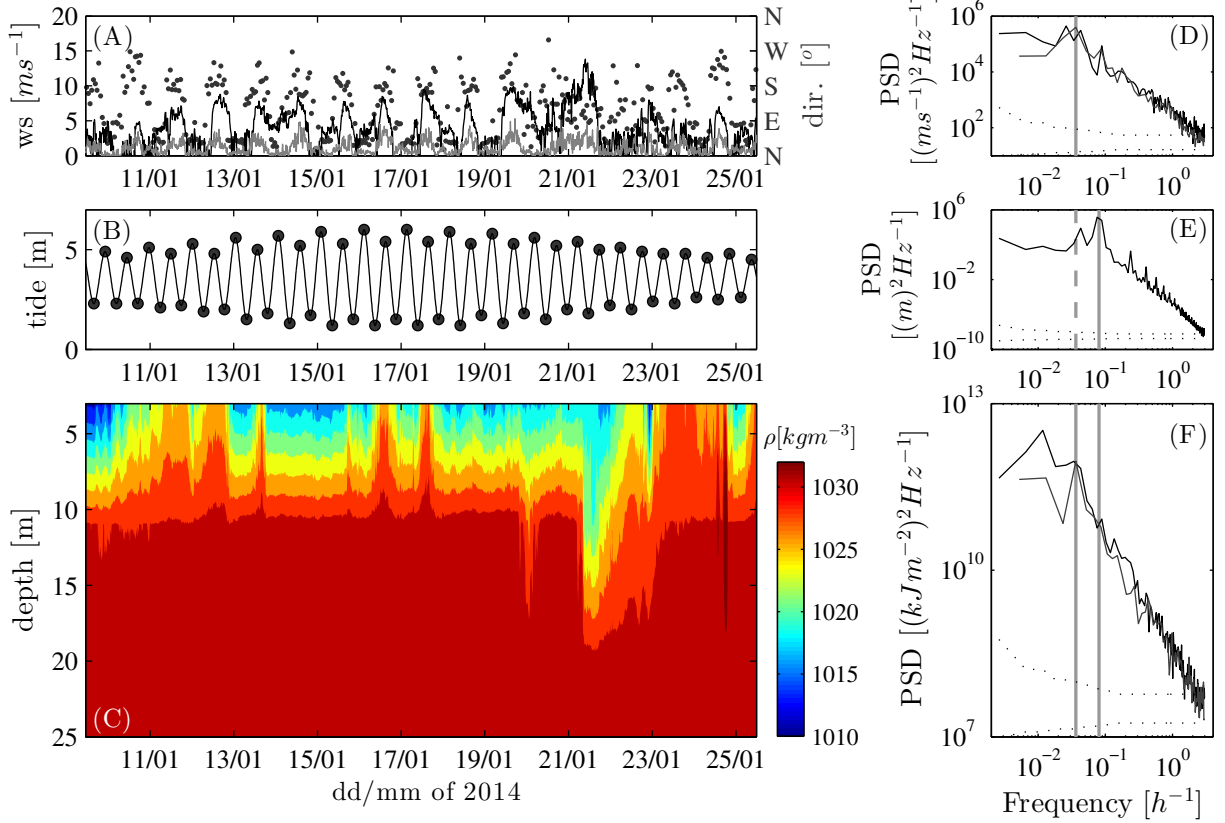


Fig. 4: Hydrodynamics and forcings. Left panel: (A) Time series of wind speed (ws) at SC (black line) and wind speed and direction at SM (denoted with gray line and dots, respectively), tide (B) and density profile at SC (C). Right panel: Power spectral density (PSD) of (A) wind speed time series at SC (black line, whole period and gray line calm conditions period), tides (B) and potential energy (C) computed following Eq. 2. Dotted line, in all PSD graphics, represent the 95% confidence interval.

the buoyancy suppress the shear stresses which causes a stable hydrodynamics conditions. On the contrary, for $Ri_q < 1/4$, the shear stresses are able to induct turbulence in the flux, thus increasing vertical mixing (Ivey et al., 2008). The gradient Richardson number (Ri_q) was computed following Eq. 2, using CTD profiles or density calculated time series, and ADCP velocity data.

Spectral analysis: Power spectral density (PSD) of various time-series was calculated using fast Fourier transform and Nyquist criterion, as exposed in Bendat and Piersol (1986). Density Wavelet Power Spectra (DWPS) of PE and wind speed was computed following Torrence and Compo (1999) using Morlet wavelet base function, and the results are presented normalized respect to its variance.

Rate of dissipation estimations via straining: Alford and Pinkel (2000) through their overturning analysis developed a formulation to approximate the rate of dissipation of turbulent kinetic energy (ϵ) from the rate of strain of measured isothermals defined as:

$$\frac{\partial \hat{w}}{\partial Iz} \approx \frac{\Delta \hat{w}}{\Delta Iz} = \frac{\partial / \partial t (\Delta Iz)}{\Delta Iz} \quad (17)$$

where $\partial \hat{w} / \partial Iz$ is the effective rate of strain of the isothermal elevation Iz , and $\hat{w} /$ denotes the vertical velocity of isothermal displacement. Following Vidal et al. (2013), we estimated based on

the effective rate of strain as:

$$\varepsilon_{str} = 10 \times \exp \left(\text{mean} \left[\left\{ \left(\frac{\partial \hat{w}}{\partial I z} \right)^2 \right\} \right] \right) \quad (18)$$

Model validation: Observed and modeled along fjord velocities were compared by calculating the model Skill parameter, following (Willmott, 1989)

$$\text{modell skill} = 1 - \frac{\sum |u_{model} - u_{obs}|^2}{\sum (|u_{model} - \bar{u}_{obs}| + |u_{obs} - \bar{u}_{obs}|)^2} \quad (19)$$

where u is the along fjord velocity (x-axis).

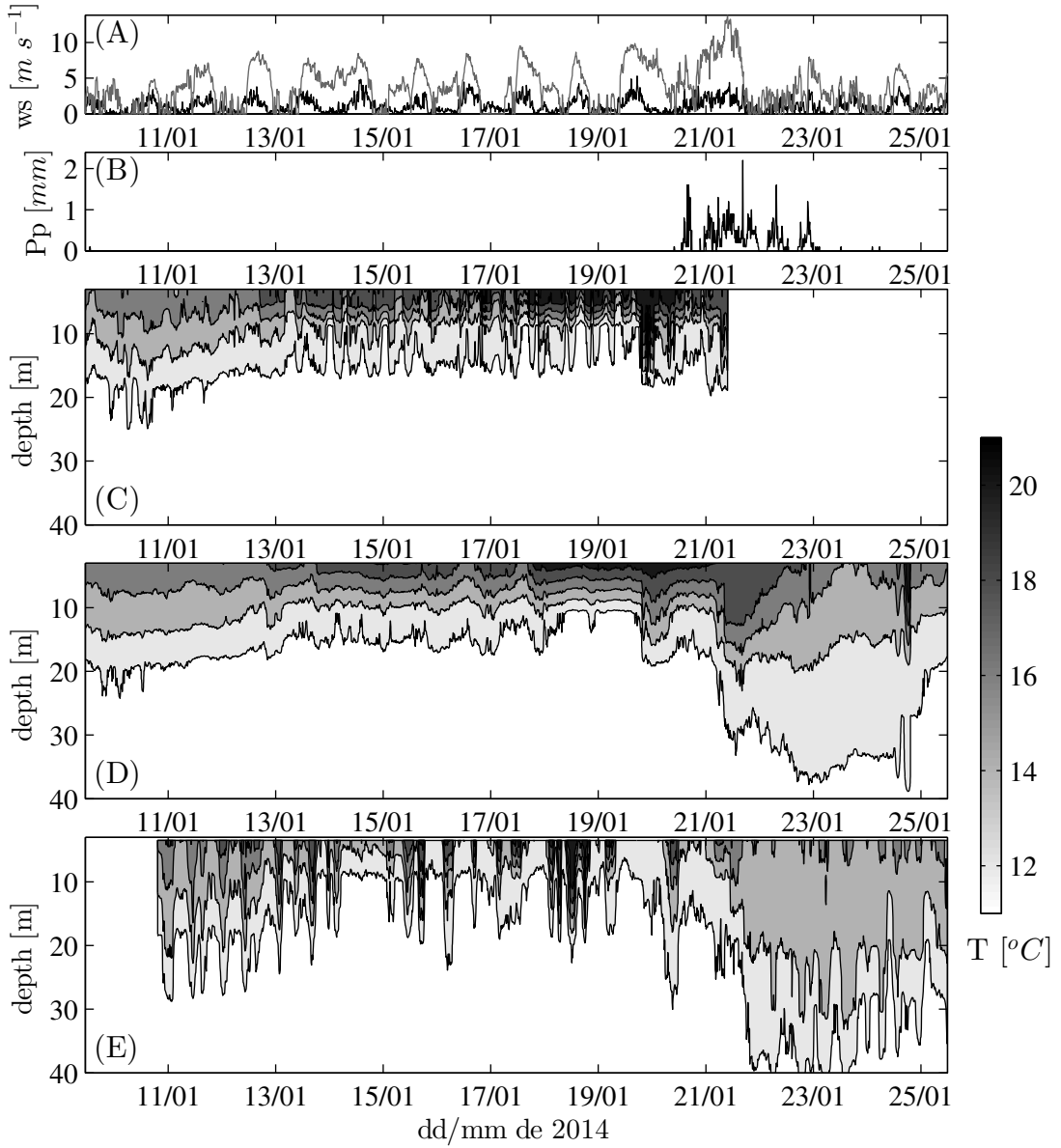


Fig. 5: (A) wind forcing (analogous to Fig. 4), (B) precipitation (Pp) at SM and Temperature profile time-series at S01 (A), SC (D) and S02 (E).

Results

Stratification, forcings and large scale dynamics — Along fjord measurements during the beginning of the fieldworks are shown in Fig. 2. It can be appreciated that density stratification weakens from the head to the mouth where the water column is well mixed. Also the temperatures transect show cold water at the river discharge, which turns warmer in the direction to the mouth. Fluorescence indicates algae concentration peaks at 20 m along the fjord and a double peak at 5 and 20 m in the vicinity of the river discharge. Daily CTD casts revealed that the water column was stratified in two layers, with a salinity-controlled pycnocline located of approximately 5m depth (Fig. 3) in the central mooring, for the whole field experiment. Temporal evolution of the density profiles in the middle of the fjord, and temperature profiles in three positions along the x-axis were measured (Figs. 4 and 5). During the field experiment, wind had a cyclic behavior, with a frequency of 1 cycle per day (cpd, Fig. 4A), shifting gradually from weak north-easterly winds, to stronger winds characterized by south-eastern directions and maximum speeds over 5 ms^{-1} .

A general calm conditions period was reported between 11 and 20 of January (winds below 10

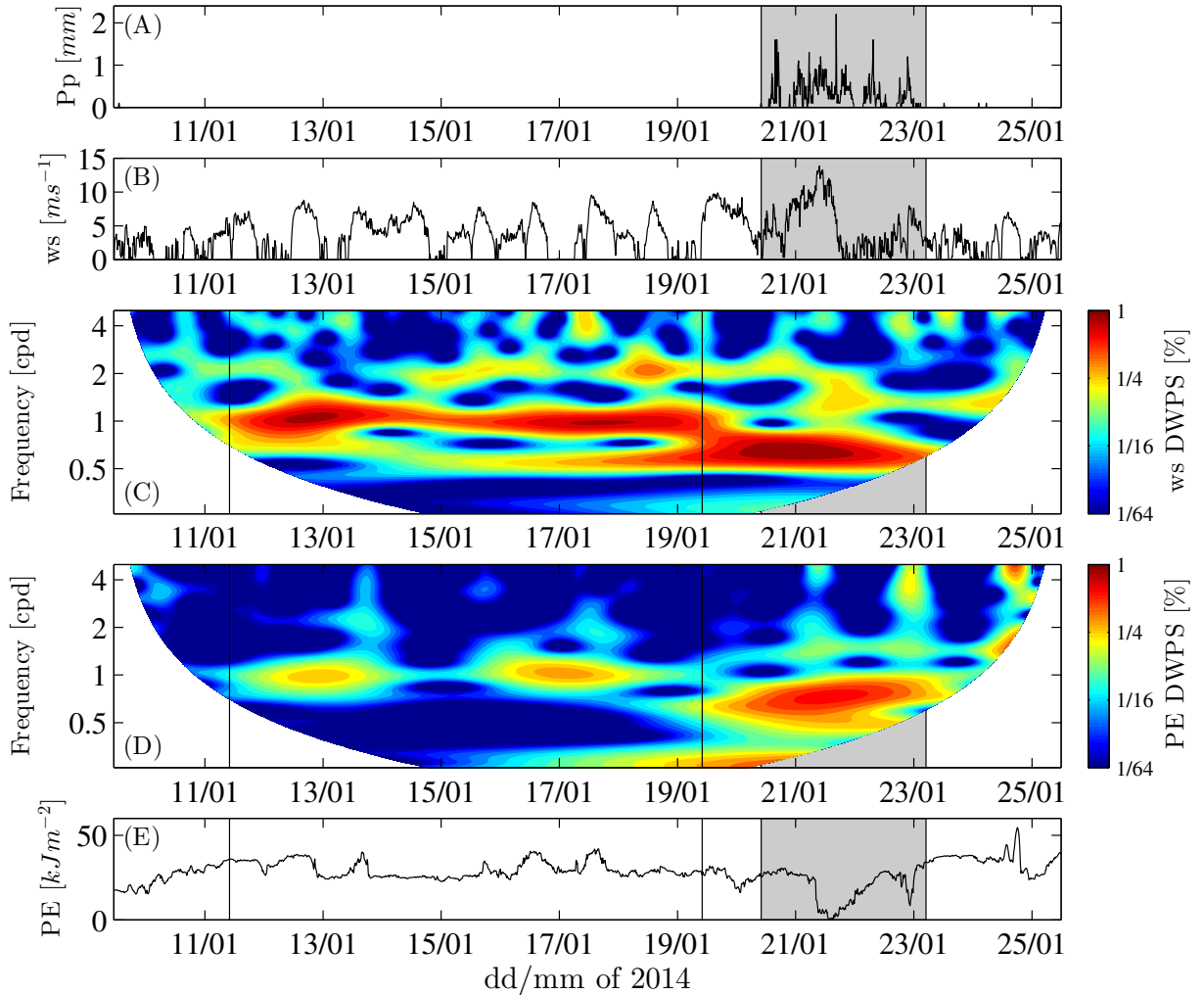


Fig. 6: Time series of : (A) precipitation (Pp), (B) wind speed (ws), (C,D) normalized density Wavelet power spectra (DWPS) of ws and potential energy (PE), with frequency expressed in cycles per day *cpd* and (E) PE. The gray area denotes the storm event.

ms^{-1} , see Fig. 4.A). During this period the density interface was permanently located at 5 m depth (Fig. 4.C). Also, the temperature interface in SC and S01 was located approximately at 10m depth (Figs. 5.D and C, respectively), whereas in S02 the temperature interface was located at 5m depth (Fig. 5.E).

The PSD of wind speed, tide and potential energy was performed and the results are shown in Fig. 4 (right panel). Regarding the wind and tide forcing, a 27.5 h dominant period was observed in the wind speed, and a 12.5 h period in the tidal forcing, thus corresponding to the semidiurnal M2 harmonic component (Fig. 4D and 4E, respectively). Fig. 4F shows the PSD of the PE, where it is observed a clear response of the PE oscillation to wind forcing cycle and a weak response to the tide. Normalized density Wavelet power spectra of wind speed and PE time series at SC is shown in Fig. 6 C and D respectively. The Wavelet analysis shows a time-correlation of the energized frequencies between wind forcing and internal oscillations. The dominant frequency during calm condition was approximately 1cpd, which agree with the estimated value of 27.5 h obtained with PSD method.

Following the Knudsen relation (MacCready and Geyer 2010), a tidally-average salt balance can be performed in order to obtain a estimation of the river discharge, during the field campaign, as a function of salt profile and ADCP velocities in the upper layer. Thus, assuming that stratification is located at 5 m depth (i.e. Fig. 3) we obtain a salt gradient $\Delta S = 14.52 \text{ g kg}^{-1}$ between th both layers. The mean depth average velocity for the first 5 m was 0.028 ms^{-1} , which is a residual velocity, though points out of the fjord. Then, using a width of 2.2 km (fjord width at SC), a river discharge of $108.8 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ is obtained, which is totally in concordance with the estimation from rainfall.

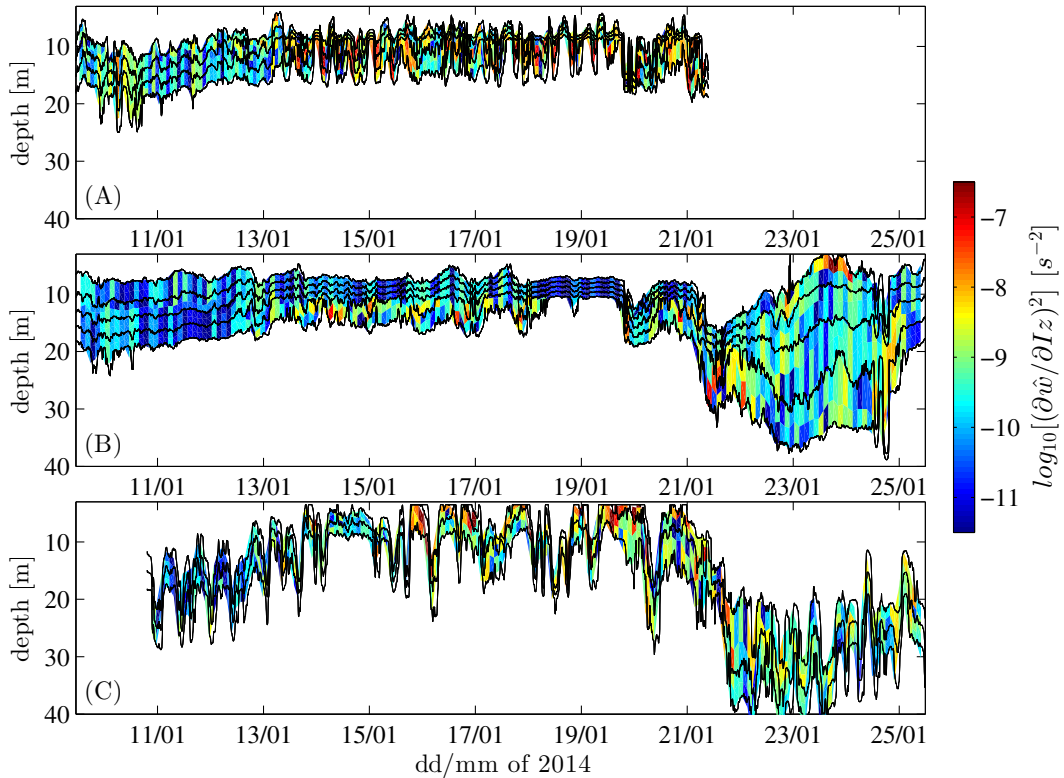


Fig. 7: Two-hour averaged rate of strain squared for (A) Sta S01, (B) SC and (C) S02.

A storm event was captured between days 20 and 23 of January (Fig. 6.A and B) This storm triggered strong wind events with a maximum of 14 ms^{-1} on day 23, and significant vertical displacements of 10m were recorded in the central mooring (SC, see Figs. 4.C and 5.D) and in S02

(Fig. 5.E). The effects of the storm were not observed in S01 because the mooring failed (Fig. 5C). The normalized DWPS during the storm shows a dominant energized frequency of 0.7 cpd for both wind speed and PE (Fig. 6C and 6D, respectively). This dominant period is half of the duration of the storm (i.e. 3 days).

Straining and dissipation — The rate of strain was computed using the temperature profile time-series (Fig. 5) and the results are shown in Fig. 7. Accordingly to Eq. 3, isotherms moving in a coordinated form involves low straining rates, and are associated to the vertical mode 1 without internal shear (Gill 1982). On the other hand, not coordinated isotherm displacement results in larger values of the rate of strain (Vidal et al. 2013). The non-coordinated isotherm displacements also accounts of a dominant vertical mode 2 with internal shear (Gill 1982). Fig. 8 shows the depth average of ε , at the vicinity of the temperature interface, in S01, SC and S02. The estimated during the calm conditions period was $10^{-9} \text{ m}^2\text{s}^{-3}$ in the central mooring (SC) and $10^{-8} \text{ m}^2\text{s}^{-3}$ in the other stations (S01 and S02), and showed a log-normal probabilistic distribution, with standard deviation of 0.79 for SC, 0.73 for S01 and 0.87 for S02. These values of are associated to $\varepsilon/(\nu N^2) = 9.2$ that accordingly to Ivey et al (2008) corresponds to a transitional regime.

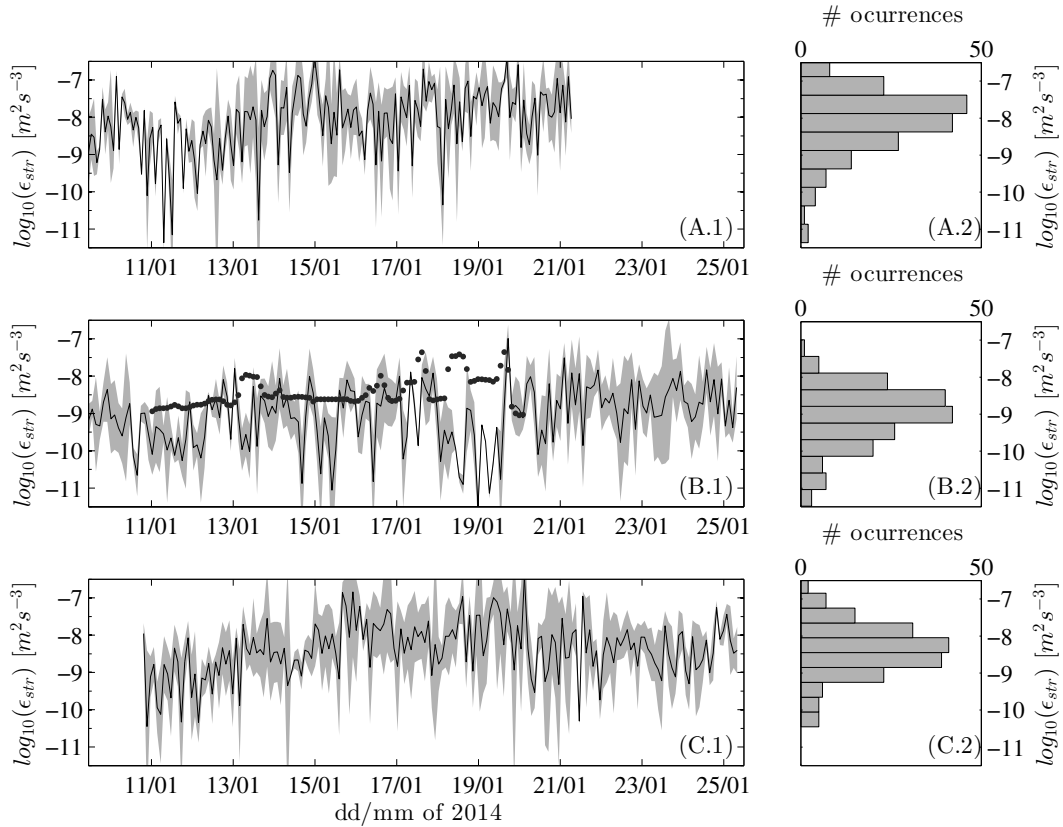


Fig. 8: A,B,C.1) estimated values of ε via rate of strain method (ε_{str} , solid line) with its respective standard deviation (gray area), in the same order as described in Fig. 7. Dots in B.1 represents the values obtained with the model at the same depth were ε_{str} was calculated. (A,B,C.2) occurrence histograms of the calculated ε_{str} .

Comparison of observations with results from modeling — Depth average of velocities along the fjord and gradient Richardson number were analyzed to evaluate the performance of the 1D $k-\varepsilon$ mo-

del (Figs. 9 and 10, respectively). Taking in account the limitations of a 1D vertical model and the lack of flow speed observations in deep waters, we subdivided the vertical profile in three sections: between 0 and 5 m depth, between 5 and 10 m depth and between 10 and 15 m depth.

First of all, the value of the scaling parameter, α_{grad} , was obtained by looking at skill estimator

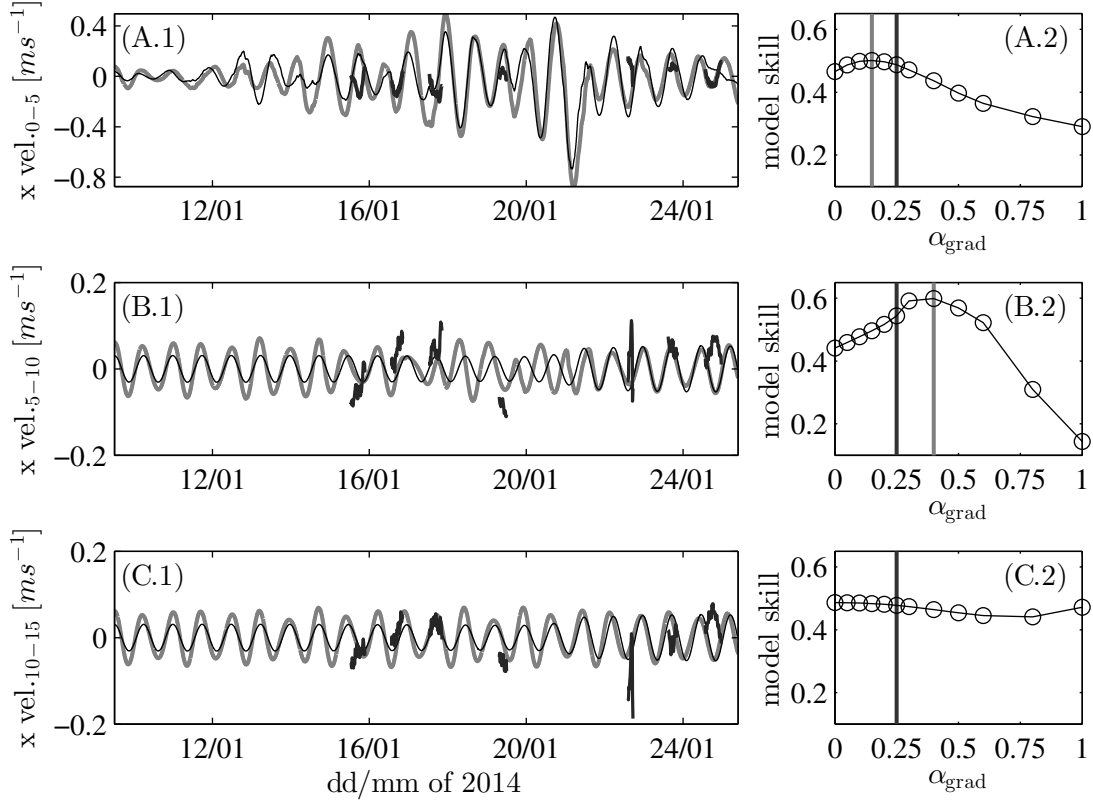


Fig. 9: Comparison of model and measured velocity results. Left panels; depth average north-south velocity between 0-5 m (A.1), 5-10 m (B.1) and 10-15 m (C.1) for model results, with $\alpha_{grad} = 0,25$ (gray line), model without pressure gradients ($\alpha_{grad} = 0$, black line) and ADCP measurement (thick dark line). Right panels show the response of the model skill parameter against a change in the forcing scaling α_{grad} . Vertical lines indicate the maximum model skill (light gray) and the value finally used in the model $\alpha_{grad} = 0,25$ (dark gray).

as a function of α_{grad} (right column of Fig. 9). Using flow speed as the variable to investigate, and the subdivision of the water column in to three section. It is observed that the skill estimator takes values between 0.4 and 0.6, and the best results in the first two sections are achieved for a α_{grad} equal to 0.15 and 0.45, respectively (Fig. 9 A.2 and B.2). Minor improvements in the performance of the model are observed in the deeper section (Fig. 9 C.2). Given this, we have chosen $\alpha_{grad} = 0,25$, because represents an improvement of a 10 % in the estimations at the first two layers.

Left-hand side of Fig. 9 shows the comparison between measured and observed along-fjord velocities. It is shown that in the upper first 5 m (Fig. 9.A), the model shows a correct agreement with observations in terms of magnitude; though half of the ADCP time-series showed a phase mismatch between simulation and measurements. The modeled velocities between 5 and 15 m depth showed in general lower magnitude than the surface layer and opposite direction. The inclusion of horizontal pressure gradients produces larger flow velocities in all the sections, and accordingly to the skill estimator shown, improves the performance of the model.

Regarding the vertical mixing, Fig. 10 shows time series of depth averaged Ri_g^{-1} for the three studied sections. The surface layer shows a good agreement between observed and simulated Ri_g^{-1} . The average measured Ri_g^{-1} was 0.01 (gray dots, Fig 10 A), while the average simulated Ri_g^{-1} was 0.08. As a consequence, the model was able to reproduce the fact that mixing was suppressed by buoyancy in the upper layer (i.e. $Ri_g^{-1} < 4$). In the second section (Fig. 10 B), was over estimated by the model in approximately one order of magnitude. However, both observed and simulated Ri_g^{-1} were larger than the threshold value of 4. Finally, in the deeper section, no mixing was simulated and Ri_g^{-1} was two orders of magnitude larger than the observations. Nevertheless, in the first 10 m, the use of the tide and wind-generated pressure gradients improved the estimations in one order of magnitude compared to the case of $\alpha_{grad} = 0$.

The modeled results of ε , in the same position where ε_{str} was calculated, is shown in Fig. 8.B.1. Both modeled and estimated results are in agreement with a mean value of $10^{-9} \text{ m}^2\text{s}^{-3}$.

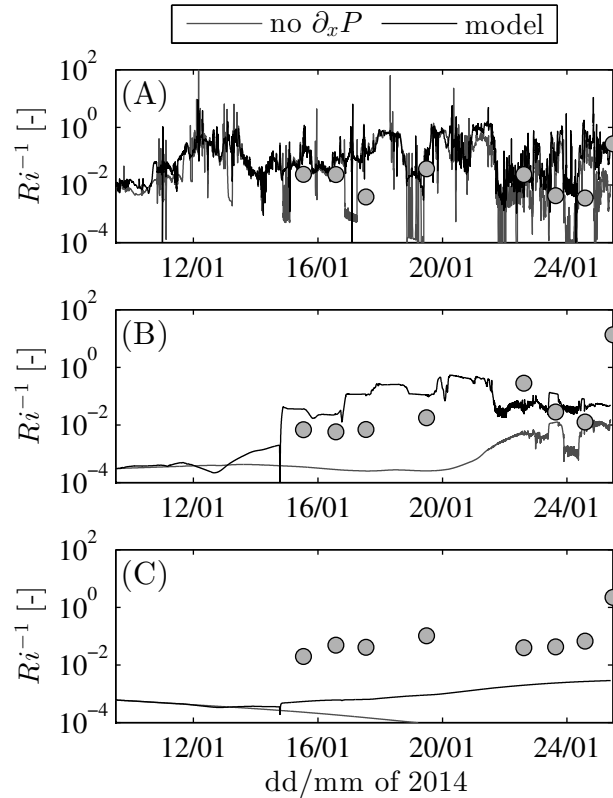


Fig. 10: Depth average inverse gradient Richardson number (Ri_g^{-1}) between 0-5 m (A), 5-10 m (B) and 10-15 m (C) for model results with $\alpha_{grad} = 0,25$ (black line), model without pressure gradients ($\alpha_{grad} = 0$, gray line) and direct calculations using CTD casts and ADCP measurements (gray circles).

Vertical distribution of phytoplankton — Further validation of the model was made by analyzing the eco-hydrometeorological data recorded during the field campaign (Fig. 11). These measurements show the presence of phytoplankton thin-layer (Durham and Stocker, 2012) that were located near the transition of the surface mixed layer. The error bars in Fig. 11.B and 11.C represent the mass center of the chlorophyll-a fluorescence profile and the corresponding spatial standard deviation, computed as the first and second statistical moment, respectively. Examples of thin layers measured during the calm condition period are shown in Fig. 12 A and B, and are compared with the hydrodynamic parameters Ri_g and ε simulated by the model.

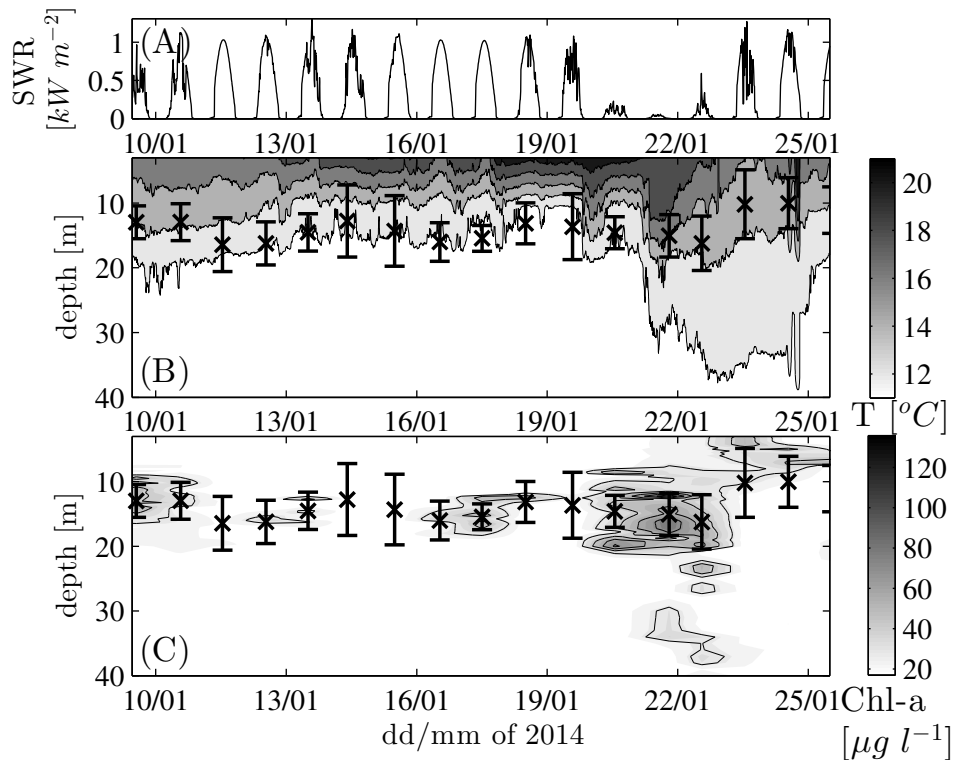


Fig. 11: Eco-hidrometeorological results. Time series of short wave radiation (SWR, A), temperature profile at Sta SC (B) and chlorophyll-a fluorescence profile measured at SC (C). Crosses and errorbars in (C) and (D) denotes the first (x) and second (bar) statistical moments of the vertical chlorophyll-a fluorescence concentrations.

Presence/absence of thin layers has been previously related to the turbulent diffusion. Particularly, the formation of thin phytoplankton layers were observed in low turbulence flow ($\varepsilon < 1 \cdot 10^{-8} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$, Serra et al. 2007; Shroyer et al. 2014). This general feature was captured by the model. Particularly, our results showed that the maximum algae concentration is located at the depth at which the simulated ε was minimal; and the second statistical moment (σ) of the chlorophyll-a fluorescence profile showed to be correlated with the turbulent diffusion coefficient (K_z). Following Steinbuck et al. (2009), this result suggests a steady balance of vertical migration velocity of phytoplankton that tends to concentrate it in thin layers, and turbulent diffusion that acts in the opposite direction (See Appendix). This steady balance provides that the length-scale of the thin-layer can be written as

$$\sigma = \frac{K_z}{w_s} \quad (20)$$

where w_s is the migration velocity scale of phytoplankton. Accordingly to Fig. 12C, $w_s = 1.7 \cdot 10^{-4} \text{ mm s}^{-4}$ which is in totally agreement with the results obtained by Steinbuck et al. 2009 that found that plankton settling velocity varies between $8 \cdot 10^{-4}$ and $1 \cdot 10^{-4} \text{ mm s}^{-4}$.

Discussion

An hydrodynamic monitoring of the Comau fjord is presented in this paper. The field experiments conducted showed a high variability in the stratification due to the different forcing acting over the water body (Figs 4C, 5D and 5E). Nevertheless, it was possible to filter the effect of forcing,

using spectral analysis. This filtering, showed correlation between stratification variation (through PE analysis) and wind forcing (See Figs. 4 and 6), allowing the definition of a calm condition period where the response of stratification to wind is evident, suggesting that the action of the other forcings (tide and river runoff) was less important. This behavior is in agreement with the study of Svendsen and Thompson (1978), in Jøsen fjord-Norway (a fjord with negligible tidal effects), who found that far from the head and despite a big runoff in the study site, the circulation was wind-driven, because of a low fluctuation of the river discharge. This suggests that only during the storm the river discharge dominated the circulation.

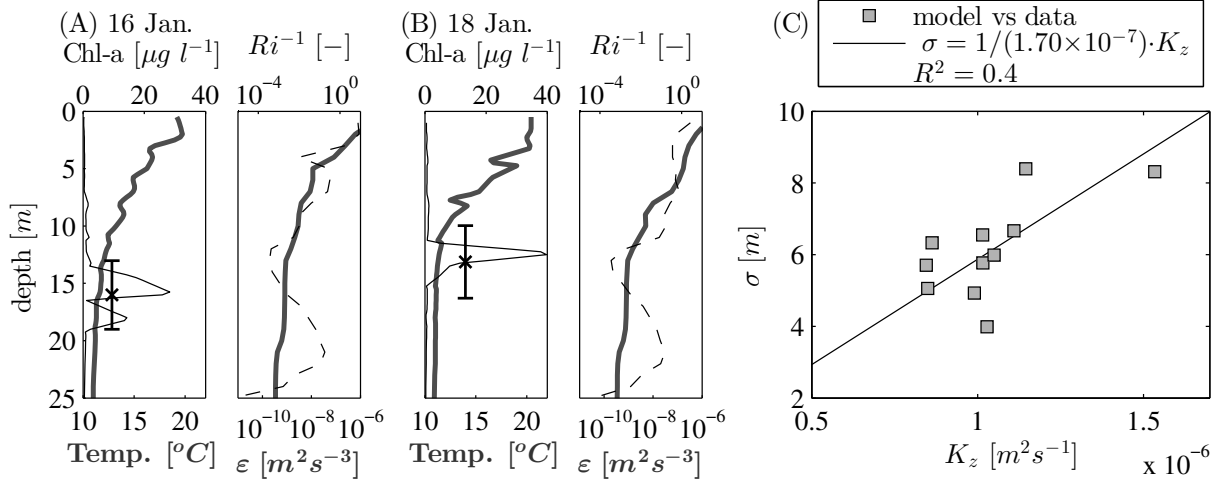


Fig. 12: Comparison of chlorophyll-a vertical profiles (CTD casts) with hydrodynamic parameters for the period of calm conditions. Panels (A) and (B) show: the date of the cast, a left sub-panel with the chlorophyll-a fluorescence vertical concentration (black line) and temperature profile (gray line) and a right sub-panel with the inverse gradient Richardson number profile (black dashed line) and the (gray line), ε both model results. Panel C (gray squares) shows the modeled vertical diffusivity K_z versus the square root of the second statistical moment (σ) of the chlorophyll-a profiles with $\sigma < 10$. The black line is a linear regression fixed in the origin. The slope of the regression is the inverse of the chlorophyll-a settling velocity.

In other hand, a general description of vertical mixing was carried out with a 1D vertical k - ε model. This model incorporates the effect of wind-generated pressure gradients in the momentum equations. This effect was calculated from an inviscid-two layer stratified system, where the solutions were obtained using modal theory (Csanady 1982) and incorporated to the k - ε model using a scaling parameter α_{grad} to harmonize the gradients effect in a scheme that allows mixing. The scaling parameter was calibrated to improve the model, by using the model skill method, and was set to 0.25, which means that the 25% off the momentum given by primary motions is effectively transferred to the water column to generate mixing. Furthermore, the improvement of the skill estimator from a base value of 0.4 to an average value of 0.5 in the case, can be interpreted as an improvement of a 10% in the results. Given this, the model estimations showed concordance in terms of order of magnitude with depth-average velocities and Ri_g^{-1} , and also an improvement on these estimations in comparison with the base model without gradients (See Figs. 9 and 10).

Moreover, during the calm conditions period, defined herein, data analysis and 1D vertical modeling showed agreement in terms of the rate of turbulent energy dissipation (Fig. 8 B.1) with an average value of $\varepsilon \sim 10^{-9} \text{ m}^2\text{s}^{-3}$. This value does not match with results obtained in the upper zone of others fjords, through microstructure casts, which has shown to be $\sim 10^{-8} - 10^{-7} \text{ m}^2\text{s}^{-3}$

(Arneborg et al. 2004; Fer et al. 2004). The difference of fewer 1 to 2 orders of magnitude, obtained via data analysis and modeling, suggests that the energy injected to the system by external forcings is dissipated in the surface region due to buoyancy, as a consequence of the strong stratification ($\Delta\rho = 15 \text{ kg m}^{-3}$), which acts as a buffer of the energy transfer, therefore controlling the vertical mixing. Anyway, the estimates match to results obtained in the upper stratified layer in middle size lakes energized by the wind (Wüest et al. 2000). In this context, assuming a wind average magnitude, for the whole period, of 4.025 ms^{-1} the total energy flux dissipation ($0.67\%P$, with P the flux from the atmosphere i.e. wind forcing) below the fjord surface mixed layer is 0.47 mW m^{-2} , whereas assuming an interior TKE dissipation rate of $\varepsilon 10^{-9} \text{ m}^2\text{s}^{-3}$, such as calculated herein with both model and straining method, yields an energy flux dissipation of 0.35 mW m^{-2} . Thus, TKE dissipation in the fjord is in agreement with TKE balance in wind forced stratified bodies. Also, taking this agreement in account and following Wüest et al. (2000) the residence time of wind energy incorporated to the water body is $\tau_{fjord} \sim 9.1 \text{ d}$, which is in concordance with the calm period time defined herein. These facts and the field data analysis discussed above, make possible to conclude that wind was the main forcing during the calm conditions period.

Although momentum input, given by the river, was not considered in the analysis, modeled velocities matched the measured data in general terms. Nevertheless, notorious disagreement with the phase in some periods can be easily noted (see Fig. 9), which suggest that an interaction between tides and river runoff may be missing in the model.

The results of the CTD casts leads to classify the phytoplankton behavior into two stages. Thin layer formation during the calm condition period and high concentration patches during and after the storm event. Regarding location, the daily chlorophyll-a profiles showed, in general, that algae is located under the thermocline (see Fig. 11.B). Also, the thin layer events recorded shows that the maximum is located exactly below the temperature interface, as well as shown by Sharples et al. (2001) for the shelf ocean (see Fig. 12 A, B).

Further ecological validation was performed following a steady state balance of vertical velocity and turbulent diffusion. This analysis lead to a correlation between second statistical moment (σ) of fluorescence distribution and modeled turbulent diffusion, which yields to a settling velocity of $1.7 \cdot 10^{-4} \text{ mm s}^{-1}$ which is in totally agreement with results obtained by Steinbuck et al. 2009 ($8 \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-4} \text{ mm s}^{-1}$).

During the storm of the 21 to 23 of January a substantial increasing of the chlorophyll-a concentrations was registered. This can be attributed to increased vertical mixing rate due to the storm which generated ideal conditions for algal growth. But on the other hand, extremely low values of radiation were collected (see Fig. 11.A), which suggests that in-situ growing of microalgae was not possible because available light for the photosynthetic processes was insufficient. Therefore, we attribute the bloom to algal patches that were advected from the ocean to the fjord.

Further research is necessary to understand the role of pressure gradients in the mixing generation. Also, the behavior of the system during the storm remains misunderstood. For address this item, further 3D modeling including the hydrodynamic effect of the river runoff in response to the high rainfall recorded is necessary.

Nevertheless, the general result of mixing estimations and its validation against field data and algae settling velocities tested other research results obtained through more complex studies and analysis by using simple measurements and model approach. the improvement of 10% in the estimation suggest that wind-induced baroclinic circulation modulates vertical mixing in the Comau fjord.

Appendix

In order to investigate the role of vertical mixing over the thin layer distribution, a steady balance

of vertical velocity and turbulent diffusion (Steinbuck et al. 2009) may be performed through:

$$\frac{\partial}{\partial z} (w_s C) = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial C}{\partial z} \right) \quad (\text{A.1})$$

where C is the vertical concentration distribution, w_s is the settling velocity of phytoplankton within the thin layer and k_z is the turbulent vertical diffusion coefficient. Under the assumption that $C(z)$ is a continuous function, the Eq. A.1 has an analytical solution of the type

$$w_s = K_z \frac{\partial}{\partial z} \left(\ln \left(\frac{C}{C_o} \right) \right) \quad (\text{A.2})$$

which can be rewritten as:

$$w_s = K_z C(z)^{-1} \frac{\partial}{\partial z} C(z) \quad (\text{A.3})$$

furthermore, assuming that the profile concentration follows a gaussian function (imitating a thin layer) with parameters C_{max} , μ and σ , yields:

$$C(z)^{-1} \frac{\partial}{\partial z} C(z) = (\mu - z) \sigma^{-2} \sim O(\sigma^{-1}) \quad (\text{A.4})$$

where μ is the mass center (first statistical moment) and σ is the spatial deviation (square root of the second statistical moment), such as exposed in Fig. 10 C and D. Replacing Eq. A.4 in Eq. A.3 an regrouping, lead to the following convenient expression:

$$\sigma = K_z / w_s \quad (\text{A.5})$$

which give account of a length-scale of the thin-layers in comparison of turbulent diffusion and vertical settling velocity.

Acknowledgments

The Chilean mates are deeply indebted with Manuel Contreras L. and Centro de Ecología Aplicada Ltda. for funding instruments and fieldworks. The contributions of Geovanni Arredondo, who built the structures of the central buoy, Marco Contreras L. who transported the equipment to Patagonia and the captain Luis Hernandez and his team for their help and support in many aspects during the fieldworks are very grateful. OS would also like to thank the scholarship for Master Program CONICYT-PFCHA/Magíster Nacional/2013 folio 221320629 and the research internship abroad scholarship granted by Universidad de Chile. The first author also would like to acknowledge to the Physics of Aquatic Systems Laboratory (APHYS) at EPFL, Switzerland for hosting him during research internship. Helpful comments from Hugo Ulloa improved this work.

References

- AIKEN, C. M. 2008. Barotropic tides of the Chilean Inland Sea and their sensitivity to basin geometry. *J. Geophys. Res.* C113(C8).
- ALFORD, M. H., AND R. PINKEL. 2000: Observations of Overturning in the Thermocline: The Context of Ocean Mixing. *J. Phys. Oceanogr.* 30. 805–832.
- ANTENUCCI, J. P., J. IMBERGER, AND A. SAGGIO. 2000. Seasonal evolution of the basin scale internal wave field in a large stratified lake. *Limnol. Oceanogr.* 45: 1621-1638.
- ANTENUCCI, J. P., AND J. IMBERGER, J. 2001. Energetics of long internal gravity waves in large lakes. *Limnol. Oceanogr.* 46(7), 1760-1773.
- ARNEBORG, L., AND B. LILJEBLADH. 2001. The internal seiches in Gullmar Fjord. Part I: dynamics. *J. Phys. Oceanogr.* 31(9). 2549-2566.

- ARNEBORG, L., C. JANZEN, B. LILJEBLADH, T. P. RIPPETH, J. H. SIMPSON, AND A. STIGEBRANDT. 2004. Spatial variability of diapycnal mixing and turbulent dissipation rates in a stagnant fjord basin. *J. Phys. Oceanogr.* 34(7): 1679-1691.
- BENDAT, J. S., AND A. G. PIERSOL. 1986. *Random data: Analysis and measurement procedures*. Wiley.
- BURCHARD, H., AND O. PETERSEN. 1999. Models of turbulence in the marine environment—a comparative study of two-equation turbulence models. *J. Marine Syst.* 21: 29-53.
- CSANADY, G. T. 1982: On the Structure of Transient Upwelling Events. *J. Phys. Oceanogr.*,12: 84–96.
- CSANADY, G. T. 2001. *Air-sea interaction: laws and mechanisms*. Cambridge University Press.
- DEKSHENIEKS, M. M., P. L. DONAGHAY, J. M. SULLIVAN, J. E. B. RINES, T. R. OSBORN, AND M. S. TWARDOWSKI. 2001. Temporal and spatial occurrence of thin phytoplankton layers in relation to physical processes. *Mar. Ecol. Progr. Ser.* 223: 61-71.
- DURHAM, W. M., AND R. STOCKER. 2012. Thin phytoplankton layers: Characteristics, mechanisms, and consequences. *Annu. Rev. Mar. Sci.* 4: 211–2131.
- FARMER, D. M., AND H.E. HUPPERT. 1979. The oceanography of fjords. *Nature*, 280: 273-274.
- FER, I., R. SKOGSETH, AND P. M. HAUGAN. 2004. Mixing of the Storfjorden overflow (Svalbard Archipelago) inferred from density overturns. *J. Geophys. Res.*, 109, C01005.
- FISCHER, H. B., E. J. LIST, R. C. Y. KOH, J. IMBERGER, AND N. H. BROOKS. 1979. *Mixing in inland and coastal waters*. Academic.
- FOFONOFF, N. P., AND MILLARD R. C. 1983. Algorithms for computation of fundamental properties of seawater. UNESCO Technical Papers in Marine Science. 44.
- GILL, A. E. 1982. *Atmosphere-ocean dynamics*. Academic Press.
- GOUDSMIT, G.-H., H. BURCHARD, F. PEETERS, AND A. WÜEST. 2002. Application of $k-\epsilon$ turbulence models to enclosed basins: The role of internal seiches. *J. Geophys. Res.*, 107: 3230.
- INALL, M. E., AND P. A. GILLIBRAND. 2010. The physics of mid-latitude fjords: a review. *Geo. Soc. Spec. Publ.* 344(1). 17-33.
- IRIARTE, J. L., H. E. GONZÁLEZ, K.K. LIU, C. RIVAS, AND C. VALENZUELA. 2007. Spatial and temporal variability of chlorophyll and primary productivity in surface waters of southern Chile (41.5-43.1°S). *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 74: 471–480.
- IRIARTE, J. L., AND H. E. GONZÁLEZ. 2008. Phytoplankton bloom ecology of the Inner Sea of Chiloé, Southern Chile. *Nova Hedwigia Neiheft.* 133: 67-79.
- IRIARTE, J.L., S. PANTOJA, H.E. GONZÁLEZ, G. SILVA, H. PAVES, P. LABBÉ, L. REBOLLEDO, M. VAN ARDELAN, AND V. HÄUSSERMANN. 2013. Assessing the micro-phytoplankton response to nitrate in Comau Fjord (42°S) in Patagonia (Chile), using a microcosms approach. *Environ. Monit. Assess.* 185: 5055-5070.
- IVEY, G. N., K. B. WINTERS, AND J. R. KOSEFF. 2008. Density stratification, turbulence, but how much mixing? *Ann. Rev. Fluid. Mech.* 40: 169–184.
- MACCREADY, P. 1999. Estuarine adjustment to changes in river flow and tidal mixing. *J. Phys. Oceanogr.* 29: 708-729.
- MACCREADY, P. AND W. R. GEYER. 2010. Advances in estuarine physics. *Annu. Rev. Mar. Sci.* 2: 35–58.
- MONISMITH, S. G. 1985. Wind-forced motions in stratified lakes and their effect on mixed-layer shear. *Limnol Oceanogr.* 30: 771-783.
- MUÑOZ, P., J. SELLANES, K. VILLALOBOS, G. ZAPATA-HERNÁNDEZ, C. MAYR, AND K. ARAYA. 2014. Geochemistry of reduced fluids from shallow cold vents hosting chemosynthetic communities (Comau Fjord, Chilean Patagonia, ~42°S). *Prog. Oceanogr.* 129: 159-169.

- PALMA, S., AND N. SILVA. 2004. Distribution of siphonophores, chaetognaths, euphausiids and oceanographic conditions in the fjords and channels of southern Chile. *Deep Sea Res. Pt. II.* 51: 513-535.
- PLATZMAN, G. W. 1972. Two-Dimensional Free Oscillations in Natural Basins. *J. Phys. Oceanogr.* 2: 117-138.
- RODI, W. 1979. Turbulent models and their application in hydraulics –a state of arte review. IAHR Publications, Delft, The Netherlands.
- ROZAS, C., A. DE LA FUENTE, H. ULLOA, P. DAVIES, AND Y. NIÑO. 2014. Quantifying the effect of wind on internal wave resonance in Lake Villarrica, Chile. *Environ. Fluid Mech.* 14(4). 849-871.
- SÁNCHEZ, N., H. E. GONZÁLEZ, AND J. L. IRIARTE. 2011. Trophic interactions of pelagic crustaceans in Comau Fjord (Chile): their role in the food web structure. *J. Plankton Res.* 33(8): 1212-1229.
- SCULLY, M. E., C. T. FRIEDRICHS, AND J. M. BRUBAKER. 2005. Control of estuarine stratification and mixing by wind-induced straining of the estuarine density field. *Estuaries*.28: 321-326.
- SEGUEL, N., M. A. TOCORNAL, AND A. SFEIR. 2005. Floraciones algales nocivas en los canales y fiordos del sur de Chile. *Ciencia y Tecnología del Mar.* 28: 5-14. (In Spanish).
- SERRA, T., J. VIDAL, X. CASAMITJANA, M. SOLER, AND J. COLOMER. 2007. The role of surface vertical mixing in phytoplankton distribution in a stratified reservoir. *Limnol. Oceanogr.* 52: 620-634.
- SERVICIO HIDROGRÁFICO Y OCEANOGRÁFICO DE LA ARMADA DE CHILE. 1999. Map 7340. Canales Llancahue, Hornopiren, Cholgo y Estero Comau, Scale 1:50000. Valparaíso.
- SERVICIO HIDROGRÁFICO Y OCEANOGRÁFICO DE LA ARMADA DE CHILE. 1999. Map 7350. Estero Comau, Scale 1:50000. Valparaíso.
- SHARPLES, J., C. M. MOORE, T. P. RIPPETH, P. M. HOLLIGAN, D. J. HYDES, N. R. FISHER, AND J. H. SIMPSON. 2001. Phytoplankton distribution and survival in the thermocline. *Limnol. Oceanogr.* 46: 486-496.
- SHIMIZU, K., J. IMBERGER, AND M. KUMAGAI. 2007. Horizontal structure and excitation of primary motions in a strongly stratified lake. *Limnol. Oceanogr.* 52: 2641-2655.
- SHIMIZU, K., AND J. IMBERGER. 2008. Energetics and damping of basin-scale internal waves in a strongly stratified lake. *Limnol. Oceanogr.* 53: 1574-1588.
- SIEVERS, H. 2008. Temperature and Salinity in the Austral Chilean Channels and Fjords. In: Silva, N., and S. Palma [eds.], *Progress in the Oceanographic Knowledge of Chilean Interior Waters, from Puerto Montt to Cape Horn*. Comité Oceanográfico Nacional – Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Valparaíso, pp. 31-36. Book online at www.cona.cl/revista/english/intro_ing.html
- SOTO, M.V. 2009. Geography of the Chilean fjord region, p. 43-52. In V. Häussermann and G. Försterra [eds.], *Marine Benthic Fauna of Chilean Patagonia*. Nature in Focus, Santiago.
- STEINBUCK, J., M. STACEY, M. MCMANUS, O. CHERITON, AND J. RYAN. 2009. Observations of turbulent mixing in a phytoplankton thin layer: Implications for formation, maintenance, and breakdown. *Limnol. Oceanogr.* 54: 1353-1368.
- STIGEBRANDT, A., AND J. AURE. 1989. Vertical mixing in basin waters of fjords. *J. Phys. Oceanogr.* 19: 917-926.
- STIGEBRANDT, A. 2012. Hydrodynamics and circulation of fjords, In L. Bengtsson, R. W. Herschy, and R. W. Fairbridge [eds.], *Encyclopedia of Lakes and Reservoirs*, pp. 327-344, Springer Science, Dordrecht, Netherlands.
- SVENDSEN, H., AND R. O. R. Y. THOMPSON. 1978. Wind-Driven Circulation in a Fjord. *J. Phys. Oceanogr.*, 8: 703-712.

- TORRENCE, C., AND G. P. COMPO. 1998. A Practical Guide to Wavelet Analysis. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 79: 61–78.
- TURNER, J. S. 1973. *Buoyancy effects in fluids*. Cambridge Univ.
- VALLE-LEVINSON, A. 2008. Density-driven exchange flow in terms of the Kelvin and Ekman numbers. *J. Geophys. Res.* 113:C04001.
- VALLE-LEVINSON, A. 2010. *Contemporary issues in estuarine physics*. Cambridge University Press.
- VIDAL, J., S. MACINTYRE, E. E. MCPHEE-SHAW, W. J. SHAW, AND S. G. MONISMITH. 2013. Temporal and spatial variability in the internal wave field of a lake with complex morphometry. *Limnol. Oceanogr.* 58: 1557–1580.
- VLASENKO, V., N. STASHCHUK, AND K. HUTTER. 2002. Water exchange in fjords induced by tidally generated internal lee waves. *Dyn. Atmos. Oceans.* 35: 63–89.
- WILLMONTT, C. J. 1981. On the validation of models. *Phys. Geogr.* 2: 184-194.
- WINANT, C. D. 2007. Three-dimensional tidal flow in an elongated, rotating basin. *J. Phys. Oceanogr.* 37: 2345–2362.
- WÜEST, A., G. PIEPKE, AND D. C. VAN SENDEN. 2000. Turbulent kinetic energy balance as a tool for estimating vertical diffusivity in wind-forced stratified waters. *Limnol. Oceanogr.* 45: 1388-1400.

Anexo D

SERIES DE TIEMPO DE VELOCIDADES MEDIDAS CON ADCP
ACOMPAÑADAS POR LAS SERIES DE VIENTO, MAREAS, Y
PERFILES DE DENSIDAD

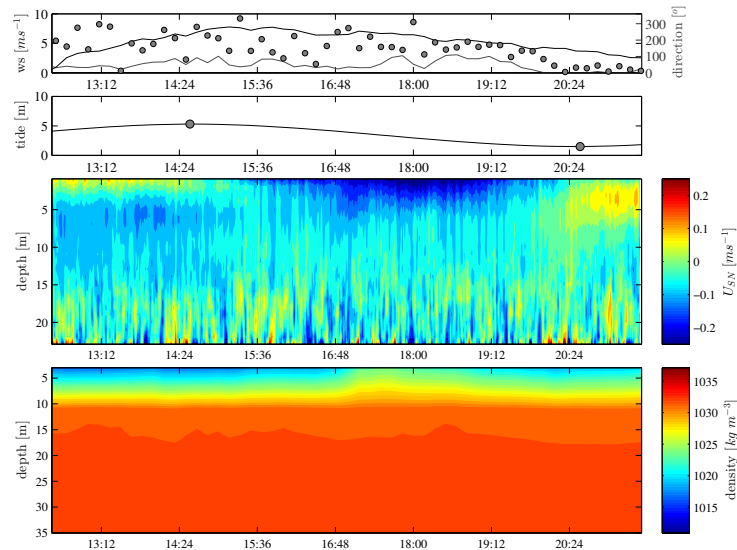
Descripción

Se presentan en las siguientes sub-secciones, los datos recopilados de velocidades a lo largo del fiordo (norte positivo) con el adcp MiniADP+RiverCat de Sontek, en la posición SC. Los datos se muestran para cada día donde se realizaron mediciones de velocidad acompañadas de las series de tiempo de viento, mareas, y perfiles de densidad. La información en cada figura se despliega de la siguiente forma (desde arriba hacia abajo):

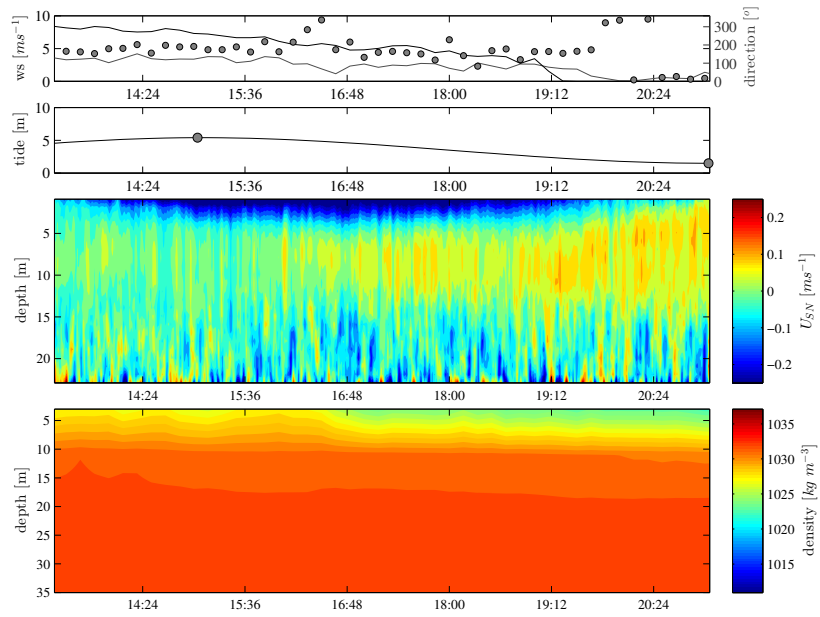
- panel 1: Series de tiempo de viento medidos en SC (línea negra) y SM (línea gris) y dirección de viento medido en SM (puntos grises).
- panel 2: Serie de tiempo de predicciones de marea (puntos grises) interpoladas. predicciones correspondientes a Puerto Montt.
- panel 3: Serie de tiempo de velocidad a lo largo del fiordo, tomados en SC. Norte positivo. Los datos se toman en volúmenes de control de 1 metro desde la superficie hasta los 24 m de profundidad.
- panel 4: Series de tiempo de perfil de densidad tomados en SC, calculados como se explica en el capítulo de Metodología.

Los datos de los días 25 (parcialmente), 26, 27 y 28 de Enero, se presentan sin las series de perfil de densidad porque las conexiones análogas de la boya central (SC) fallaron a contar desde el 25 de Enero. La falla se debió posiblemente a un problema de humedad dentro de la caja o de algún golpe que “cuetió” las resistencias instaladas adicionalmente al datalogger para el correcto funcionar de algunos sensores.

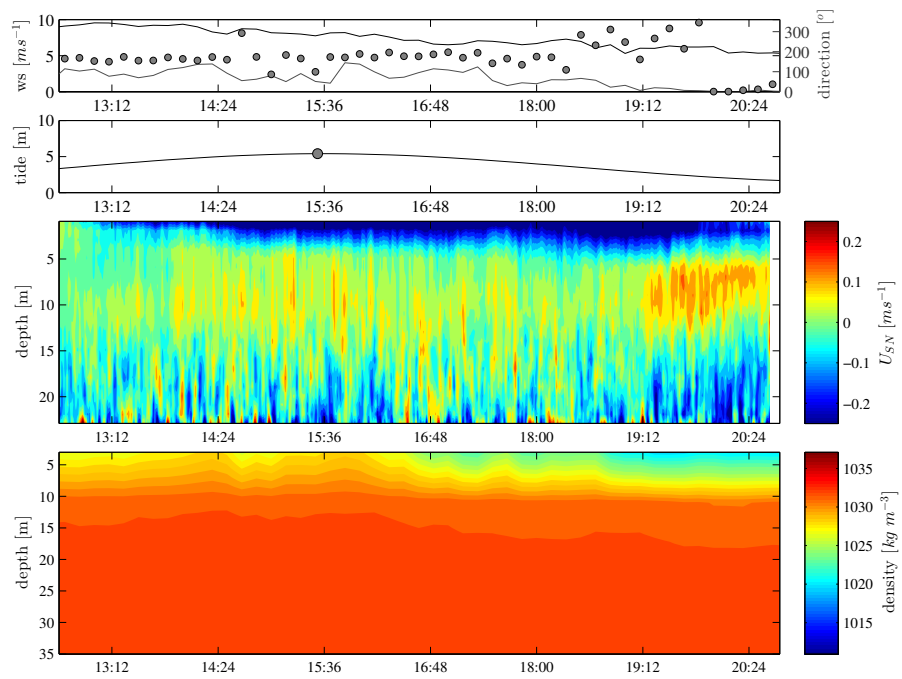
15 de Enero de 2014



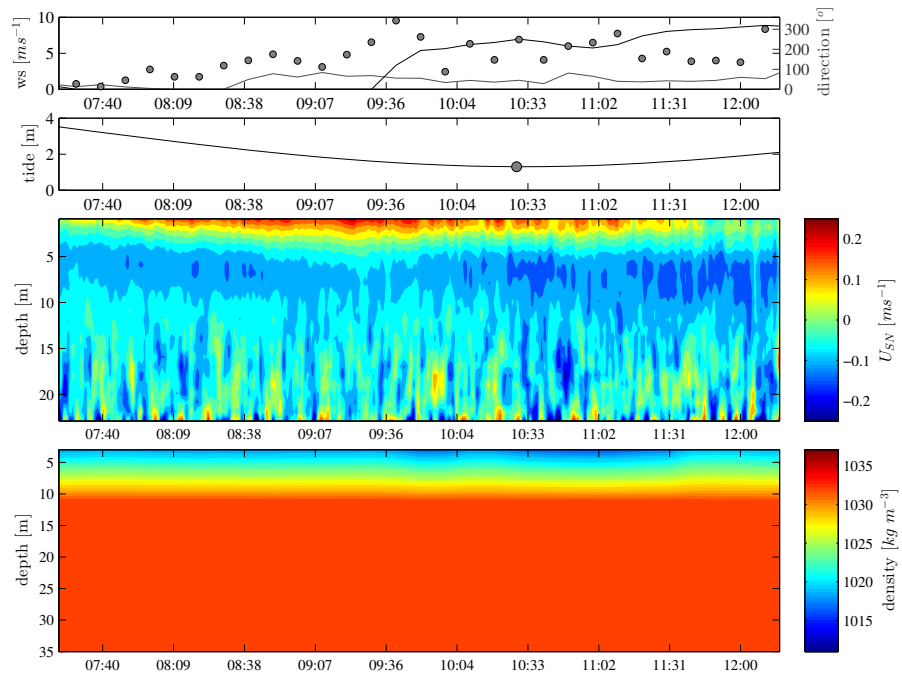
16 de Enero de 2014



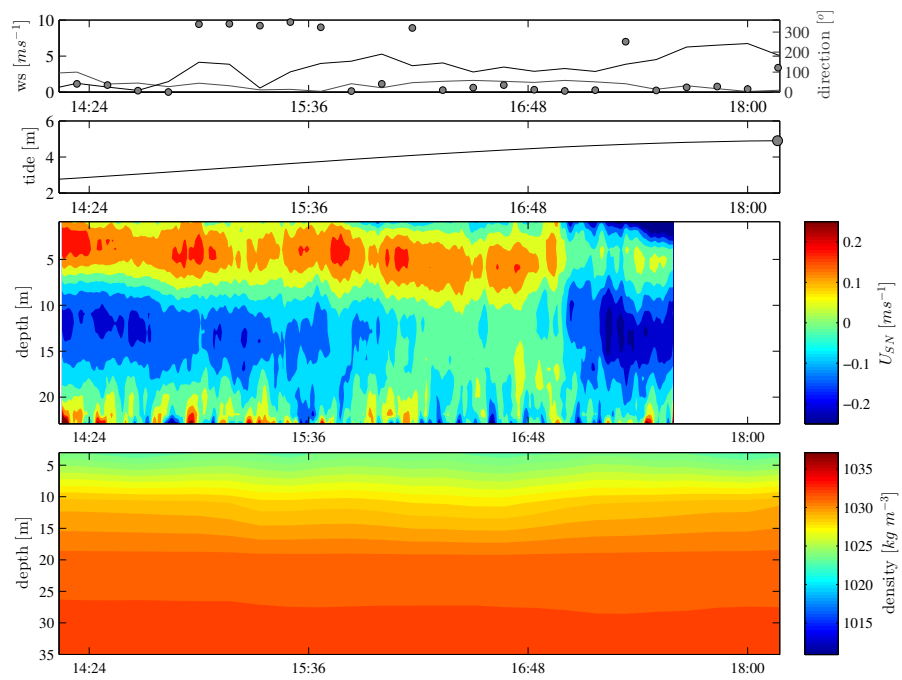
17 de Enero de 2014



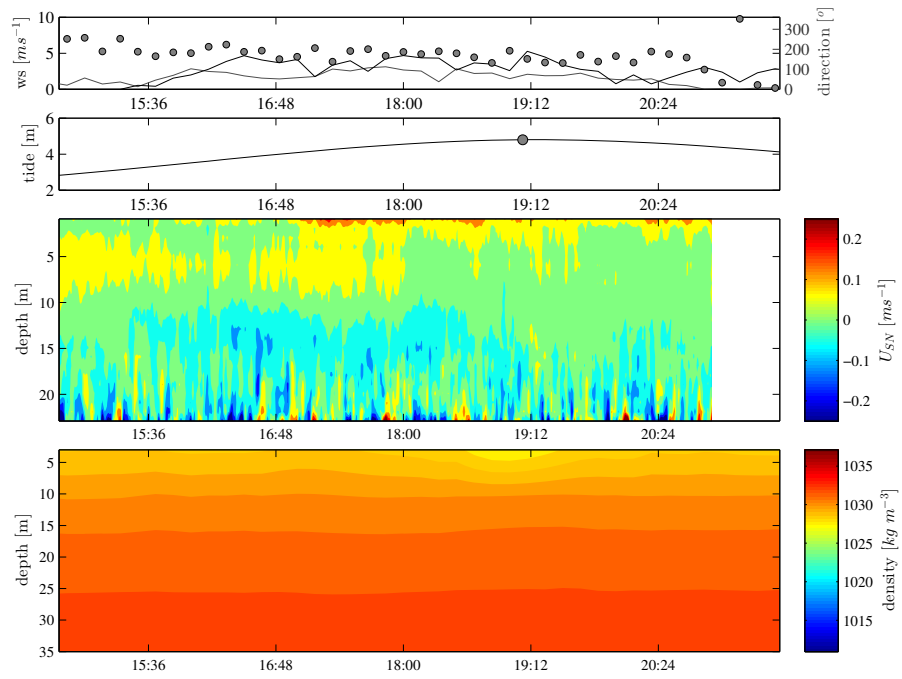
19 de Enero de 2014



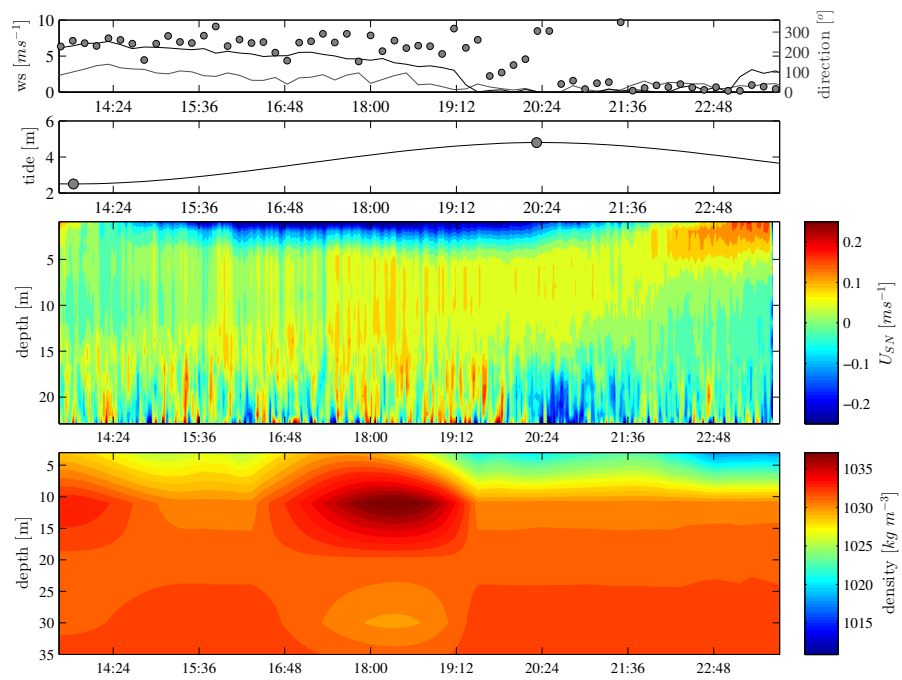
22 de Enero de 2014



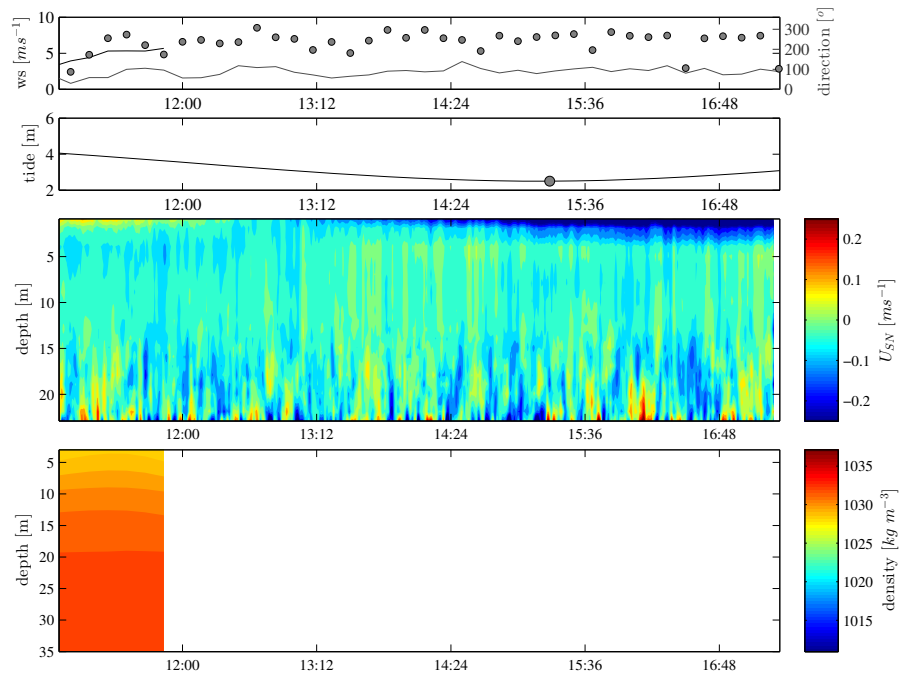
23 de Enero de 2014



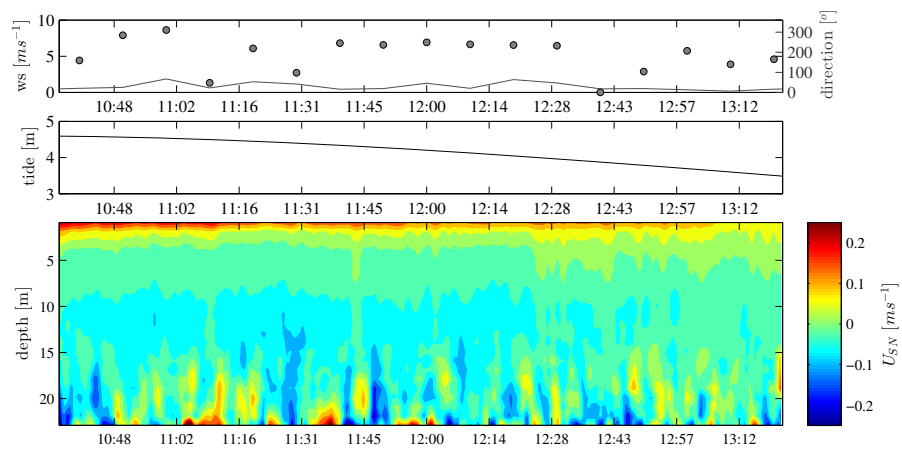
24 de Enero de 2014



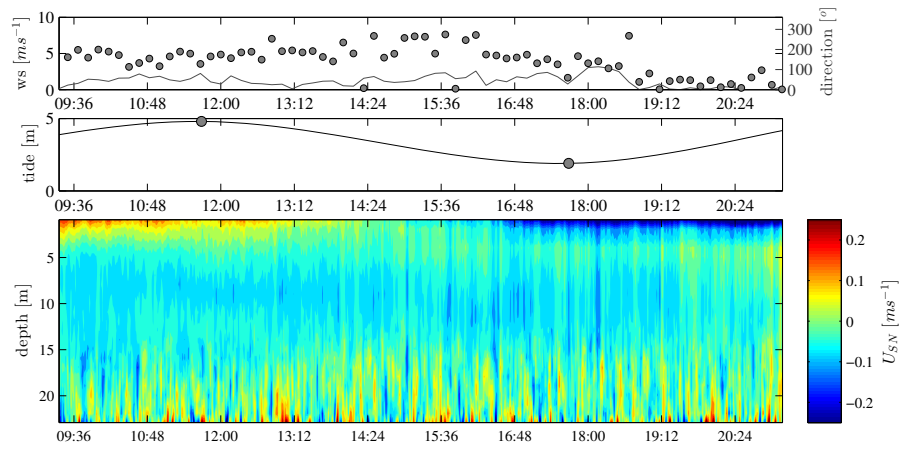
25 de Enero de 2014



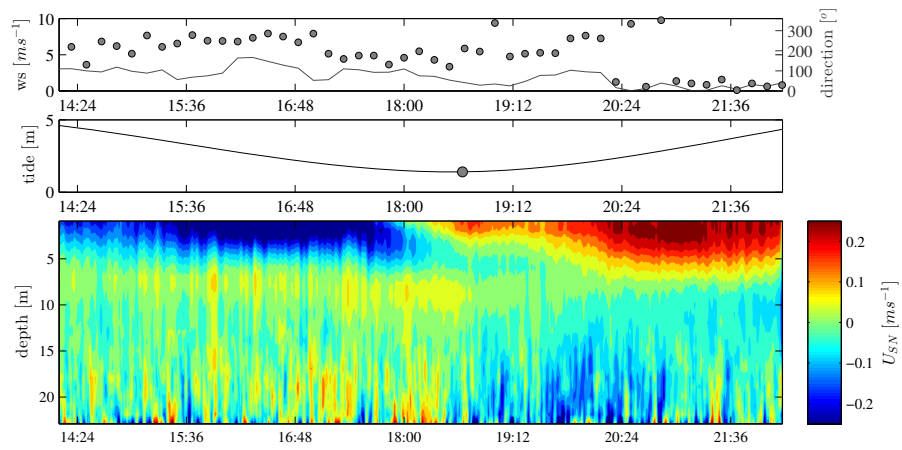
26 de Enero de 2014



27 de Enero de 2014



28 de Enero de 2014



Anexo E

MANUAL DE ADQUISICIÓN DE DATOS DEL SENSOR TRI LUX A
TRAVÉS DE DATALOGGER CAMPBELL CR1000

1. Introducción

El presente documento tiene por finalidad inducir al lector en la adquisición de datos del sensor TriLux de Chelsea Technology Group, a través de las interfaces de programación que ofrece el datalogger Campbell Scientific CR1000 y su software controlador PC400.

El sensor TriLux puede ser encargado a fábrica con diversas configuraciones de salida de datos (*output*). Para compatibilizar la interacción con el datalogger CR1000, la opción más simple es encargar el sensor con una salida digital RS232 o SDI-12, pues con esta opción el sensor envía la información decodificada y en las unidades de medición correctas mediante paquetes de datos en bytes. De este modo, el trabajo restante es compatibilizar la información adquirida por el datalogger al comunicarse con el sensor e incluirla correctamente en las tablas de datos donde se almacena la información.

2. Materiales

En las Figuras 1 y 2 se muestran los materiales necesarios para realizar la adquisición de datos. Se debe contar además con los software PC400 de Campbell Scientific, *UniLUX & TriLUX User Interface* y *Putty* .

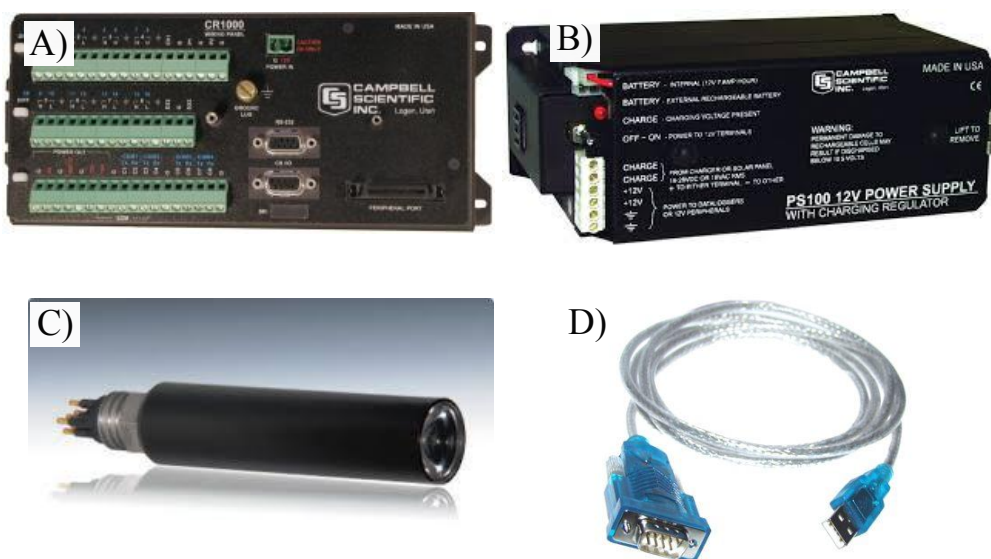


Figura 1: A) Datalogger Campbell Scientific CR1000. B) Regulador de potencia PS100 con batería de 12 V y 7 A. C) Sensor de clorofila-a, ficocianina y ficoeritrina, TriLux de Chelsea Technology Group. D) Cable COM-USB.

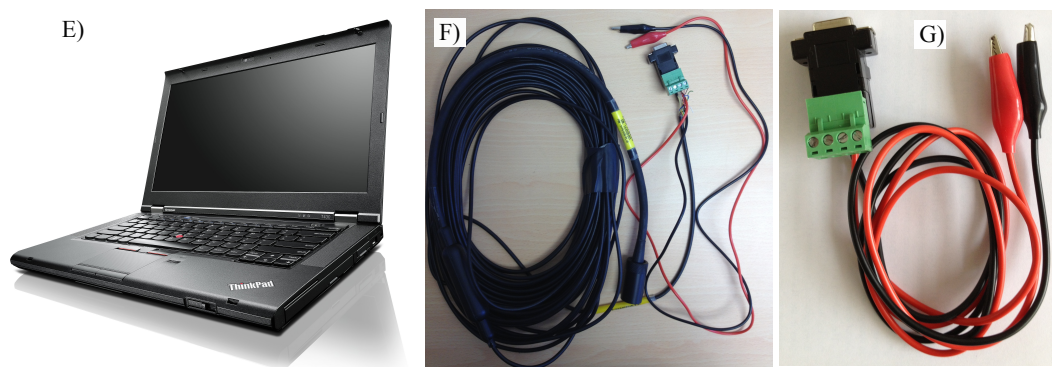


Figura 2: E) Notebook con sistema operativo Windows (XP o 7). F) Cable del TriLux. G) Conector DB9 con regleta para entrada de cables y conexión a corriente con puntas caimán.

3. Pasos Preliminares

paso 1. Chequear cables y/o conexiones

Es usual encontrarse con que los colores de los cables descritos en los manuales no son los que en realidad trae el sensor. Se debe verificar la naturaleza (voltaje, señal, pulso, tierra, etc.) de los “pinouts” y re-hacer el mapa de conexiones en caso no existir coincidencia con el manual.

paso 2. En caso de que no se cuente con los drivers originales del cable COM-USB, se debe configurar Windows para que permita utilizar todo tipo de drivers. Al encender el computador de terreno apretar consecutivamente 'F8' antes de que se inicie Windows, luego pinchar la opción “deshabilitar drivers firmados”.

paso 3. El protocolo de comunicación del puerto serial del sensor TriLux está configurado para que los puntos (') sean el separador decimal. Por lo tanto, se debe chequear la configuración regional de Windows y configurar esta opción.

4. Configuración del sensor TriLux

4.1. Conexiones

El cable del sensor TriLux tiene 7 pinouts conectados a cables mas pequeños con distintos colores. Se debe tener en consideración que los colores no necesariamente son los indicados por el fabricante en el Manual. Las conexiones necesarias para transmisión de datos usando puertos digitales se muestran en la Tabla 1.



Conexión	Color cable
TX	
RX	
V + Power Positive	
Tierra	

Tabla 1: Conexiones del sensor TriLux.

4.2. Adquisición de datos vía *UniLUX & TriLUX User Interface*

El sensor viene con un software que permite adquirir los datos medidos, a través de una interfaz gráfica especialmente diseñada llamada *UniLUX & TriLUX User Interface*. Para adquirir datos utilizando este software, se pueden seguir los siguientes pasos:

paso 1. Instalar el programa.

paso 2. Conectar el DB9 al cable COM-USB y este al puerto COM del notebook*, luego energizar el sensor utilizando la batería.

paso 3. Abrir el administrador de dispositivos de Windows y chequear el puerto COM asignado al puerto USB simulado por el cable COM-USB.

paso 4. Abrir el programa. Luego en '*Control*' se pincha en '*Communications Setup*' donde se chequea que el Puerto COM a leer sea el asignado y se configura el '*Baud Rate*' en 9600.

Los datos medidos se pueden observar en la ventana principal como se muestra en la Figura 3. Donde ch0 es la clorofila-a, ch1 es la ficoeritina y ch2 es la ficocianina. Los datos se guardan apretando el botón '*Save Data*', además se puede observar un gráfico de los datos adquiridos durante la medición siguiendo la instrucción '*Control*' → '*Device Control*' → '*Plot Window*'.

4.3. Configuración del output enviado por el TriLux

En la Figura 3 se observa que además de los canales ch0, ch1 y ch2 el sensor está enviando la información de voltaje de entrada (V_{in}), voltaje de referencia (V_{ref}) y la temperatura interna del dispositivo ($Temp$). Para efectos de monitoreo de un sistema ambiental estos datos no son útiles, obligan a utilizar más memoria y hacen de la decodificación del paquete de datos realizada por el datalogger una tarea más engorrosa. Por estas razones, se debe configurar la memoria *Flash* del sensor para que al momento de comunicarse sólo envíe ch0, ch1 y ch2.

Para poder configurar la memoria flash, se debe establecer comunicación “serial” entre

*ES IMPORTANTE QUE EL NOTEBOOK NO ESTE CONECTADO A LA CORRIENTE, PARA EVITAR QUEMAR EL SENSOR

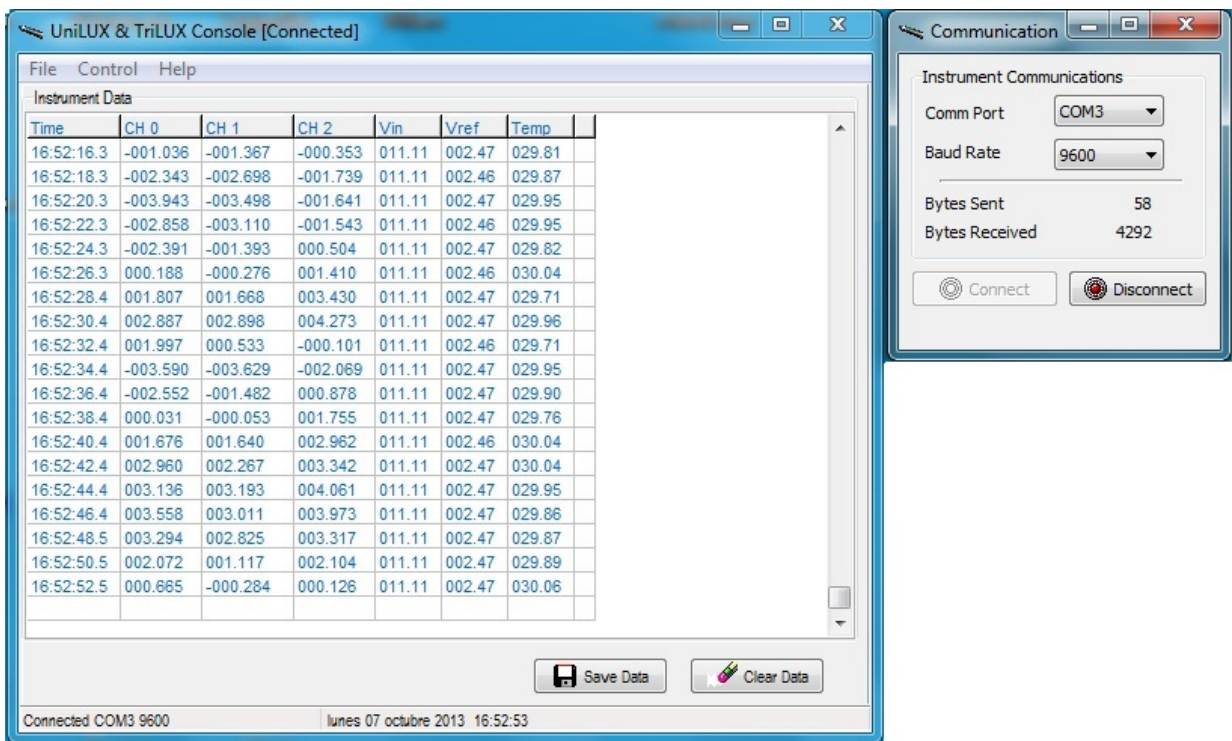


Figura 3: Interfaz del software

el computador y el dispositivo. El programa más conocido para lograr este cometido es HyperTerminal de Windows, pero las versiones posteriores a Windows XP no lo incorporan. En este caso se utilizó “Putty” que es un terminal que ofrece variadas opciones y permite realizar la comunicación serial con el sensor. Para lograr comunicación entre el sensor y la terminal se debe configurar Putty de la forma que se muestra en la Figura 4. Una vez establecida la comunicación se observará un pantalla con mediciones como la que se muestra en la Figura 5.

Luego, para que el sensor no envíe la información sobrante y los cambios se guarden en la memoria *Flash*, de modo que los cambios sean permanentes y no se pierdan cada vez que se desconecte el sensor de la corriente, se deben ingresar los comandos mostrados en la Tabla 2.

Comando	Shorthand	Función
Show vin on / off	sh vi on / sh vi of	Habilita o deshabilita informar Vin
Show vref on / off	sh vr on / sh vi of	Habilita o deshabilita informar Vref
Show temp on / off	sh in te on / sh in te of	Habilita o deshabilita informar Temp
Save	sa	Guarda en la memoria flash configuraciones básicas (Habilitar/deshabilitar análogo, temp, Vref, Vin)

Tabla 2: Comandos para configurar el output del sensor TriLux

Todos los comandos y protocolos de comunicación por terminal del sensor TriLux se pueden encontrar en el documento *Lux Instrument Command Line Control, Report 2125-101-RP*

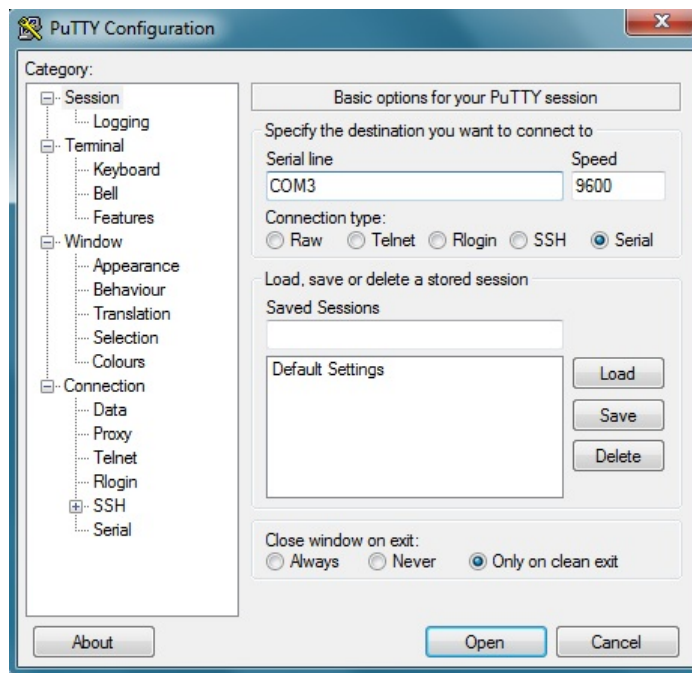


Figura 4: Configuración Putty.

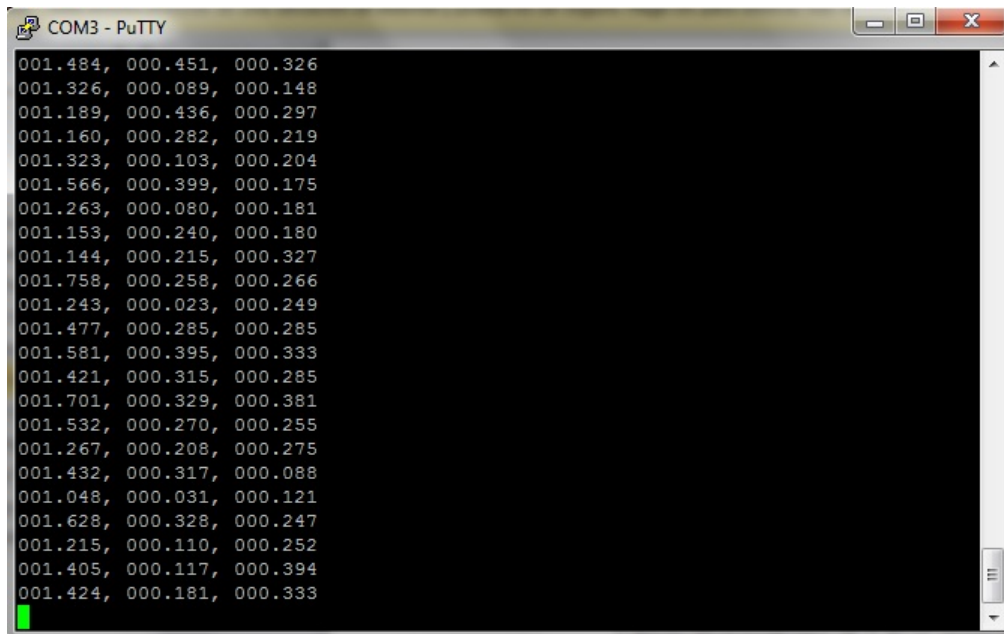


Figura 5: Vista en pantalla de comunicación por terminal con Putty.

5. Programación del datalogger CR1000

El lenguaje disponible para programar los datalogger Campbell Sientific es 'CRBasic' y su uso está orientado solamente a programar estos aparatos. En las siguientes secciones se abordan distintos tópicos para lograr adquirir los datos medidos por el sensor TriLux a través

del CR1000.

5.1. Comunicación Serial vía Terminal Emulator

El datalogger campbell CR1000 a través del software PC400 ofrece un emulador de Terminal del estilo HyperTerminal, llamado Terminal Emulator. Utilizando esta opción de comunicación se puede detectar como es que el datalogger recibe la información por los distintos puertos y es de gran ayuda para los casos en que se desea adquirir información de los puertos digitales. Para utilizar esa opción se pueden seguir los siguientes pasos:

paso 1. Conectar en el puerto COM1 (Tx y Rx) del datalogger los cables correspondientes del sensor TriLux, los cuales están detallados en la Tabla 2.

paso 2. Conectar el cable COM-USB al puerto RS232 del datalogger.

paso 3. Energizar sensor y datalogger

paso 4. Abrir PC400 y conectarse al datalogger

paso 5. En la ventana del PC400, pinchar en Datalogger → Terminal Emulator.

paso 6. Open Terminal → 'Enter' × 3 → teclear 'W' → 'Enter'

Aparecerá un mensaje como el mostrado en la Figura 6.

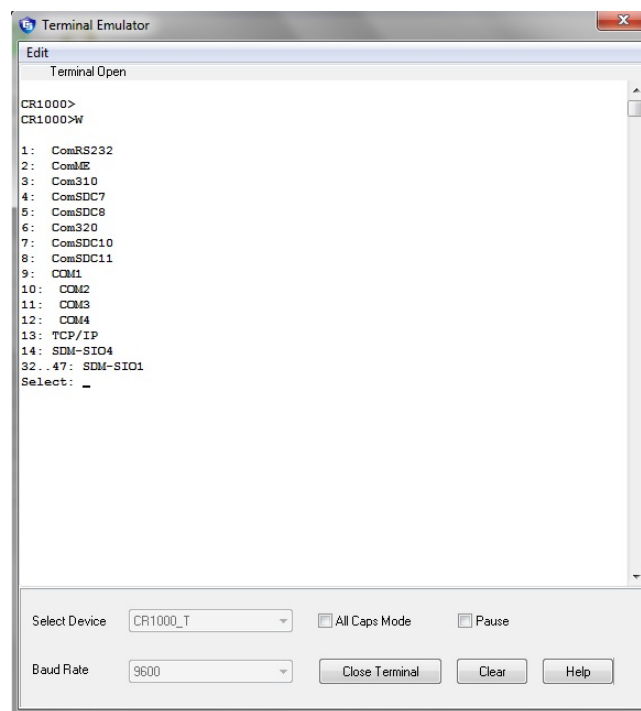


Figura 6: Puertos disponibles para ser monitoreados cuando se ejecuta el comando 'W' en Terminal Emulator.

paso 7. Como se conectaron los cables al COM1 se debe teclear '9' y luego 'Enter'. Luego en la ventana se pregunta por un tiempo de respuesta en segundos. Ingresar 1 y 'Enter'. Finalmente se preguntará si se desea observar los datos en formato ASCII (ASCII (Y)?)

poner 'Y' y 'Enter'. 'Y' es la abreviación de Yes, de este modo los datos se verán decodificados y no crudos. La ventana debería enviar datos de la forma que muestra la Figura 7.

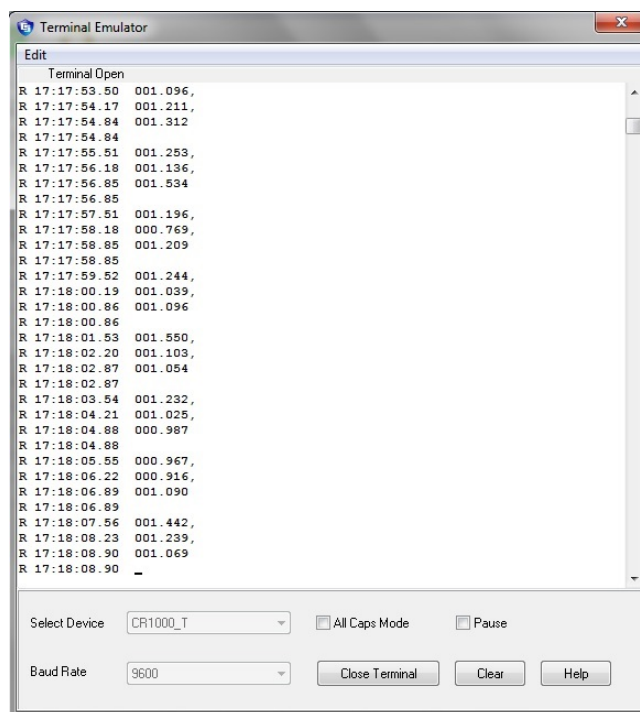


Figura 7: Paquetes de datos recibidos por el datalogger.

5.2. Nociones básicas de adquisición de datos de un sensor digital en un CR1000

En esta sección se enuncian y explican las instrucciones disponibles en CRBasic para programar la adquisición de datos por puerto serial.

- **SerialOpen(ComPort,BaudRate,Format,TXDelay,BufferSize)**
Esta instrucción Abre el puerto COM señalado (COM1, COM2, RS232, etc.). Donde se debe indicar además el 'Baud Rate' de comunicación del sensor para compatibilizarlo con el datalogger. En **Format** y **TXDelay** se debe poner 0. **BufferSize** es el tamaño en bytes del mensaje que se desea leer por el puerto, si se quiere leer un string de 20 caracteres, entonces el Buffer debe ser de al menos 20 aunque es recomendable adicionar una holgura.
- **SerialClose(ComPort)**
Esta instrucción cierra el puerto COM señalado.
- **SerialFlush(ComPort)**
Este comando borra la información que pudiese estar almacenada en el 'buffer' del puerto COM de modo que se utiliza antes de una lectura para "resetear"la memoria.
- **SerialIn(Dest,ComPort,TimeOut,TerminationChar,MaxNumChars)**

Esta instrucción lee la información enviada por el puerto COM especificado, en la variable de destino 'Dest'. Se debe indicar además un caracter o mensaje de termino, el mensaje el cual debe estar expresado en formato ASCII (es usual CHR(10) y/o CHR(13) los cuales se explican en la siguiente sección). Se debe indicar también el numero máximo de caracteres (MaxNumChars) que tendrá el mensaje.

■ **SerialInRecord(ComPort, Dest, BeginWord, NBytes, EndWord, NBytesReturned, LoadNaN)**

Esta instrucción es una mejora de 'SerialIn', que incluye caracteres de inicio y término en caso de querer discriminar parte de la información y la variable 'LoadNaN' permite indicar al datalogger que hacer en caso de que la lectura del mensaje sea incorrecta.

5.3. Programa de monitoreo del puerto serial

Se muestra a continuación un programa que permite “escanear” el puerto COM 1 y decodificar el mensaje de cada variable que mide el sensor TriLux además de obtener voltaje de la batería y temperatura interna del datalogger. La información es almacenada en una tabla ordenada.

```
'CR1000
'Declare Variables and Units
Public BattV
Public PTemp_C
Public ch0
Public ch1
Public ch2

Public SerialInString As String * 28
Public SeSt As String * 28
Public SplitStrings(3) As String * 7

Const CRLF=CHR(13)+CHR(10)

Units BattV=Volts
Units PTemp_C=Deg C
Units ch0=ug/l
Units ch1=ug/l
Units ch2=ug/l

'Define Data Tables
DataTable(Table1, True, -1)
    DataInterval(0, 15, Sec, 10)
    Minimum(1, BattV, FP2, False, False)
    Sample(1, SerialInString, String)
    Sample(1, ch0, FP2)
    Sample(1, ch1, FP2)
```

```

    Sample(1, ch2, FP2)
EndTable

'Main Program
BeginProg
    'Main Scan

    Scan(1, Sec, 0, 0)
        'Default Datalogger Battery Voltage measurement 'BattV'
        Battery(BattV)
        'Default Wiring Panel Temperature measurement 'PTemp_C'
        PanelTemp(PTemp_C, _60Hz)

                SerialOpen (Com1, 9600, 0, 0, 27) 'Open a serial port
                SerialFlush (Com1)
                SerialIn (SerialInString, Com1, 100, CRLF, 25)
                SerialClose (Com1)

                SplitStr (SplitStrings (), SerialInString, ",", 3, 0)

                ch0=SplitStrings (1)
                ch1=SplitStrings (2)
                ch2=SplitStrings (3)

        'Call Data Tables and Store Data
        CallTable (Table1)
    NextScan

EndProg

```

La constante `CRLF=CHR(13)+CHR(10)` es una secuencia de instrucciones en comando ASCII que se interpreta como “carriage return” + “new line”. Esta constante se utiliza en la instrucción `SerialIn (SerialInString, Com1, 100, CRLF, 25)` para indicarle al datalogger que lea datos por el puerto COM1 hasta encontrar esa instrucción en la mensaje enviado.

Los strings leídos en la variable Pública `'SerialInString'` (`Public SerialInString As String * 28`) por medio del comando `'SerialIn'` son luego recortados en 3 utilizando el comando `'SplitStr(SplitStrings(), SerialInString, ",", 3, 0)'`. Finalmente cada variable `'SplitStr()` es almacenada en `'ch0'`, `'ch1'` y `'ch2'`.

Al pinchar en el Monitor Data de la ventana principal del PC400, se observarán los datos adquiridos por el datalogger al ejecutar las instrucciones contenidas dentro del ciclo `'Scan'`, como se aprecia en la Figura 8.

Field	Value
RecNum	86
TimeStamp	08-10-2013 17:27:34
BattV	12.205
PTemp_C	23.523
ch0	0.630
ch1	0.474
ch2	0.412
SerialInString	000.437, 000.474, 000.412
NBytesReturn	0.000
SplitStrings(1)	000.630
SplitStrings(2)	000.474
SplitStrings(3)	000.412

Figura 8: Monitor Data.

5.4. Problemas

El principal problema de la comunicación establecida reside en el “asincronismo” del sensor y el datalogger, es decir, que no se puede establecer un instante en el cual comiencen las mediciones y/o el escaneo de los puertos, si no que estas se realizan en función del instante en el que el circuito se energiza.

Por otro lado como se observa en la Figura 7 los datos recibidos por el puerto COM 1 no llegan en un solo paquete de datos, si no que en 3 paquetes secuenciados en centésimas de segundo. Esto sumado a cualquier desfase en las instrucciones ejecutadas genera que el datalogger al escanear el puerto y leer la cantidad de bytes indicados lo haga desde cualquier punto de inicio. O sea se puede dar la situación en la que en vez de leer los datos de la forma 'ch0, ch1, ch2' lo haga, por ejemplo de la forma 'ch1, ch2 ch0', como se muestra en la Figura 8.

Este problema podría tener soluciones tanto electrónicas como de programación. La solución que se plantea en la siguiente sección se aferra al hecho de que en aguas naturales el pigmento medido por el TriLux con mayor concentración será la clorofila-a (ch0) y como solo pueden haber tres secuencias de datos en la variable 'SerialInString' la pérdida de sincronía se puede solucionar mediante unas líneas de código con instrucciones lógicas.

6. Programa final de adquisición de datos en CRBasic

Se presenta a continuación un programa que permite obtener el voltaje de la batería, la temperatura interna del datalogger y los datos medidos por el sensor TriLux a través del datalogger campbell CR1000.

```
'CR1000
'Declare Variables and Units
Public BattV
Public PTemp_C
Public ch0
Public ch1
Public ch2
Public aux1
Public aux2
Public aux3

Public SerialInString As String * 28
Public SeSt As String * 28
Public SplitStrings(3) As String * 7

Const CRLF=CHR(13)+CHR(10)

Units BattV=Volts
Units PTemp_C=Deg C
Units ch0=ug/l
Units ch1=ug/l
Units ch2=ug/l

'Define Data Tables
DataTable(Table1, True, -1)
    DataInterval(0,15,Sec,10)
    Minimum(1, BattV, FP2, False, False)
    Sample(1, SerialInString, String)
    Sample(1, ch0, FP2)
    Sample(1, ch1, FP2)
    Sample(1, ch2, FP2)
EndTable

'Main Program
BeginProg
    'Main Scan

    Scan(1, Sec, 0, 0)
        'Default Datalogger Battery Voltage measurement 'BattV'
```

```

Battery(BattV)
'Default Wiring Panel Temperature measurement 'PTemp_C'
PanelTemp(PTemp_C,_60Hz)

    SerialOpen (Com1,9600,0,0,27) 'Open a serial port
    SerialFlush(Com1)
    SerialIn (SerialInString ,Com1,100,CRLF,25)
    SerialClose(Com1)

    SplitStr(SplitStrings(),SerialInString ,",",3,0)

    aux1=SplitStrings(1)
    aux2=SplitStrings(2)
    aux3=SplitStrings(3)

    If (aux1 > aux2 AND aux1 > aux3 ) Then
        ch0=aux1
        ch1=aux2
        ch2=aux3
    ElseIf ( aux3 > aux1 AND aux3 > aux2 ) Then
        ch0=aux3
        ch1=aux1
        ch2=aux2
    ElseIf ( aux2 > aux1 AND aux2 > aux3 ) Then
        ch0=aux2
        ch1=aux3
        ch2=aux1
    EndIf

'Debug Print Data Tables and Store Data
    CallTable(Table1)
    NextScan

EndProg

```

6.0.1. Subanexo I - Partes necesarias para confeccionar conector

Nº	Descripción
1	Conector DB9. Pines P/Soldar
2	Tapa negra grande conector DB9
3	Regleta macho 4T PCB 90° 15A
4	Regleta hembra 4T Volante 90° 15A
5	Juego de puntas de Prueba Banana/Pinza caimán

Tabla 3: Partes conector DB9 con regleta y cables de corriente.

6.0.2. Subanexo II - Tabla de comandos ASCII

Dec	Hx	Oct	Char	Dec	Hx	Oct	Html	Chr	Dec	Hx	Oct	Html	Chr	Dec	Hx	Oct	Html	Chr
0	0	000	NUL (null)	32	20	040	##32;	Space	64	40	100	##64;	␣	96	60	140	##96;	`
1	1	001	SOH (start of heading)	33	21	041	##33;	!	65	41	101	##65;	A	97	61	141	##97;	a
2	2	002	STX (start of text)	34	22	042	##34;	"	66	42	102	##66;	B	98	62	142	##98;	b
3	3	003	ETX (end of text)	35	23	043	##35;	#	67	43	103	##67;	C	99	63	143	##99;	c
4	4	004	EOT (end of transmission)	36	24	044	##36;	\$	68	44	104	##68;	D	100	64	144	##100;	d
5	5	005	ENQ (enquiry)	37	25	045	##37;	%	69	45	105	##69;	E	101	65	145	##101;	e
6	6	006	ACK (acknowledge)	38	26	046	##38;	&	70	46	106	##70;	F	102	66	146	##102;	f
7	7	007	BEL (bell)	39	27	047	##39;	'	71	47	107	##71;	G	103	67	147	##103;	g
8	8	010	BS (backspace)	40	28	050	##40;	(72	48	110	##72;	H	104	68	150	##104;	h
9	9	011	TAB (horizontal tab)	41	29	051	##41;)	73	49	111	##73;	I	105	69	151	##105;	i
10	A	012	LF (NL line feed, new line)	42	2A	052	##42;	*	74	4A	112	##74;	J	106	6A	152	##106;	j
11	B	013	VT (vertical tab)	43	2B	053	##43;	+	75	4B	113	##75;	K	107	6B	153	##107;	k
12	C	014	FF (NP form feed, new page)	44	2C	054	##44;	,	76	4C	114	##76;	L	108	6C	154	##108;	l
13	D	015	CR (carriage return)	45	2D	055	##45;	-	77	4D	115	##77;	M	109	6D	155	##109;	m
14	E	016	SO (shift out)	46	2E	056	##46;	.	78	4E	116	##78;	N	110	6E	156	##110;	n
15	F	017	SI (shift in)	47	2F	057	##47;	/	79	4F	117	##79;	O	111	6F	157	##111;	o
16	10	020	DLE (data link escape)	48	30	060	##48;	0	80	50	120	##80;	P	112	70	160	##112;	p
17	11	021	DC1 (device control 1)	49	31	061	##49;	1	81	51	121	##81;	Q	113	71	161	##113;	q
18	12	022	DC2 (device control 2)	50	32	062	##50;	2	82	52	122	##82;	R	114	72	162	##114;	r
19	13	023	DC3 (device control 3)	51	33	063	##51;	3	83	53	123	##83;	S	115	73	163	##115;	s
20	14	024	DC4 (device control 4)	52	34	064	##52;	4	84	54	124	##84;	T	116	74	164	##116;	t
21	15	025	NAK (negative acknowledge)	53	35	065	##53;	5	85	55	125	##85;	U	117	75	165	##117;	u
22	16	026	SYN (synchronous idle)	54	36	066	##54;	6	86	56	126	##86;	V	118	76	166	##118;	v
23	17	027	ETB (end of trans. block)	55	37	067	##55;	7	87	57	127	##87;	W	119	77	167	##119;	w
24	18	030	CAN (cancel)	56	38	070	##56;	8	88	58	130	##88;	X	120	78	170	##120;	x
25	19	031	EM (end of medium)	57	39	071	##57;	9	89	59	131	##89;	Y	121	79	171	##121;	y
26	1A	032	SUB (substitute)	58	3A	072	##58;	:	90	5A	132	##90;	Z	122	7A	172	##122;	z
27	1B	033	ESC (escape)	59	3B	073	##59;	;	91	5B	133	##91;	[123	7B	173	##123;	{
28	1C	034	FS (file separator)	60	3C	074	##60;	<	92	5C	134	##92;	\	124	7C	174	##124;	
29	1D	035	GS (group separator)	61	3D	075	##61;	=	93	5D	135	##93;]	125	7D	175	##125;	}
30	1E	036	RS (record separator)	62	3E	076	##62;	>	94	5E	136	##94;	^	126	7E	176	##126;	~
31	1F	037	US (unit separator)	63	3F	077	##63;	?	95	5F	137	##95;	_	127	7F	177	##127;	DEL

Figura 9: Tabla de comandos ASCII.

Fuente: <http://www.asciitable.com/>

Anexo F

MEDICIONES DE MAREA EN LA ESTACIÓN CIENTÍFICA DE LA
FUNDACIÓN SAN IGNACIO DEL HUINAY

Se presenta en este anexo datos de marea del fiordo Comau recopilados durante el mes de febrero del año 2006 en la estación científica de la fundación San Ignacio del Huinay (Figura 1, www.fundacionhuinay.cl/download/tides1stweekof02-2006.pdf - visitado por última vez el 10-Dic-2015).

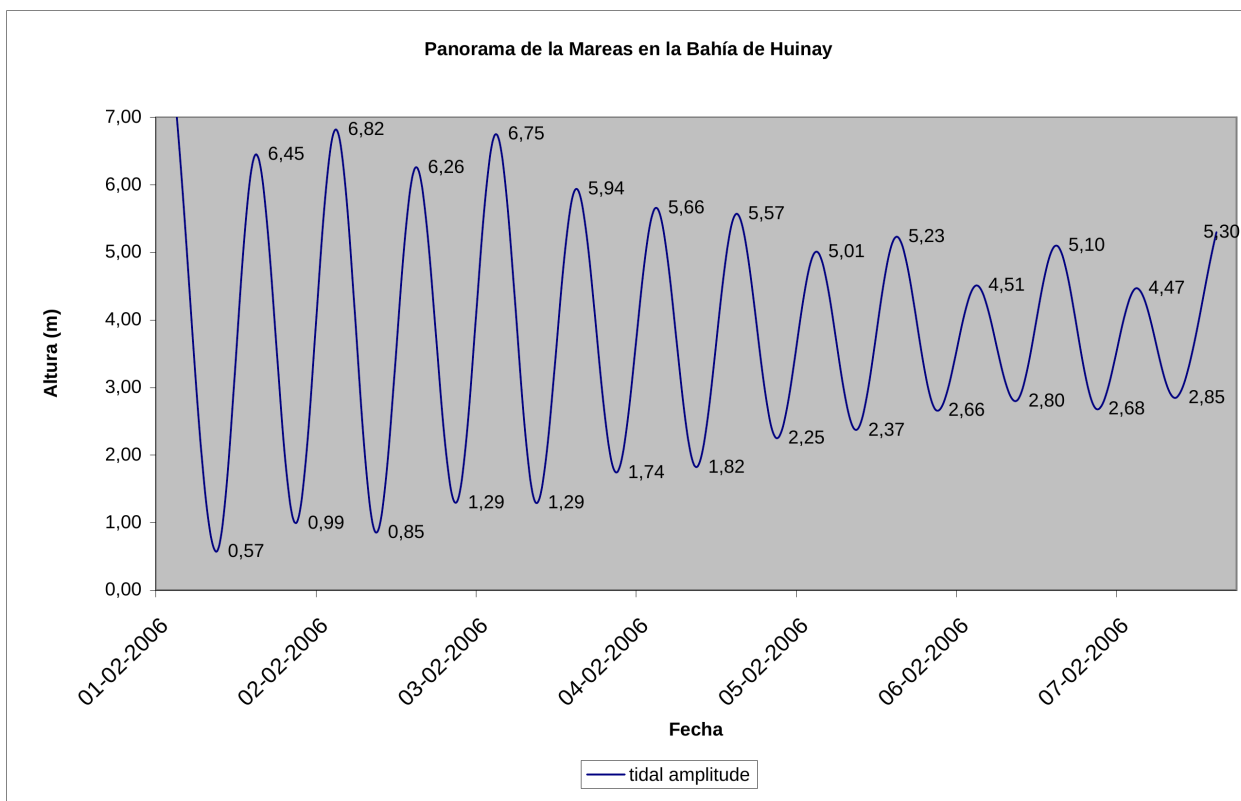


Figura 1: Mareas del fiordo Comau medidas en la estación científica de la fundación San Ignacio del Huinay.