2025

Informe final

Monitoreo y modelación de la variabilidad espacial y temporal de procesos oceanográficos en canales y fiordos australes, 2024-2025.

Subsecretaría de Economía y EMT

Diciembre, 2025.



INSTITUTO DE FOMENTO PESQUERO - CHILE

Informe Final

Convenio de Desempeño 2024 – 2025

Monitoreo y modelación de la variabilidad espacial y temporal de procesos oceanográficos en canales y fiordos australes, 2024-2025

Subsecretaría de Economía y EMT / diciembre 2025.

Requirente

Subsecretaría de Economía y Empresas de Menor Tamaño

Subsecretaria de Economía y Empresas de Menor Tamaño
Javiera Constanza Petersen Muga

Ejecutor

Instituto de Fomento Pesquero, IFOP

Director Ejecutivo
Gonzalo Pereira Puchy
Jefe División Investigación Acuicultura
Gastón Vidal Santana
Jefe Departamento Medio Ambiente
Alejandra Oyanedel Pérez
Jefe de Proyecto
Gabriel Soto Soto

Autores

Gabriel Soto Soto
Elías Pinilla Matamala
Camila Soto Riquelme
Patricio Salas Salas
Marcela Arriagada Ortega
Miguel Vergara Barria
Sebastián Sepúlveda Manríquez
Jurleys Vellojin Furnieles
Marcela Toro Flores

1 INDICE

RESUMEN EJECUTIVO **5**

1. ANTECEDENTES **10**

2. OBJETIVOS **14**
1.1 Objetivo general 14
1.2 Objetivos específicos 14

3. METODOLOGÍA **15**
3.1 Metodología objetivo 1. Caracterizar la variabilidad temporal de las condiciones químico-biológicas (temperatura, salinidad, oxígeno disuelto, nutrientes, biomasa fitoplanctónica) y monitorear las zonas con bajas de oxígeno dentro golfo Almirante Montt y áreas aledañas... 15
3.2 Metodología objetivo 2. Estimar la circulación marina a través de modelación numérica en el golfo Almirante Montt, expandiendo la modelación numérica en áreas aledañas.....18
3.3 Metodología objetivo 3. Monitorear las condiciones oceanográficas en la columna de agua dentro del Mar interior de Chiloé y Aysén (cruceros Patagonia norte etapa 2024-2025), y mejorar el conocimiento de los escenarios e impactos del cambio climático..... 30
3.4 Metodología objetivo 4. Cuantificar los volúmenes de las zonas con bajas de oxígeno disuelto y las condiciones basales de nutrientes y biomasa fitoplanctónica, en algunos fiordos de la Patagonia chilena..... 36
3.5 Metodología objetivo 5. Determinar las condiciones de acidificación y los principales forzantes locales en el Golfo Almirante Montt..... 42

4. RESULTADOS **46**
4.1 Resultado objetivo 1. Caracterizar la variabilidad temporal de las condiciones químico-biológicas (temperatura, salinidad, oxígeno disuelto, nutrientes, biomasa fitoplanctónica) y monitorear las zonas con bajas de oxígeno dentro golfo Almirante Montt y áreas aledaña.. 46
4.2 Resultado objetivo 2. Estimar la circulación marina a través de modelación numérica en el golfo Almirante Montt, expandiendo la modelación numérica en áreas aledañas.... 59
4.3 Resultados objetivo 3. Monitorear las condiciones oceanográficas en la columna de agua dentro del Mar interior de Chiloé y Aysén (cruceros Patagonia norte etapa 2024-2025), y mejorar el conocimiento de los escenarios e impactos del cambio climático..... 82
4.4 Resultados objetivo 4. Cuantificar los volúmenes de las zonas con bajas de oxígeno disuelto y las condiciones basales de nutrientes y biomasa fitoplanctónica, en algunos fiordos de la Patagonia chilena..... 103
4.5 Resultados objetivo 5. Determinar las condiciones de acidificación y los principales forzantes locales en el Golfo Almirante Montt..... 113

5. DISCUSIÓN **123**

6. CONCLUSIÓN **135**

7. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS **138**

8. ANEXOS **146**

RESUMEN EJECUTIVO

Entre enero del 2024 y agosto del 2025, se realizó el estudio oceanográfico titulado: Monitoreo y Modelación de la Variabilidad Espacial y Temporal de Procesos Oceanográficos en Canales y Fiordos Australes, 2024-2025. Este estudio está enmarcado dentro del Convenio de Desempeño establecido entre el Ministerio de Economía, a través de la Subsecretaría de Economía y Empresas de Menor Tamaño, y el Instituto de Fomento Pesquero (IFOP). El objetivo principal del estudio fue: Caracterizar mediante observaciones y modelación numérica, los procesos oceanográficos en fiordos y canales Australes y mejorar el conocimiento de los escenarios e impactos del cambio climático, esto, con la finalidad de entregar información pertinente a la Subsecretaria de Pesca y Acuicultura en la toma de decisiones bajo el marco de la sustentabilidad de los recursos hidrobiológicos. El estudio está focalizado en dos áreas relevantes: Golfo Almirante Montt, zonas adyacentes al fiordo Taraba y Staines en la región de Magallanes y el Mar interior de Chiloé y Aysén.

El Golfo Almirante Montt (GAM), dentro de sus canales y fiordos, presentaron una marcada variabilidad en sus características físico-químicas, con diferencias significativas entre la zona interior y la exterior. El estudio confirmó el siguiente patrón de estratificación: la columna de agua estuvo estructurada en una capa superficial, menos salina y con alto contenido de oxígeno, y una capa profunda, más salina y con menor concentración de oxígeno, donde destacan nuevamente las áreas hipóxicas y anóxicas dentro del fiordo Ultima Esperanza, fiordo Worsley, depresión batimétrica de Vattuone y fiordo Poca Esperanza. Además de nuevos registros con bajos de oxígeno en los fiordos Taraba y Staines. Los valores de nitrato y fosfato en esta capa más profunda también fueron elevados. Esta condición ha sido corroborada en los estudios ejecutados por IFOP dentro de esta misma área geográfica en etapas previas. Las condiciones de la capa superficial varían con las estaciones. En verano (enero), esta capa es más cálida y dulce debido al deshielo. En invierno (agosto/junio), es más fría y salina por la menor radiación solar y el aumento de la mezcla vertical. Por el contrario, las aguas profundas mantienen una temperatura y salinidad más constantes durante todo el año.

Los resultados obtenidos confirmaron diferencias entre GAM y la zona exterior, como el fiordo Taraba y Staines, donde la estructura estuarina de dos capas se mantiene, no obstante, en la capa profunda bajo la picnoclina, esta estuvo influenciada por condiciones oceánicas, asociado en las masas de agua ASAA y ASAAM, indicando que estos fiordos no tendrían la limitación pronunciada registrada al interior de GAM, pero que si registraron zonas con bajos valores de oxígeno disuelto en las capas más profundas y debajo de la picnoclina. GAM exhibió una fuerte estratificación vertical y una clara diferenciación entre zonas interior y exterior. Las masas de agua ASAA y ASAAM dominan el exterior, mientras que el interior está influenciado por AE y AD. El oxígeno disminuye con la profundidad, reflejando un comportamiento batimétrico típico de fiordos patagónicos, siendo más intenso y drástico que las observaciones del fiordo Taraba y Staines.

Dentro del sistema GAM, en todos los fiordos monitoreados mediante series de tiempo de OD, se observó una renovación de aguas profundas (próximas al fondo), producto de una intrusión de aguas

de mayor salinidad, condición que permitió aumentar significativamente los niveles de oxígeno disuelto, aunque estos aumentos no estuvieron en rangos adecuados (≥5 ml/L), para el buen desarrollo de los ecosistemas, sobre todo en las zonas profundas. Considerando las condiciones de hipoxia persistentes en áreas interiores y la variabilidad de la clorofila, subrayan la fragilidad del ecosistema y la necesidad de un monitoreo constante para una gestión efectiva y la mitigación de riesgos para las industrias locales, como la acuicultura.

Para simular la circulación, la hidrografía y la edad del agua (EA) en la zona adyacente al Golfo Almirante Montt (GAM), que comprende el canal Sarmiento, Collingwood, Unión y los fiordos Taraba y Staines, se utilizó un modelo hidrodinámico tridimensional forzado con condiciones realistas (viento, marea y descarga fluvial). A partir de observaciones in situ, el modelo fue evaluado en todas sus componentes tales como descargas de agua dulce, hidrografía, masas de agua, viento, marea y corriente. Los resultados muestran que el modelo reproduce adecuadamente las estructuras verticales típicas, así como la variabilidad temporal y espacial del sistema.

El área adyacente al GAM constituye una zona de transición entre el océano costero y el propio golfo, compartiendo características como una marcada variabilidad estacional que modula la dinámica en términos de salinidad, temperatura, corrientes y estratificación. Esta variabilidad responde a dos forzantes principales: el viento y el aporte de agua dulce. Ambos forzantes presentan un régimen energético similar, con máximos en verano/primavera y mínimos en invierno, pero ejercen forzamientos en direcciones opuestas a lo largo del año: el gradiente horizontal de densidad impulsa el flujo de este a oeste (desde Última Esperanza hacia Sarmiento), mientras que el viento lo hace de oeste a este.

A pesar de la conexión entre el GAM y la zona adyacente, existieron diferencias relevantes determinadas por la batimetría, que actuó como una barrera natural en la zona de fiordos. En el área adyacente, la profundidad varió entre 50 y 800 m, mientras que en el GAM fluctuó entre menos de 20 m y 500 m. Esta barrera provocó que la onda de marea se atenúe en un 88% al ingresar al GAM, esto, debido a las constricciones del canal Kirke y Santa María, mientras que en la zona adyacente la marea mantuvo un impacto considerable y desempeñó un papel crucial en la dinámica del sistema. Además, esta barrera condicionó el ingreso de masas de agua: en la zona adyacente se identificaron Agua Subantártica (ASAA), Agua Subantártica Modificada (ASAAM), Agua Estuarina Salada (EWS) y Agua Estuarina (EW), mientras que al GAM no ingresan ni ASAA ni ASAAM.

En el interior del GAM, la dirección de la corriente superficial promedio, se orientó de este a oeste, lo que indicó que la circulación gravitacional domina sobre el forzamiento del viento. En contraste, en los canales adyacentes, la dirección de la corriente superficial promedio, se dirigió de noroeste a sureste, lo que sugiere que el viento fue el forzante predominante sobre la circulación inducido por el gradiente de densidad horizontal. Esta diferencia espacial se explicó por la proximidad al punto de mayor descarga de agua dulce del sistema, así como por la orientación geográfica y la exposición de cada canal a la dirección predominante del viento. En la zona adyacente, el efecto del viento se intensificó

en la capa superficial debido a la orientación longitudinal de los canales Sarmiento, Collingwood y Unión, que favoreció y amplificó su influencia. El forzamiento del viento no interrumpió la circulación estuarina, sino que la profundizó.

En síntesis, las diferencias espaciales en la dinámica del sistema, reflejaron que el GAM presentó una mayor edad del agua (400–1000 días) en comparación con los canales y fiordos adyacentes (30–500 días), los cuales renovaron sus aguas con mayor rapidez, favoreciendo así una ventilación más eficiente. El tiempo de residencia de una cuenca incide directamente en la concentración de oxígeno disuelto (OD); en el Golfo Almirante Montt, donde se registraron tiempos de residencia elevados, se observó una correlación negativa con la presencia de extensas zonas hipóxicas. En contraste, los fiordos Taraba y Staines presentan menores edades del agua y una distribución más favorable de OD, con núcleos de bajos niveles oxígeno disuelto (~3 ml/L) más acotados y con una ventilación profunda más activa.

El Fiordo Comau, ubicado en la Región de Los Lagos, es un sistema estuarino fuertemente estratificado. Su hidrodinámica está principalmente impulsada por la circulación gravitacional, un proceso que es producido por la interacción entre las mareas y el significativo aporte de agua dulce. No obstante, esta misma estratificación actúa como una barrera que limitó severamente la mezcla vertical. De esta forma, a pesar de que su capa superficial estuvo bien oxigenada hasta los 25 metros de profundidad (picnoclina), las aguas más profundas exhibieron consistentemente concentraciones bajas de oxígeno disuelto (OD), con valores inferiores a 4 ml/L. La presencia de una Zona de Bajo Oxígeno (ZBO) en profundidad, que se extendió prácticamente hasta el fondo, junto con la acumulación de nutrientes, sugiere que la renovación de las aguas del fondo es un proceso limitado, un factor crítico para su gestión ambiental. En la boca del fiordo, un volumen considerable de agua, estimado en 1.7×10^{8} m³, presentó condiciones deficitarias de oxígeno, lo que evidencia un estrés ambiental en estas profundidades.

El Fiordo Quitralco, en la Región de Aysén, es un sistema hidrodinámicamente aislado. Posee una circulación interna débil, que depende de eventos estacionales de ventilación. La estratificación permanente, intensificada por las fluctuaciones en el aporte de agua dulce, generó una barrera que confinó las buenas condiciones de oxígeno disuelto (>5 ml/L) sólo a la capa superficial.
Similar a Comau, este fiordo también presentó una marcada estratificación, aunque de menor intensidad, lo que provoca que las concentraciones de oxígeno disuelto caigan por debajo de los 4 ml/L a partir de los 25 metros de profundidad. Este aislamiento generó una ZBO persistente en las aguas subsuperficiales, lo que condiciona la biogeoquímica del sistema y promueve la acumulación de nutrientes y amonio. Las condiciones hipóxicas (<2 ml/L) y anóxicas (<1 ml/L) son particularmente severas en la depresión batimétrica, donde los volúmenes de agua afectados alcanzan 3.5×10^{8} m³ y 4.5×10^{8} m³, respectivamente, lo que lo convierte en un ambiente con un severo déficit de oxígeno en el fondo.

El sistema GAM, compuesto por múltiples sub-fiordos, presentó un patrón similar a los anteriores. Sus capas superficiales están bien oxigenadas (hasta 50 o 100 m). No obstante, las profundidades de fiordos como Última Esperanza, Poca Esperanza y Worsley, así como la depresión Vattuone, contienen grandes volúmenes de agua hipóxica y anóxica. En Poca Esperanza, los volúmenes anóxicos (1.3×10^9 m^3) incluso superan a los hipóxicos, señalando la existencia de extensas zonas sin oxígeno. Los resultados exhibidos en este estudio revelaron que GAM, como un sistema integrado, tiene los volúmenes de hipoxia y anoxia más elevados de la zona de canales y fiordos chilenos registrado hasta ahora.

Si bien no existen evidencias concluyentes de que estos sistemas estén en un estado de eutrofización, varios de los procesos clave asociados a este fenómeno ya están presentes, como la estratificación permanente, la carga de nutrientes y los bajos niveles de oxígeno disuelto bajo la picnoclina. Un caso relevante es el del Fiordo Comau, que, a pesar de no registrar cuerpos de agua hipóxicos o anóxicos permanentes, experimentó importantes eventos de FAN (floraciones algales nocivas), como el de ***Heterosigma akashiwo*** en 2021, que tuvo un impacto negativo en la industria salmonicultora. Mantener buenas condiciones de oxígeno disuelto es crucial, no solo desde un punto de vista ecológico, sino también productivo. Está bien documentado que los bajos niveles de oxígeno afectan el sistema inmunológico de los peces en la industria chilena, lo que se asocia a eventos de mortalidad significativos.

El ultimo objetivo de este estudio, estuvo enfocado en un análisis de la acidificación en el Golfo Almirante Montt durante el verano y otoño, destacando los principales factores que controlan la variabilidad del sistema carbonato. Los resultados evidencian un complejo balance entre la hidrografía, la actividad biológica y la influencia glaciar.

El estudio reveló una marcada variabilidad en el sistema carbonato del Golfo Almirante Montt. Los valores de pH oscilaron entre 6.83 y 8.43, y la pCO_2 entre 58 y 4772 µatm. Estos extremos se concentraron en la estación 6, un área fuertemente influenciada por el aporte de agua dulce glacial, donde se registraron los pH más bajos, la pCO_2 más alta y la menor capacidad buffer (baja alcalinidad total, AT). En contraste, la estación 56, con mayor influencia oceánica, mostró condiciones más estables y cercanas a los valores de mar abierto.

La alcalinidad total (AT) y el carbono inorgánico disuelto (DIC) están fuertemente controlados por la mezcla de agua dulce y oceánica. El agua dulce de deshielo, con bajo contenido de carbonatos, reduce la AT y la capacidad buffer del sistema. Esto se evidencia en una correlación casi lineal entre la AT y la salinidad ($R^2>0.95$).

La respiración aeróbica se identificó como el proceso biológico dominante, especialmente en profundidad, lo que se refleja en una correlación positiva entre la Utilización Aparente de Oxígeno (AOU), el DIC y la pCO_2. Este proceso consume oxígeno y libera CO_2, disminuyendo el pH. En la

capa superficial, la fotosíntesis ejerce un control significativo en verano, consumiendo CO_2 y elevando el pH, lo que se correlaciona con los niveles de clorofila-a.

La estratificación de la columna de agua, intensificada en verano por el deshielo y el calentamiento superficial, limitó la ventilación y la mezcla. Esto favorece la acumulación de CO_2 generado por la respiración en las aguas profundas, contribuyendo a las condiciones extremas de acidificación observadas. La estación 6, con la mayor estabilidad, presentó las mayores edades de agua (>1000 días), lo que confirma su limitado recambio. A pesar de las variaciones locales, el Golfo Almirante Montt se comportó como un sumidero neto de CO_2 atmosférico durante las dos temporadas monitoreadas

Los diferentes resultados del presente estudio no solo describieron ambientes complejos, sino que también proporcionan información fundamental para la evaluación de su condición ambiental bajo la normativa vigente. La Resolución Exenta N° 1917-2023, establece un marco crucial para traducir estos datos en una gestión ambiental informada. Esto asegura que las actividades como la acuicultura se desarrollen de manera sustentable en fiordos con características tan particulares, minimizando los riesgos asociados a la hipoxia y la baja renovación de aguas.

1. ANTECEDENTES

1.1 Condiciones oceanográficas de la zona Sur Austral Chilena

FAO en 2010, elaboró un extenso documento donde indicó casos de estudios y una serie de directrices, que deben ser considerados para el desarrollo de la acuicultura en términos sostenible. En este documento, Valle-Levinson (2010), describió los principales forzantes en los sistemas sujetos a circulación gravitacional y como estos deben ser identificados, medidos y considerados dentro de la actividad acuícola. Estos forzantes y los procesos que los gobiernan, deben ser considerados para el ordenamiento de la gestión territorial y para el ordenamiento de la acuicultura, considerando que esta actividad debe ser desarrollada como una actividad económica, además de ambiental y socialmente sostenible.

Si bien, la estructura básica del esquema de circulación gravitacional es un rasgo distintivo dentro del sistema estuarino, como es el caso de la Patagonia Chilena, la dinámica de estos flujos no está determinada solamente por los gradientes de densidad horizontal, generada por la descarga de agua dulce al sistema, sino que también está influenciada por otros forzantes, los cuales pueden actuar de manera unitaria o en conjunto, modificando o intensificando la circulación estuarina y generando patrones de circulación complejos.

La marea es un forzante altamente energético en la Patagonia Chilena, que puede explicar cerca del 80% de la varianza total de la corriente (Soto et al., 2020), pero la marea puede ser amortiguada por la presencia de constricciones de baja profundidad, como es el caso del sistema Skyring (Soto et al., 2022) o golfo Almirante Montt (Soto et al., 2023) en Patagonia sur. En fiordos con umbrales someros, la interacción entre el sill y la marea barotrópica, genera mareas internas que son más energéticas que otras oscilaciones internas y son el foco de la mayoría de los estudios sobre mezcla y oscilaciones internas basadas en mareas internas (Castillo et al., 2017). Además, la marea puede intensificar o modificar la circulación de acuerdo con las diferentes fases del ciclo mareal (sicigia y cuadratura), generando por ejemplo flujos de mayor intensidad, esto, debido a los cambios en el grado de mezcla vertical, modificando de esta manera los campos de masa.

El efecto de la batimetría puede ser un factor crítico en la Patagonia. Una de las características de la Patagonia Chilena es presentar una irregular y abrupta batimetría, ocasionada por la erosión glaciar, la cual puede actuar como un límite natural y generar un reducido intercambio de agua, limitando la ventilación de cuencas como se ha observado en el sistema del golfo Almirante Montt (Soto et al., 2023).

Los patrones de viento pueden tener un rol significativo en la circulación, dependiendo de la dirección y magnitud del viento. Si el viento tiene dirección opuesta al gradiente horizontal de densidad, puede modificar la circulación estuarina característica, causando una disminución en el intercambio de agua y propiciando la mezcla. Si el viento presenta la misma dirección del gradiente de densidad horizontal,

éste puede intensificar la circulación estuarina, propiciando una estratificación y un flujo de intercambio (Soto-Riquelme., et al 2023).

El principal forzante en la circulación gravitacional es el agua dulce, dado que los aportes de agua dulce mantienen el balance de masa en sistemas estuarinos y de fiordos, como es la zona austral de Chile. Esta tiene una marcada influencia en la estabilidad de la columna de agua por gradientes de densidad horizontal.

Debido a las brechas de conocimiento que aún existen en estos sistemas, la identificación de los diferentes forzantes, sus grados de influencia sobre los patrones de circulación, y la consideración de la componente local, se ha vuelto clave para desarrollar y focalizar estudios que permitan formular una línea base suficientemente robusta sobre la cual establecer los marcos regulatorios ambientales, zonificar, ordenar la instalación y/o selección de sitios aptos para la acuicultura.

El desarrollo de la investigación enfocada a determinar la dinámica estuarina, ha permitido la implementación de modelos numéricos para el estudio de amplias zonas geográficas. Este tipo de estudios tiene como una de sus ventajas la capacidad de extender los resultados de la medición y monitoreo puntual a un área geográfica mayor, con la capacidad de predecir su comportamiento en diferentes escenarios.

Una de las formas de entender y poder predecir el comportamiento de un sistema marino es a través de modelos numéricos. Estos, son abstracciones de la realidad, por ello tienen errores al intentar simularlo. Cualquier modelo de predicción intenta simular los múltiples procesos que producen cambios en un sistema, por lo tanto, su objetivo es comprender estos procesos y predecir los efectos en los cambios e interacciones (Kamga et al., 2000). La simulación se realiza mediante la descripción de un sistema en términos de leyes físicas, por consiguiente, un modelo numérico está compuesto por una serie de ecuaciones que expresan estas leyes (Kalnay et al., 1998). Siempre existen desviaciones entre lo simulado y lo real, que se corrigen a medida que las simulaciones avanzan y se contrastan contra lo real, ajustando a posteriori los datos y volviendo a ejecutar las simulaciones. Es un proceso de retroalimentación, sin el cual sería muy imprudente tomar como certeras las predicciones realizadas (Jolliffe et al., 2003).

En los últimos 13 años, se han realizado diversos estudios de investigación, dentro del programa de investigación mandatado por la Ley de Pesca y Acuicultura, para la regulación y toma de decisiones de la actividad acuícola. El programa comprende la investigación, el monitoreo y el análisis de las condiciones oceanográficas ambientales y sanitarias apropiadas para el ejercicio sustentable de la acuicultura. Estas actividades han sido ejecutadas por el grupo de trabajo de IFOP, donde entre otras cosas se han implementado y validado modelos a diferentes escalas y en distintas regiones de la zona sur austral de Chile. Sin embargo, aún se hace necesario ampliar la cobertura espacial y temporal de información física y química, de modelación, entre otras. Lo anterior es un aspecto clave, para comprender cómo se comportarán estos ambientes frente a los diferentes escenarios de cambio climático.

El cambio climático representa una amenaza significativa para los ecosistemas marinos, y los fiordos de la Patagonia chilena no son una excepción. Estos ecosistemas son especialmente vulnerables al cambio climático, incluida la desoxigenación y/o la acumulación de nutrientes, la variabilidad de los aportes de agua dulce por escurrimiento de ríos y deshielos. La actividad de acuicultura, particularmente el cultivo de salmones, añade una capa adicional de complejidad al equilibrio ecológico de la Patagonia Chilena. Este proyecto busca evaluar el estado actual y proyectar las tendencias futuras de los escenarios e impactos del cambio climático sobre los sistemas ecosistémicos en los cuales se sustenta la actividad acuícola.

Particularmente, el oxígeno disuelto es uno de los parámetros importantes para los tomadores de decisiones en políticas públicas en relación al ordenamiento territorial, en términos de sustentabilidad por actividades productivas, esto debido a que bajos niveles de oxígeno disuelto, pueden tener serias implicancias biológicas y ecológicas, como estructuradores de las mismas (Seibel, 2011). Para efectos prácticos, se utiliza el concepto de zona con bajas de oxígeno (ZBO), para señalizar áreas determinadas, espacialmente donde se detectan de manera permanente o esporádica, bajos valores de oxígeno disuelto. Debido a que, no existe un valor único para delimitar los límites o umbrales (Cepeda-Morales et al., 2009), un ejemplo de esto está determinado por el concepto de hipoxia, autores como Kamykowski & Zentara, (1990), fijan un valor <0.2 ml L-1, mientras que Diaz & Rosenberg, (1995), lo fijan en <2 ml L-1. Siendo este valor el más utilizado actualmente. Por lo anteriormente señalado, en este estudio, se utilizaron los rangos señalados por Silva & Vargas, (2014), para referirse a: buenas condiciones oxígeno disuelto (>5 ml L-1), zona baja oxígeno (<4 ml L-1) hipoxia (<2 ml L-1), además de agregar el concepto de zonas con condiciones de anoxia (<0.5 ml L-1). Complementariamente se indica que, en estudios anteriores (Soto *et al*., 2018) y Soto *et al*., (2019), también se han reportado bajas de oxígeno, hipoxia y condiciones de anoxia, en algunos fiordos dentro del Mar interior de Chiloé y Mar interior de Aysén, por este motivo se monitorean estas 2 regiones, bajo la denominación de cruceros Patagonia norte de manera permanente. Esto, ya que comienza a percibirse un aumento en las zonas con disminución de oxígeno, lo cual puede ser producto de la actividad antropogénica y/o actualmente por los impactos del cambio climático y (Diaz & Rosenberg, 2008).

El área seleccionada para este estudio, localizada dentro del Golfo Almirante Montt (GAM), región de Magallanes y la Antártica Chilena, se encuentra influenciada por el derramamiento de campos de Hielo Sur (-48.3° S – 51.5° S; 73°W), ya que sus principales cuencas vierten directamente dentro de esta zona, formando un complejo sistema de fiordos mar interior. Silva & Vargas en 2014, reportaron condiciones de bajas de oxígeno, específicamente en la depresión que se forma en el área llamada Vattuone (-51.8S -72.9°W), eventos que también habían sido detectados en estudios anteriores realizados por IFOP en 2012 y 2013, junto con las bajas de oxígeno detectados en fiordo Worsley por Pinilla *et al*., (2013). Debido a estos antecedentes, que durante la primera etapa (2022-2023), el estudio estuvo focalizado en ampliar y mejorar las observaciones oceanográficas, enfocados en la modelación numérica, junto con integrar información químico-biológica para determinar el comportamiento de estos parámetros asociado a la hidrodinámica, debido a que el oxígeno disuelto,

es uno de los parámetros importantes para los tomadores de decisiones en políticas públicas para el ordenamiento territorial, en términos de sustentabilidad por actividades productivas, ya que, básicamente bajos niveles de oxígeno disuelto, pueden tener serias implicancias biológicas y ecológicas, como estructuradores de las mismas (Seibel, 2011).

El sistema de canales, fiordos y golfos de la zona subpolares representó un ecosistema altamente vulnerable a los efectos del cambio global, particularmente debido al aumento del CO2 antropogénico en la atmosfera y su correspondiente absorción por el océano (Bianchi et al., 2020; Williams *et al*., 2022). Esta vulnerabilidad se intensificó en áreas influenciadas por glaciares, los cuales actuaron como reguladores clave de múltiples procesos en estas zonas. Entre estos procesos, destaca la influencia de los glaciares sobre la temperatura del agua, lo que a su vez moduló el flujo de gases, como el CO_2, entre la atmósfera y el océano (Cook *et al.,* 2016; Morley *et al*., 2020). Además, el ingreso de agua dulce glaciar genera alteraciones en la especiación del sistema carbonato y en la capacidad buffer del sistema, disminuyendo su eficacia para amortiguar los efectos de la acidificación (Henson *et al*., 2023).

A esta dinámica natural se suma la presión antropogénica local, como es el caso del Golfo Almirante Montt (GAM), donde existe una alta concentración de actividades acuícolas. Estas actividades contribuyen al incremento del CO2 disuelto a través de la respiración intensiva de organismos cultivados y del aporte de materia orgánica, que al degradarse favorece procesos microbianos que generan CO2 (Han *et al*., 2021; Yakushev *et al*., 2020). Por lo tanto, el estudio de la acidificación costera en esta zona es crucial para comprender cómo estos ecosistemas responden a múltiples estresores tanto naturales como antrópicos y para anticipar sus impactos en la estructura y funcionamiento de los ecosistemas marino-costeros subantárticos.

OBJETIVOS

1.1 Objetivo general

Caracterizar mediante observaciones y modelación numérica, los procesos oceanográficos en fiordos y canales Australes y mejorar el conocimiento de los escenarios e impactos del cambio climático.

2.2 Objetivos específicos

- Caracterizar la variabilidad temporal de las condiciones químico-biológicas (temperatura, salinidad, oxígeno disuelto, nutrientes, biomasa fitoplanctónica) y monitorear las zonas con bajas de oxígeno dentro golfo Almirante Montt y áreas aledañas.

- Estimar la circulación marina a través de modelación numérica en el golfo Almirante Montt, expandiendo la modelación numérica en áreas aledañas.

- Monitorear las condiciones oceanográficas en la columna de agua dentro del Mar interior de Chiloé y Aysén (cruceros Patagonia norte etapa 2024-2025), y mejorar el conocimiento de los escenarios e impactos del cambio climático.

- Cuantificar los volúmenes de las zonas con bajas de oxígeno disuelto y las condiciones basales de nutrientes y biomasa fitoplanctónica, en algunos fiordos de la Patagonia chilena.

- Determinar las condiciones de acidificación y los principales forzantes locales en el Golfo Almirante Montt.

2. METODOLOGÍA

2.1 ***Metodología objetivo 1.*** *Caracterizar la variabilidad temporal de las condiciones químico-biológicas (temperatura, salinidad, oxígeno disuelto, nutrientes, biomasa fitoplanctónica) y monitorear las zonas con bajas de oxígeno dentro golfo Almirante Montt y áreas aledañas.*

Para caracterizar las propiedades físicas, químicas y biológicas de la columna de agua, se realizaron 3 cruceros oceanográficos para cubrir la variabilidad temporal de 3 periodos estacionales diferentes con el propósito de poder estimar la variabilidad temporal del sistema, incluyendo el interior del golfo Almirante Montt y zona aledaña (canal Sarmiento, fiordo Taraba y península Staines), estrategia que permitió continuar monitoreando áreas con presencia de hipoxia, detectadas en los estudios anteriores ejecutados por IFOP. En cada crucero se realizaron mediciones de CTDO, se tomaron muestras de agua y se instalaron sensores de oxígeno disuelto y temperatura. Las estaciones de medición y posición de los sensores se encuentran detallados en la **figura 1**.

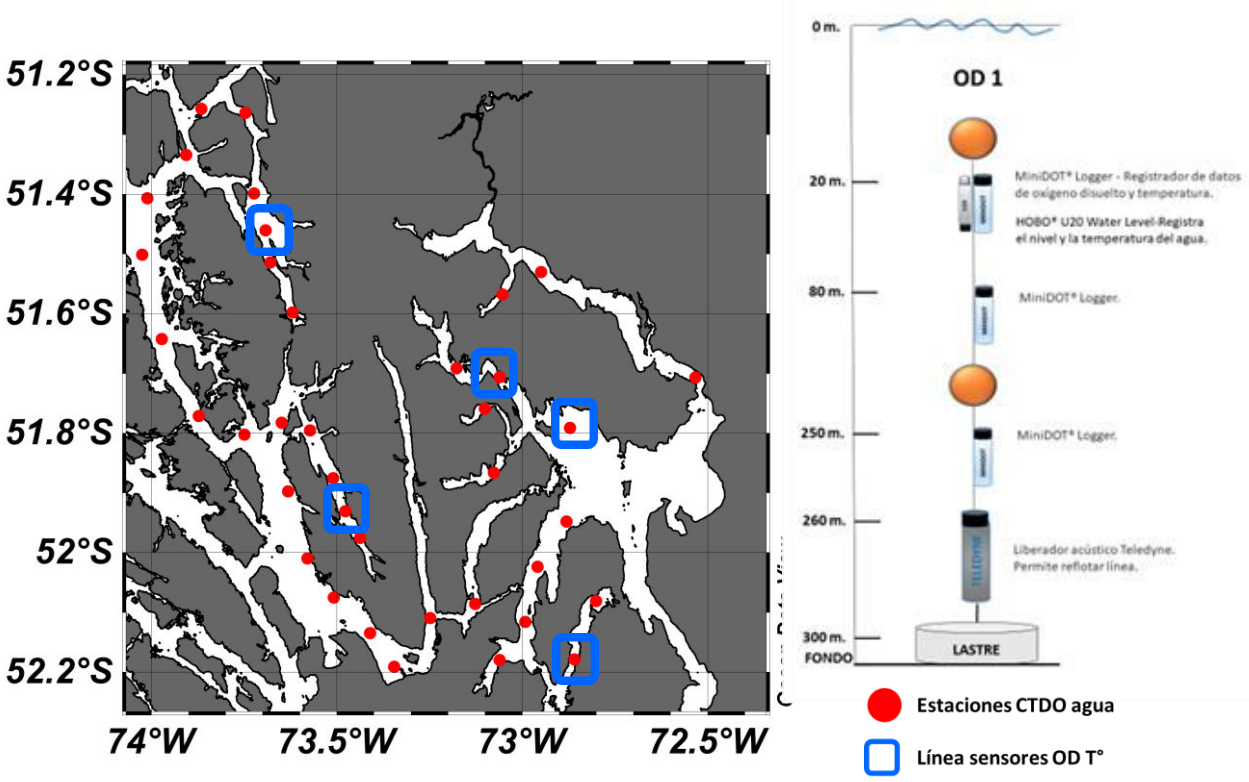


Figura 1: Mapa estaciones CTDO y muestras de agua, para determinar nutrientes y clorofila en columna de agua (panel izquierdo). Línea sensores de oxígeno disuelto y temperatura (panel derecho).

Actividad 1: observaciones columna de agua: Durante agosto 2024, enero 2025 y junio 2025, se realizaron perfiles verticales en 38 estaciones distribuidas a lo largo del GAM. En cada estación se

midieron sistemáticamente parámetros oceanográficos clave: oxígeno disuelto (OD), temperatura, profundidad, salinidad, entre otros parámetros. Las mediciones se efectuaron en los siguientes niveles estándar: 0 m, 5 m, 10 m, 25 m, 50 m, 100 m y luego cada 100 m hasta la profundidad máxima permitida por la batimetría del área. La programación de los muestreos se ajustó según las condiciones meteorológicas imperantes (**figura 1**).

Los datos fueron obtenidos mediante un CTDO Seabird 19plusV2 y posteriormente procesados con el software SBE Data Processing-Win32 del mismo fabricante. Se aplicó un control de calidad riguroso a cada conjunto de datos con el fin de garantizar la precisión y confiabilidad de la información obtenida. Posteriormente, se construyó una matriz numérica en formato Excel, incluyendo variables procesadas y reprocesadas según fuese necesario. Los parámetros reportados fueron: salinidad (psu), temperatura (°C) y oxígeno disuelto en diferentes unidades (ml/L).

Se tomaron muestras discretas a 0, 5, 10, 25, 30, 50, 100, 200 y 300 m de la columna de agua de mar con botellas Niskin de 5 L para la recolección de muestras de nutrientes. Las muestras fueron filtradas (0,45µm) y conservadas en 2 viales de 5 ml de polipropileno de alta densidad y congeladas (-20°C) hasta su posterior análisis en el laboratorio. Las muestras fueron analizadas en equipo autoanalizador de flujo continuo segmentado QuAAtro39 (Seal Analytical, Mequon, WI, EE. UU.) utilizando métodos estándar. Method Q-054-04 Rev.2, December 2011-NO_2; method Q-119-11 Rev.2, December 2016-NO_3; method Q-048-04 Rev.3, August 2016-PO_4; method Q-050-04 Rev.2, December 2016 SiO_2

Método de análisis de nutrientes

Todos los análisis químicos de nutrientes fueron realizados en laboratorio interno, sede Puerto Montt. Las metodologías se detallan a continuación:

La determinación del nitrato se basa en el método modificado por Strickland y Parsons (1968). Detallada en APHA. AWWA. WEF 2005a (Standar Methods).

La determinación de los nitritos se basa en el método de Strickland y Parsons (1968). Detallado en APHA. AWWA. WEF 2005b (Standar Methods).

La determinación de fósforo reactivo en agua de mar se basa en el método propuesto por Strickland y Parsons (1968). APHA. AWWA. WEF 2005c (Standar Methods).

La determinación de Silicato se basa en el método propuesto por Strickland y Parson (1968). APHA. AWWA. WEF 2005d (Standar Methods).

Para el análisis espacial y temporal de los datos, se utilizaron herramientas gráficas generadas en el software Ocean Data View (Schlitzer, 2021). Los resultados gráficos permitieron describir la distribución, variabilidad y comportamiento de estas variables oceanográficas.

Actividad 2. Series de tiempo oxígeno disuelto: Mediante anclajes en puntos definidos (**Figura 2**), se implementó un sistema de sensores, para mediciones de oxígeno disuelto y temperatura. Los

sensores fueron instalados en el primer crucero oceanográfico y fueron retirados en el 3° crucero (periodo donde se realizó la extracción de los datos). La cobertura temporal de los sensores, fue la misma de los ADCP, especificadas en las tablas 1 y 2.

Actividad 3. Monitoreo zonas de bajas de oxígeno: En las áreas donde fueron detectados, condiciones de hipoxia y o anoxia en la etapa anterior de este estudio, se instalaron nuevamente sensores, y analizaron mediante la técnica descrita en la actividad 2. Estas áreas correspondieron a fiordo Poca Esperanza, depresión batimétrica de Vattuone y fiordo Worsley. El esquema de los diferentes anclajes junto a los sensores y la ubicación se encuentran detalladas en la **figura 2**.

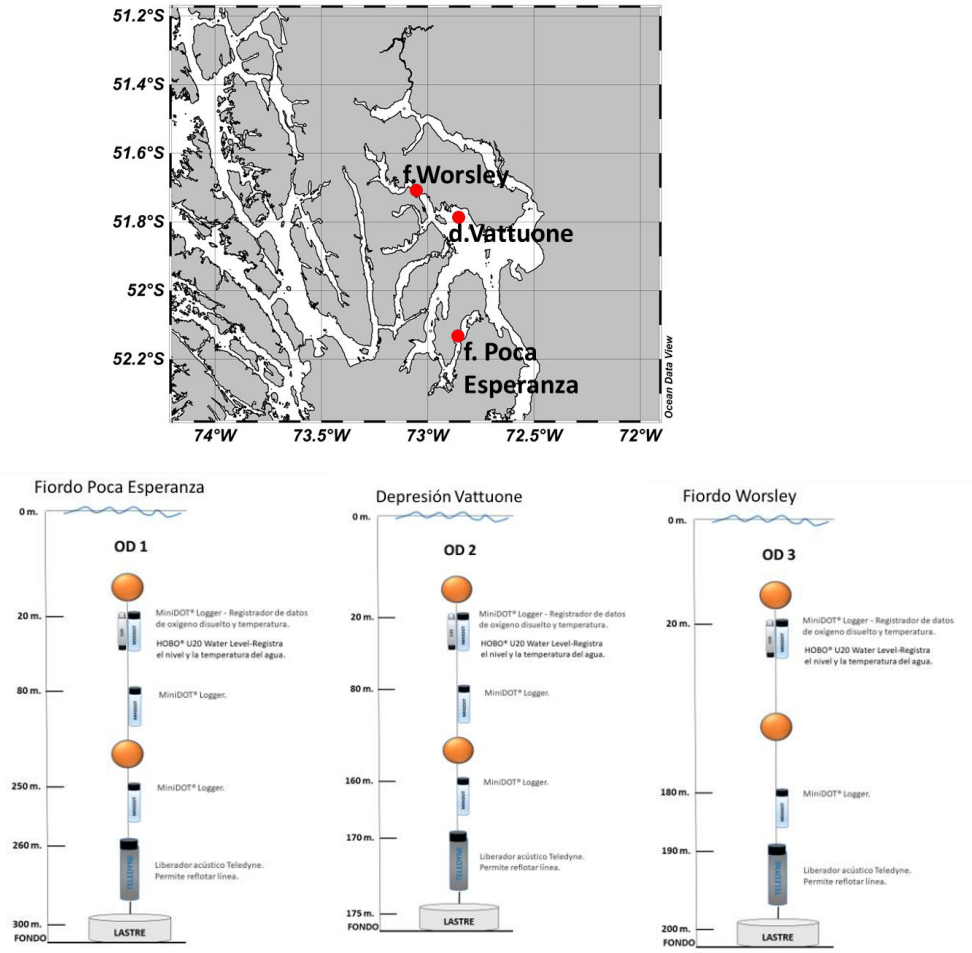


Figura 2: Mapa de la zona en donde se realizaron los anclajes. Panel inferior esquema y profundidad de los sensores para el monitoreo.

3.2 Metodología objetivo 2. Estimar la circulación marina a través de modelación numérica en el golfo Almirante Montt, expandiendo la modelación numérica en áreas aledañas.

Actividad 1. Observaciones: En la etapa anterior se realizó la simulación hidrodinámica del Golfo Almirante Montt (Soto et al., 2024), para los años 2016, 2017 y 2018, en la presente etapa la simulación se extendió espacialmente a los canales (Unión, Collingwood, Sarmiento) y fiordos (Taraba, Staines) aledaños, considerando los mismos años. Para ambas simulaciones se requirió de información de aquellos forzantes que forman parte del balance dinámico, tales como; las descargas de agua dulce, el viento, las mareas y la geometría del reservorio dada por la batimetría.

La cobertura temporal de cada instrumento se detalla en las **Tablas 1** y **2**. Las series de tiempo fueron filtradas aplicando un filtro de pasa-baja, coseno de Lanczos de 121 pesos y periodo de corte de 40 h.

Tabla 1. Información instrumental de medición de corriente y estación meteorológica. Profundidad del ADCP (z) y profundidad de fondo (Z).

Ubicación	Latitud (S)	Longitud (W)	Fecha inicial	Fecha final	z/Z
Sarmiento (RDI 300)	-51.7023	-73.9463	15/01/2016	29/04/2016	95.2 m / 370 m
Collingwood (RDI 300)	-51.8649	-73.6809	15/01/2016	30/04/2016	40.7m / 360m
Taraba (RDI 300)	-51.8634	-73.5220	17/08/2024	10/06/2025	115m/285m
Staines (RDI 300)	-51.4452	-73.6991	18/08/2024	08/06/2025	90m/547m
Estación Meteorológica	-52.1394	-73.5082	12/01/2016	04/07/2016	3m
Estación Meteorológica	-51.7363	-72.5269	15/11/2022	30/06/2025	3m

Tabla 2. Información de mareógrafos instalados.

Instrumento	Latitud (°)	Longitud (°)	Referencia	fecha inicio	fecha final	z (m)
Mareógrafo (Hobo)	-52.06757	-73.46998	Canal Unión	13-11-2022	14-05-2023	1.8 m
Mareógrafo (Hobo)	-52.05102	-72.9991	Salida Kirke Valdés	13-11-2022	14-05-2023	1.9 m
Mareógrafo (Hobo)	-51.73591	-72.52682	Ultima Esperanza	17-05-2023	19-05-2024	1.5 m
Mareógrafo (RBR)	-51.86468	-72.88065	Sta. María (Salustio)	12-02-2013	22-03-2013	1.5 m
Mareógrafo (RBR)	-52.09922	-73.21923	Morla Vicuña	29-02-2012	26-03-2012	5.69 m
Mareógrafo (RBR)	-51.98748	-72.69571	Obstrucción	06-03-2012	26-03-2012	3.67 m
Mareografo (Hobo)	-51.7069	-73.9788	Sarmiento	17-08-2024	10-06-2025	2m
Mareografo (Hobo)	-51.8868	-73.4680	Taraba	17-08-2024	10-06-2025	1.8m
Mareografo (Hobo)	-51.4746	-73.7101	Staines	17-08-2024	10-06-2025	1.8m

Actividad 2 Modelo numéricos:

Para dar una mejor descripción de la fluctuación de estos forzantes, se implementaron modelos (con sus validaciones) para obtener la variabilidad espacial y temporal de estos forzantes. Luego, se describen cada elemento que se sintetiza en la **Figura 3**. Este esquema, además de los modelos que otorgaron los forzantes, incluyó la modelación de los tiempos de intercambio de agua, mediante el método de la edad del agua y la publicación de esta información en un portal WEB (chonos.ifop.cl).

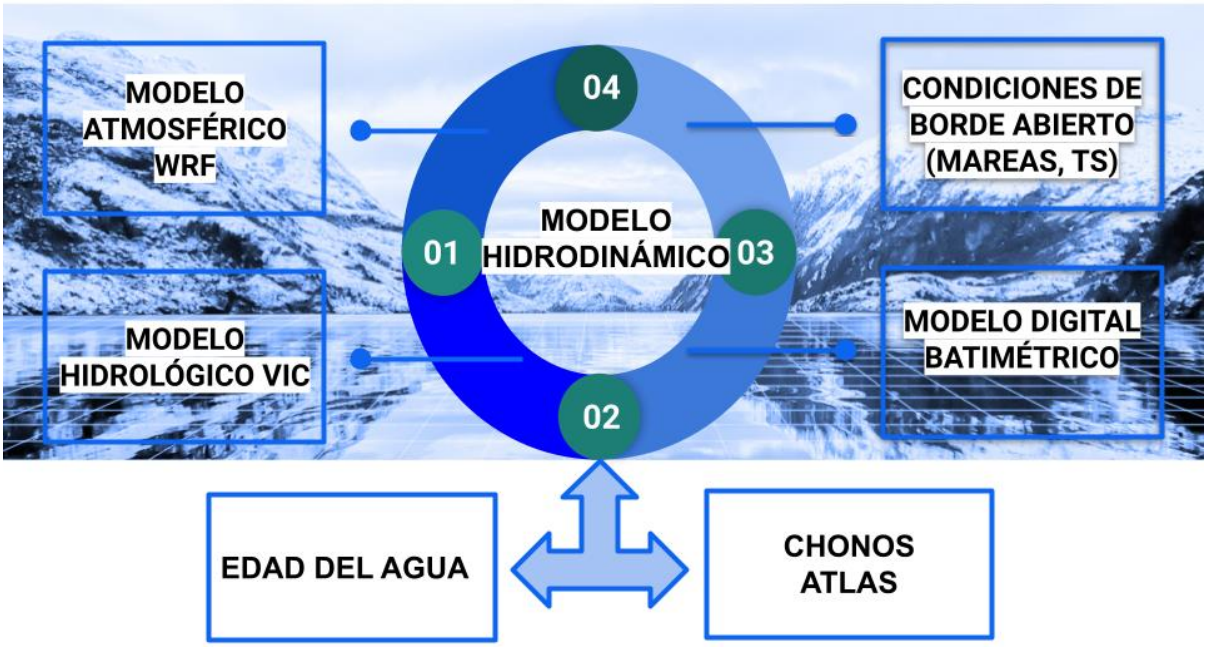


Figura 3: Esquema del sistema de modelación y distribución de información del estudio.

Modelo Atmosférico WRF: La circulación marina dentro de canales y fiordos, rodeados de montañas y glaciares es altamente afectada por los patrones regionales característicos de cada zona, pero tan importante como estos son los patrones locales del viento. Para comprender y simular adecuadamente estos patrones, es imprescindible aplicar modelos atmosféricos de alta resolución que puedan capturar las interacciones entre la topografía y el flujo de aire (Myksvoll *et al*., 2012).

Se ha empleado el modelo no hidrostático WRF (versión 3.5.1) (Skamarock *et a*l., 2008) para simular las condiciones atmosféricas de la zona del Golfo Almirante Montt y canales adyacentes. Este modelo fue insertado dentro del sistema operacional NCEP, que tiene una resolución espacial de 25 km (National Centers for Environmental Prediction, 2000). El modelo WRF se ejecutó con una resolución espacial detallada de 1 km, cubriendo una región definida entre aproximadamente 51.18°S - 52.65°S y 71.84°W - 75.2°W (**Figura 4a**).

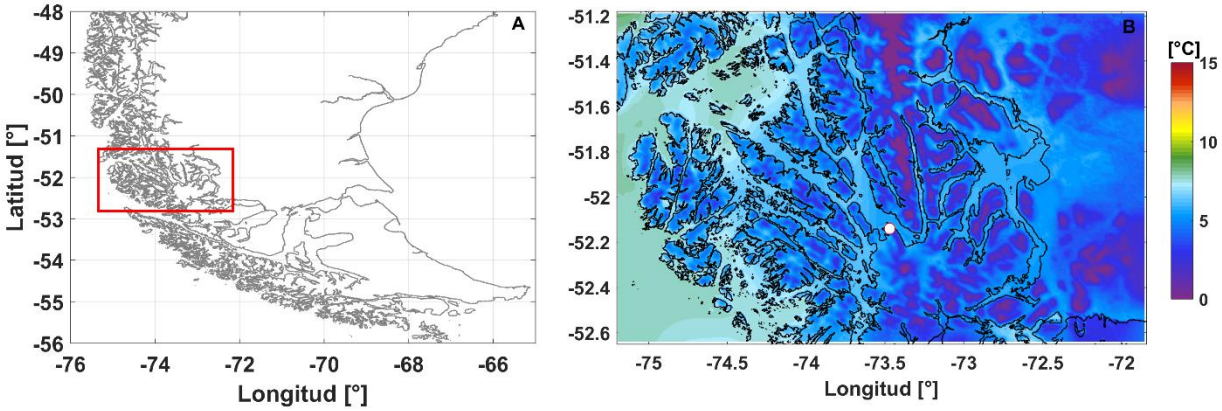


Figura 4: a) Dominio establecido para la simulación atmosférica (WRF), con resolución espacial de 1km y b) campo de temperatura atmosférica a los 2m, promedio año 2017. El circulo blanco indica la ubicación geográfica de la estación meteorológica para evaluar el modelo WRF.

Dentro de los parámetros modelados por WRF durante el período 2016 al 2018 se encuentran: velocidad del viento a 10m, temperatura a 2m, radiación, presión atmosférica y humedad relativa, entre otros. Para evaluar la eficacia del modelo atmosférico reflejando las tendencias temporales de presión, temperatura y componentes del viento, los datos de WRF se compararon con los recopilados por una estación meteorológica en canal Unión (**Figura 4b**). Se emplearon métricas estadísticas como la correlación y la raíz del error cuadrático medio (RMSE) para esta comparativa.

La correlación determinada a través del coeficiente de correlación de Pearson (*ryx*), evalúa la relación lineal entre los datos modelados y observados. Matemáticamente, *ryx* se define mediante la covarianza de los conjuntos de datos modelados y observados, normalizada por sus desviaciones estándar. Sus valores varían entre -1 y 1, donde 1 indica un ajuste lineal perfecto, 0 ninguna relación y -1 una relación inversa.

$$\frac{cov_{yx}}{S_y S_x} = \frac{\sum_{i=1}^{N}(Y_i - \overline{Y})(X_i - \overline{X})}{\sum_{i=1}^{N}(Y_i - \overline{Y})(X_i - \overline{X})} \quad (6)$$

Por otro lado, el RMSE proporciona un indicador de la diferencia promedio entre las observaciones y las predicciones del modelo. Los menores valores de RMSE implican un modelo con predicciones más precisas en términos de desviación respecto a los datos reales.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N}(Y_i - \overline{Y})(X_i - \overline{X})}{N}} \quad (7)$$

Modelo hidrológico VIC: Los aportes de agua dulce hacia el Golfo Almirante Montt y canales Adyacentes como; Unión, Collingwood, Sarmiento y fiordo Taraba y Staines provienen de una extensa

red de ríos que desembocan en su interior. Entre estos cursos fluviales, destaca el río Serrano situado en el sector norte del dominio GAM. Junto a esta contribución fluvial la superficie experimenta un aporte sustancial de precipitación, que se presenta tanto en forma de lluvia como nieve que se distribuye de manera heterogénea dentro del dominio.

La relevancia de estas fuentes de agua dulce incide directamente en la dinámica y condiciones oceánicas del sistema. Para caracterizar este forzante, se empleó un modelo hidrológico que brinda una estimación de la escorrentía en el sistema.

Los caudales de ríos que desembocan en el sistema marino han sido simulados con el modelo hidrológico VIC (Liang et al., 1994) que es alimentado con series de precipitaciones y temperatura del producto grillado CR2MET (http://www.cr2.cl/datos-productos-grillados/) de una resolución 0.05º (5 km aproximadamente) para un periodo comprendido entre 1980-2023. A partir de esta información, el modelo VIC simula la escorrentía en intervalos horarios, lo que permite calcular series diarias de caudales en una red hidrográfica sintética (obtenida a partir de información satelital) correspondiente al área de análisis.

Posteriormente, se lleva a cabo un proceso de calibración utilizando observaciones fluviométricas de la Dirección General de Aguas (DGA). Durante este proceso, se ajustan ciertos parámetros del modelo VIC para optimizar su desempeño en función de los datos observados. Una vez calibrado, el modelo se ejecuta para estimar el caudal diario en el periodo comprendido entre 1980 al 2023 en todas las cuencas costeras del dominio espacial de la simulación. La **Figura 5** estima las 130 cuencas hidrográficas con Q > 1 m^3s^{-1}, utilizadas para caracterizar el forzante**.** El análisis se complementa junto a tres estaciones de la DGA que tienen información de ríos que desembocan en GAM. Las observaciones diarias comprenden los ríos Serrano, con mediciones entre 1995 y 2025; el río Prat, cuyos datos abarcan el periodo de 2005 a 2018; y finalmente, el río Hollemberg, del cual se dispone de información entre los años 2007 y 2020.

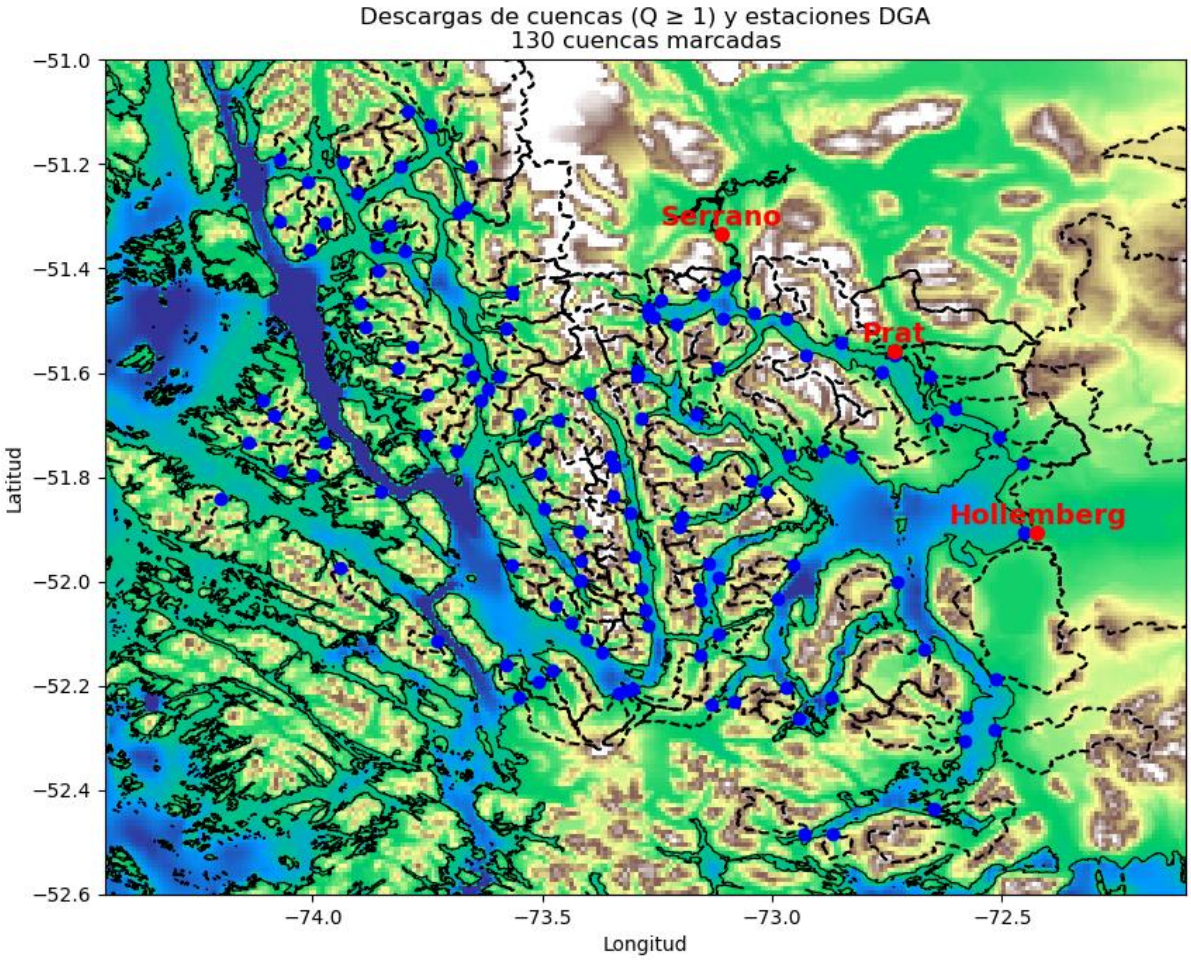


Figura 5: Estaciones fluviométricas de la Dirección General de Aguas (DGA) círculos rojos, y principales cuencas estimadas por el modelo hidrológico VIC (círculos azules) en el dominio Golfo Almirante Montt canales adyacentes, fiordo Taraba y Staines.

Las observaciones fueron utilizadas para evaluar la capacidad del modelo en replicar la variabilidad de los caudales de la región. Las series temporales se compararon con las simulaciones correspondientes a cada cuenca, utilizando estadísticas de validación. Se identificaron las fuentes con mayor aporte de agua dulce en GAM y se utilizaron los caudales estimados por el modelo VIC para caracterizar el forzante hidrológico de manera espacio-temporal.

Las tendencias presentes en casi 40 años de información simulada en GAM se pueden revisar en el informe 2024 (Soto-Riquelme *et al*., 2024). Donde se analizaron las tendencias en base al test Mann-Kendall (Mann 1945; Kendall, 1975), método no paramétrico utilizado ampliamente para evaluar tendencias estadísticamente significativas en series de tiempo hidrológicas y climatológicas. Para estimar la magnitud de la tendencia se utilizó el método de la pendiente de Sen (Sen 1968). La

pendiente de Sen es un método no paramétrico robusto que evalúa tendencias, con la ventaja de permitir la existencia de lagunas de datos y es altamente tolerable para valores escapados en la señal.

Toda la información de las simulaciones de caudales para cada cuenca marina es desplegada en la plataforma Chonos de IFOP en https://chonos.ifop.cl/flow/. Cabe destacar que el modelo VIC fue desarrollado para IFOP por la empresa consultora MeteoData Limitada. El sistema de modelación de agua dulce abarca varios componentes, los cuales se detallan en la **Figura 6** y la **tabla 3**.

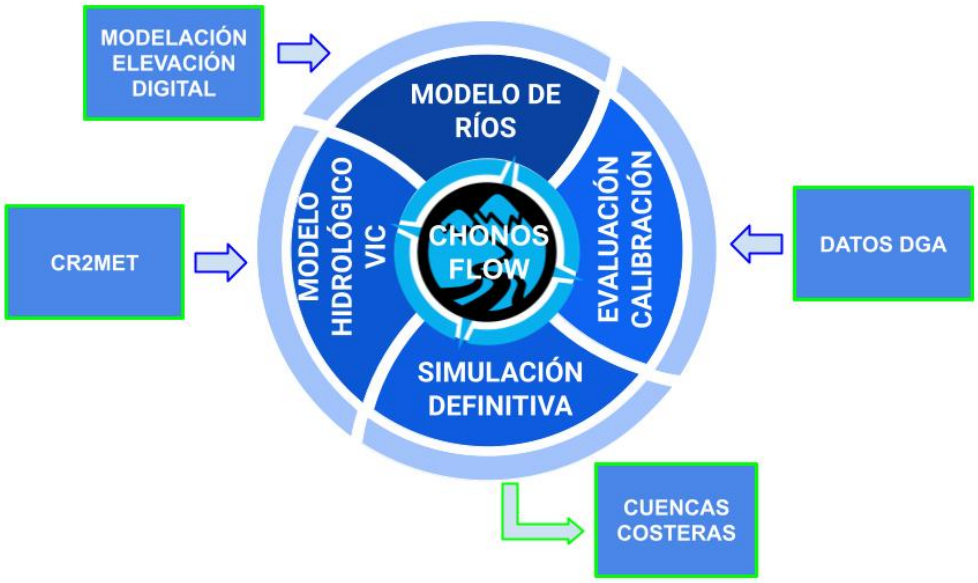


Figura 6. Esquema general del proceso de modelación y construcción de los productos del proyecto.

Tabla 3: Características sistema de modelación hidrológico.

Parámetros	Variable Infiltration Capacity (VIC)
Resolución espacial	0.05° (aproximadamente 5 km)
Área de la simulación	Territorio Chileno entre 41°S y 56°S
Resolución temporal	Diario
Periodo de simulación	1980-2024
Datos de entrada	Base de datos CR2MET
Modelo terreno digital	SRTM (90 metros de resolución)
Modelo para red hidrográfica	TauDEM
Calibración y evaluación	Datos fluviométricos de la DGA (~50 estaciones)

Modelo hidrodinámico 3D (MIKE 3): Para simular la hidrodinámica de este sistema de fiordos se utilizó el modelo hidrodinámico 3D MIKE 3 FM (DHI, 2019). Este es un sistema de modelación de 3 dimensiones que considera la solución numérica de las ecuaciones tridimensionales incompresibles de Navier-Stokes utilizando el enfoque de Reynolds, los supuestos de Boussinesq y de presión hidrostática, por lo que el modelo consiste en las ecuaciones de conservación de masa y momentum, transporte de calor y de sal. Como algoritmo de solución de las ecuaciones indicadas, el modelo utiliza el método de volúmenes finitos centrados en cada celda. La estructura de discretización, triángulos de distintos tamaños, permite un ajuste flexible de la resolución horizontal del modelo, por ejemplo, una alta definición del borde costero. Por esta razón, se considera que este tipo de solución es la adecuada para zonas de topografía compleja. En el plano vertical utiliza coordenadas sigma combinadas con rectangulares (denominadas Z), que permiten una mejor solución de la estratificación en las zonas con altos gradientes verticales de densidad (DHI, 2019).
Se contemplo 2 dominios, la etapa 1 el modelo GAM (**Figura 7**) esta validación se puede observar con detalle en el informe 2024 (Soto-Riquelme *et al*., 2024), la etapa 2 el modelo se extiende desde canal Unión hasta los canales externos Collingwood y Sarmiento para conectar con los fiordos Staines y Sarmiento (**Figura 8**). La información batimétrica fue obtenida de las cartas náuticas del Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (SHOA), reprocesadas e interpoladas linealmente mediante el método del vecino natural (Sibson, 1981). Se utilizan distintos tamaños de elementos de acuerdo con la geometría de la cuenca dejando aquellos lugares someros y estrechos con mayor resolución. Los sectores de menor resolución corresponden a las zonas más profundas con una resolución aproximada de 1000 m, mientras que la mayor resolución se encuentra en Senos Taraba y Staines, para un total de 19927 elementos en la dimensión horizontal. En la dimensión vertical el modelo está dividido en 45 capas combinadas sigma-cuadrangular, con mayor resolución en las capas superficiales, esto y algunos otros parámetros se pueden ver en la **Tabla 4**.

Se implementó un trazador de edad del agua acoplado al modelo hidrodinámico utilizando el enfoque Constituent-oriented Age and Residence Time (CART) propuesto por Delhez *et al*. (1999). En este marco, la edad del agua se define como el tiempo transcurrido desde que una parcela de agua ingresa al dominio modelado —desde el océano abierto o desde fuentes de agua dulce— hasta alcanzar una ubicación interna del sistema. De este modo, las cuencas interiores se ventilan tanto mediante intrusión oceánica a través de canales como por aportes de agua dulce. Las regiones que presentan mayores valores de edad corresponden a volúmenes de agua que han permanecido más tiempo dentro del sistema, reflejando zonas de menor renovación. Este método ha sido ampliamente utilizado en sistemas estuarinos y fiordos de la Patagonia, particularmente en estudios desarrollados por IFOP, y sus detalles metodológicos pueden consultarse en Pinilla *et al*. (2020).

En este estudio, la edad del agua se implementó mediante el módulo Ecolab, el cual permite acoplar trazadores al modelo hidrodinámico tridimensional MIKE 3 FM previamente configurado. La formulación utilizada sigue una lógica acumulativa: al ingresar al dominio modelado, desde los ríos o desde los bordes abiertos, el agua se considera “nueva” y recibe un valor de concentración de 1 y una edad inicial de 0 días.

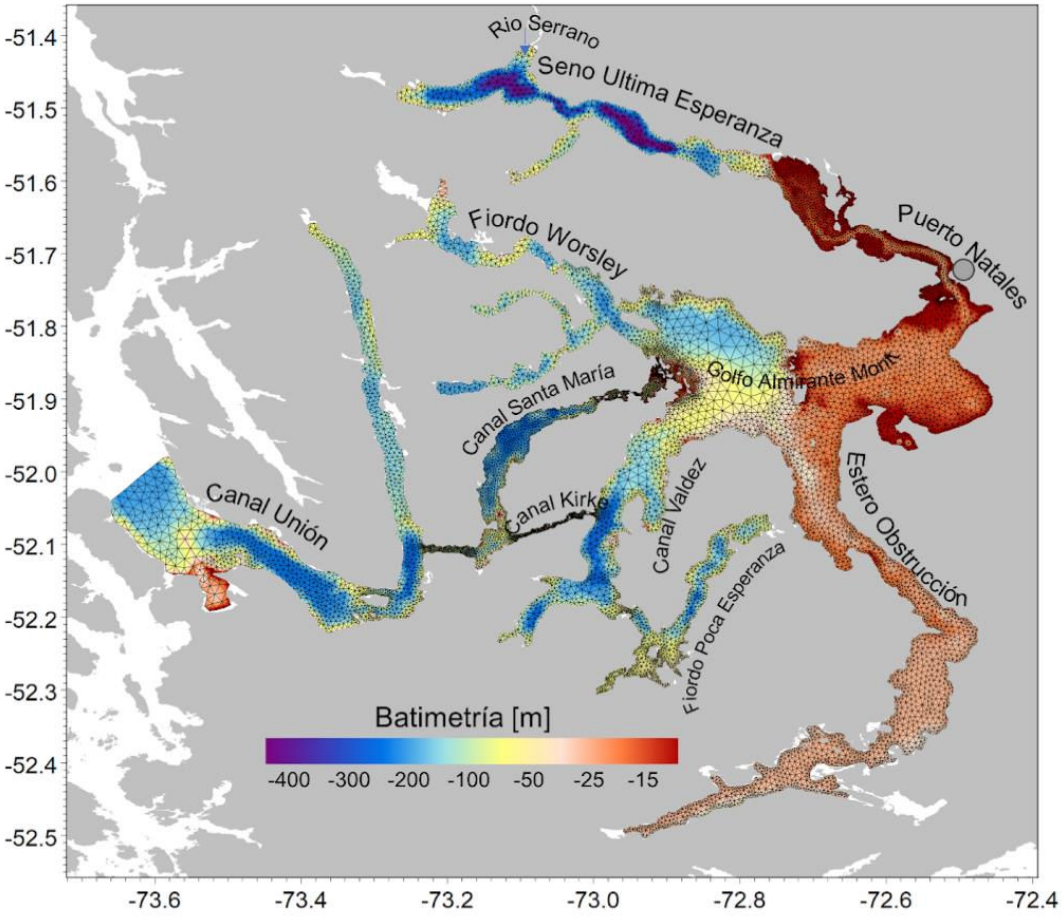


Figura 7: Golfo Almirante Montt en la región de Magallanes, modelo digital de elevación basado en cartas Náuticas SHOA y malla de modelo hidrodinámico con resolución variable.

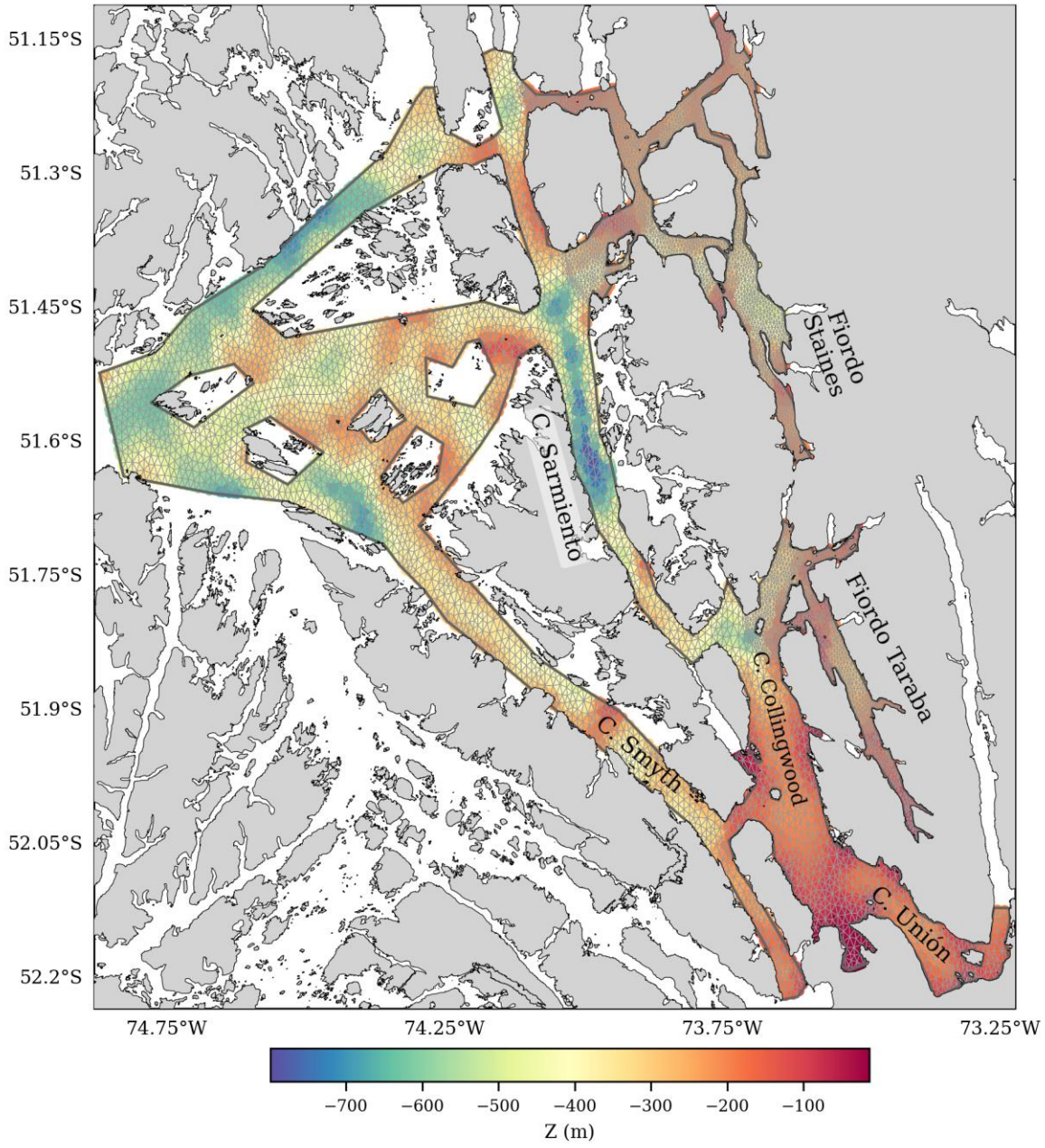


Figura 8: Canales de conexión a fiordo Taraba y Staines en la región de Magallanes, modelo digital de elevación basado en cartas náuticas SHOA y malla de modelo hidrodinámico con resolución variable.

Tabla 4: Características de implementación del modelo hidrodinámico en Golfo Almirante Montt.

Parámetros MIKE 3 FM	Golfo Almirante Montt
Resolución espacial	Variable ~100 a 1000 m
Resolución vertical	43 capas sigma-Z / superficie ~1 m / fondo ~25 m
Resolución temporal	300 s / (almacena datos horarios)
Periodo de simulación	01-01-2016: 31-12-2018 (3 años)
Condiciones de borde	Climatología CTD -IFOP
Forzante atmosférico	WRF-IFOP 1 Km
Ríos	FLOW-IFOP
Modelo de turbulencia	Esquema k-epsilon
Tiempo de cómputo simular 1 año (servidor Intel-56 núcleos)	~28 días
Periodo de estabilización (spin up)	5 años

Los bordes abiertos del nivel del mar se establecieron mediante análisis armónico (Pawlowicz *et al*., 2002), con base en información de nivel del mar obtenidos como parte de proyectos anteriores de IFOP (Soto *et al*., 2016). Para las condiciones iniciales referidas a temperatura y salinidad fueron utilizadas el paso de tiempo final del periodo de estabilización del modelo (spin-up), este periodo de estabilización tomó un tiempo de 5 años.

En este estudio, se abordó un período temporal de 2016 a 2018. Esta elección metodológica se fundamenta en que todos los modelos elaborados por el IFOP, correspondientes a los proyectos en las regiones de Los Lagos, Aysén, el seno Skyring y GAM en Magallanes, coinciden en este intervalo. Además, estos modelos se han ido actualizando hasta la fecha actual y se integran en el sistema de información operacional CHONOS. Esta coherencia temporal facilita la comparación de datos a lo largo del tiempo en diversas áreas de la Patagonia

Evaluación modelo hidrodinámico: La evaluación de las propiedades hidrográficas del modelo, se realizaron comparando mediciones de CTD realizadas por IFOP en la campaña desplegada el año 2016 la zona (**Figura 9**), considerando los periodos: enero, febrero, marzo, abril y julio 2016. Estas mediciones, permitieron validar la hidrografía, masas y cuerpos de agua de canal Sarmiento, Collingwood, fiordo Staines Taraba. Con estos datos hidrográficos se calculó la salinidad absoluta, temperatura conservativa a partir de la temperatura potencial y la salinidad práctica, la densidad desde la salinidad absoluta y temperatura conservativa usando los paquetes computacionales TEOS-10, se calculó el R y RMSE entre el perfil CTD y modelo, visualizando secciones de salinidad absoluta y diagrama TS.

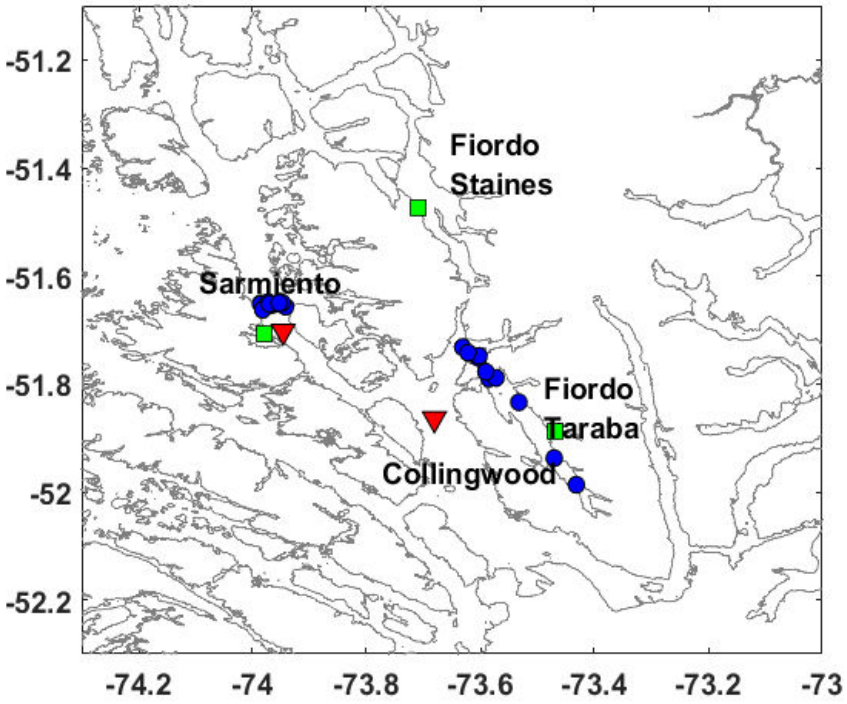


Figura 9: Ubicación geográfica de mediciones CTD; puntos azules 2016, triángulos rojos ADCP 2016, cuadrados verdes se refiere a mareógrafos**.**

La capacidad del modelo hidrodinámico de reproducir los principales procesos que modulan la estructura temporal y espacial de las corrientes al interior de canal Sarmiento y Collingwood fue evaluada mediante un análisis de Función Ortogonal Empírica (EOF) (Thomson & Emery, 2014), contrastando las corrientes submareales modeladas y las provistas por un perfilador de corrientes (ADCP) instalado durante el año 2016, por un periodo 3.5 meses (**tabla 1**).
El análisis de EOF permitió comparar la estructura vertical y temporal de las corrientes en ese sector. Se obtuvieron las corrientes submareales aplicando un filtro coseno de Lanczos con una potencia media de 40 h. Finalmente la capacidad del modelo de reproducir la propagación de la onda de marea en el sistema GAM fue evaluado mediante una comparación entre modelo/observado (mareógrafos; **tabla 2**) de la amplitud de los principales constituyentes mareales (M_2+K_1) en base a un análisis armónico (Pawlowicz *et al*., 2002) del nivel del mar y se calculó el porcentaje de atenuación de la onda de marea entre el punto exterior a GAM (canal Unión) y el punto post constricción (Valdés) y la amplitud de los principales constituyentes mareales para los fiordos Staines y Taraba.

3.3 Metodología objetivo 3. *Monitoreo de las condiciones oceanográficas en la columna de agua dentro del Mar interior de Chiloé y Aysén (cruceros Patagonia norte etapa 2024-2025).*

Actividad 1. Monitorear las condiciones oceanográficas en la columna de agua dentro del Mar interior de Chiloé y Aysén (cruceros Patagonia norte etapa 2024-2025): dentro del mar interior de Chiloé y Aysén, se realizó un conjunto de mediciones en la columna de agua (**figura 10**), crucero oceanográfico, en este crucero se realizaron estaciones de CTDO, (salinidad, temperatura, oxígeno disuelto), utilizando un CTD-OF de AML Oceanographic, modelo Metrec-XL. Este CTDO está equipado con sensores de temperatura, conductividad, presión, oxígeno disuelto. La resolución temporal de captura de datos es 24 Hz, es decir tiene la capacidad de registrar 24 datos por segundo hasta una profundidad de 450 metros. Además, se complementó la caracterización en la columna de agua, con información de nutrientes y biomasa pigmentaria (clorofila total), donde fueron tomadas muestras de aguas a profundidades oceanográficas estándar a 0, 5, 10, 25, 30, 50, 100, 200 y 300 m, mediante el uso de botellas Niskin de 5 L para la recolección de muestras de nutrientes (nitrato, nitrito, fosfato, silicato) y clorofila, los detalles de las profundidades se detallan en anexo IV. Las muestras fueron almacenadas y congeladas a (-20) en botellas de plástico de alta densidad para su posterior análisis en laboratorio.

Todos los análisis químicos de nutrientes fueron realizados en laboratorio interno, sede Puerto Montt. Las metodologías se detallan a continuación:

La determinación del nitrato se basa en el método modificado por Strickland y Parsons (1968). Detallada en APHA. AWWA. WEF 2005a (Standar Methods).

La determinación de los nitritos se basa en el método de Strickland y Parsons (1968). Detallado en APHA. AWWA. WEF 2005b (Standar Methods).

La determinación de fósforo reactivo en agua de mar se basa en el método propuesto por Strickland y Parsons (1968). APHA. AWWA. WEF 2005c (Standar Methods).

La determinación de Silicato se basa en el método propuesto por Strickland y Parson (1968). APHA. AWWA. WEF 2005d (Standar Methods).

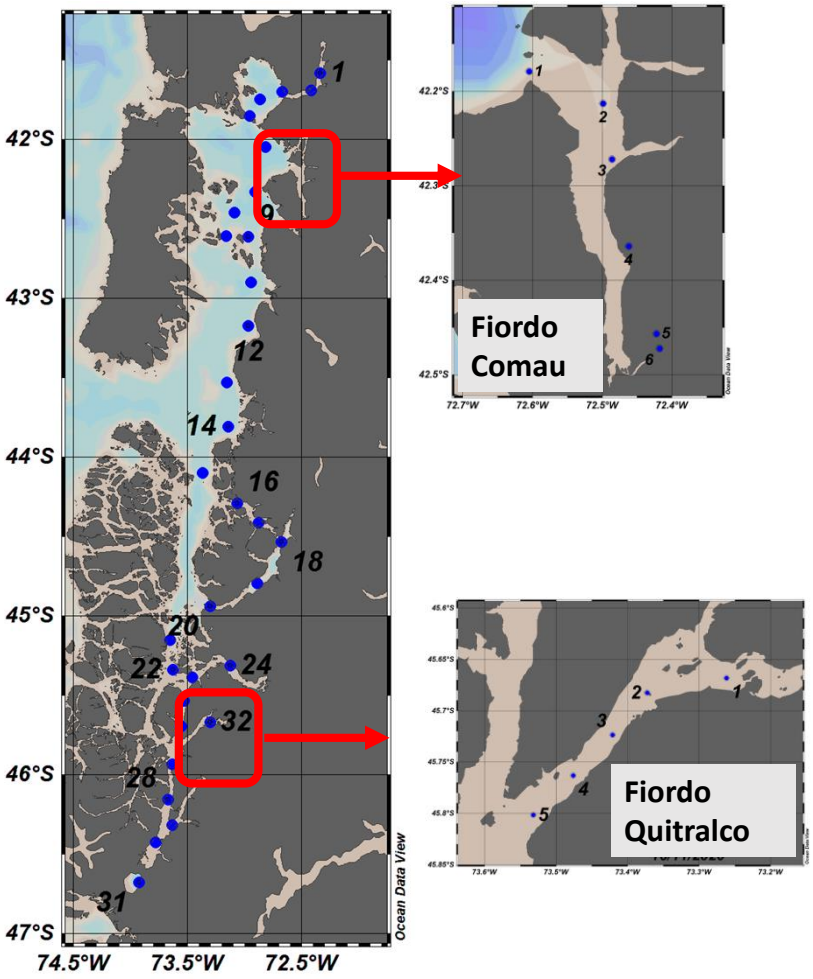


Figura 10. Estaciones monitoreo Patagonia norte, (panel izquierdo). Panel derecho estaciones medición fiordo Comau y Quitralco

Dinámica Física fiordo Comau y Quitralco

Desde el año 2019 se han realizado monitoreos continuos en el fiordo Comau mediante anclajes de ADCP complementado con sensores de temperatura, oxigeno, conductividad y presión. Este sistema permite obtener series temporales de corrientes y parámetros físico-químicos a lo largo del año. (**figura 11).**

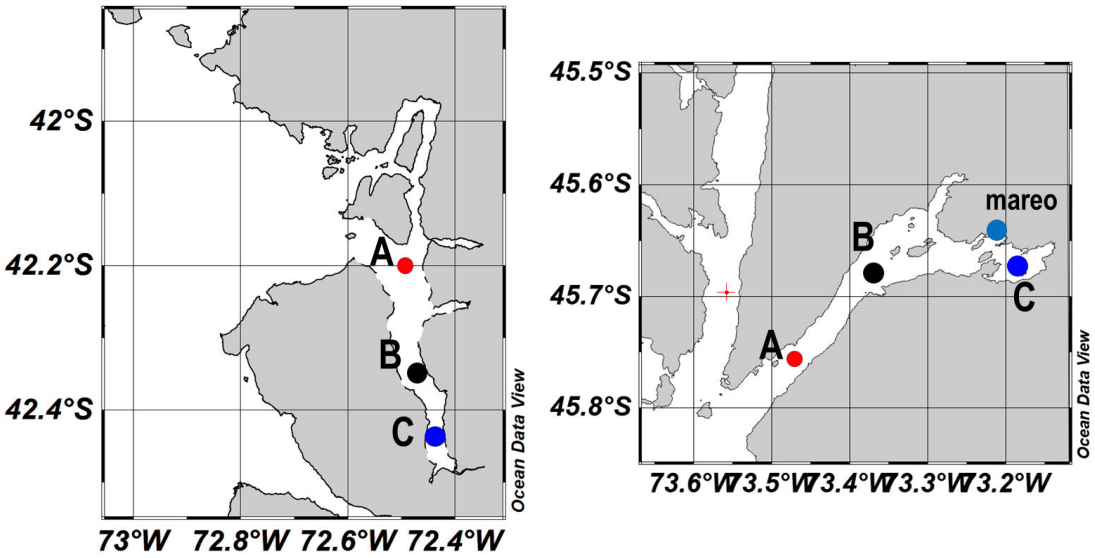


Figura 11: ubicación de los anclajes de ADCP (A B Y C) y mareógrafo. Panel izquierdo Fiordo Comau., panel derecho fiordo Quitralco.

Con el fin de describir la hidrodinámica al interior del fiordo Comau se realizaron mediciones de correntometría euleriana en 3 puntos. El punto **A** cercano a la boca, el punto **B** ubicado en la parte media y el punto **C** ubicado un poco más cercano a la cabeza del fiordo. Los ADCP fueron instalados en anclajes a media agua, midiendo hacia arriba con una frecuencia de medición de 1 hora, se utilizaron ADCP RDI de 300 kHz. Se registró el nivel del mar con sensores HOBO U20. La información detallada de los anclajes se puede observar en la **tabla 5**. Estas mismas observaciones se efectuaron en fiordo Quitralco también en 3 puntos diferentes A: cercano a la boca, B: cercano isla Areco y C: cabeza del fiordo (**tabla 6**), se analizó la corriente y la marea del fiordo. Los ADCP fueron instalados en anclajes a media agua, midiendo hacia arriba con una frecuencia de medición de 1 hora, se utilizaron ADCP ROWE 300 kHz, el nivel de mar se registró con mareógrafo HOBO. La información detallada de los anclajes en la **tabla 6**.

Tabla 5: Información de instrumentación Oceanográfica instalada y analizada en Fiordo Comau.

Instrumento	Latitud(°)	Longitud(°)	Profundidad medicion (m)	fecha inicio	fecha final
ADCP RDI (C)	-42.385	-72.443	70	01-09-2019	17-02-2020
ADCP RDI (B)	-42.363	-72.460	70	18-02-2020	28-10-2020
ADCP RDI (B)	-42.363	-72.459	70	30-10-2020	26-09-2021
ADCP RDI (A)	-42.211	-72.501	100	27-09-2021	11-09-2022
Mareografo HOBO	-42.379	-72.415	7	19-06-2019	11-09-2022
Sensor MiniDOT	-42.385	-72.443	15-30-70-200	01-09-2019	17-02-2020
Sensor MiniDOT	-42.363	-72.460	15-30-70-200	18-02-2020	27-09-2021
Sensor MiniDOT	-42.211	-72.501	15-30-100-200	27-09-2021	11-09-2022

Tabla 6: Información de instrumentación Oceanográfica instalada y analizada en Quitralco.

Instrumento	Latitud (°)	Longitud	Profundidad medición (m)	Fecha inicio	Fecha Final
ADCP ROWE (A)	-45.7337	-73.4472	10.78 - 82.78	17/03/2019	10/10/2019
ADCP ROWE (B)	-45.6704	-73.30737	10.35 - 94.35	23/09/2021	09/09/2022
ADCP ROWE (C)	-45.6627	-73.1617	19.3 - 115.3	09/09//2022	26/06/2023
ADCP ROWE (C)	-45.6627	-73.1617	6.91 - 86.91	12/10/2023	30/06/2024
Mareógrafo (6) HOBO	-45.6407	-73.2851	2.5 m	17/03/2019	26/10/2024
Sensor MiniDOT	-45.6704	-73.30737	90m - 110 m	20/12/2019	23/10/2020
Sensor MiniDOT	-45.6704	-73.30737	110 m	26/10/2020	23/09/2021
Sensor MiniDOT	-45.6704	-73.30737	90m - 200 m	23/09/2021	09/09/2022

Se realizó un análisis preliminar Para los ADCP, se trabajó con los datos que obtuvieron 90% de correlación y se eliminó el nivel más cercano a la superficie, para eliminar el efecto de variación de nivel del mar. Posteriormente, se realizó la corrección magnética correspondiente, de esta manera los datos fueron orientados al norte geográfico.

Se realizó un análisis espectral, en el dominio de la frecuencia, utilizando la técnica de autoespectro (Bendat & Piersol, 1986) para las componentes vectoriales (Mooers, 1973) para las componentes de la corriente de Quitralco, para una mayor significancia estadística, las series se dividieron en segmentos de igual tamaño, con cada segmento se calculó un espectro, el cual se promedió para cada frecuencia (Emery & Thomson, 1998). Puesto que cada estimación espectral posee una distribución X^2 con dos grados de libertad, los grados de libertad del espectro promedio son dos veces el número de trozos (Bendat & Piersol, 1986), se calculó el espectro para cada profundidad y el espectro integral de la corriente, para cada ADCP en sus respectivas componentes. El espectro integral se calculó en base al promedio de la corriente en la vertical. Se obtuvo el perfil promedio de la magnitud de la corriente (W) para los tres puntos de medición:

$$W = \sqrt{u^2 + v^2} \ (1)$$

Donde u es la componente oeste-este, v es la componente norte-sur. Para comparar como se distribuye la energía a lo largo del fiordo, se calculó el perfil medio de la energía cinética (Ke) de la corriente residual en el punto A, B y C:

$$K_e = \frac{1}{2} * (uf^2 + vf^2) \ (2)$$

Donde uf y vf son las componentes de la corriente filtrada (coseno lanczos) con un pasa baja, con periodo de corte 40 horas. En base al análisis espectral se identificó que el constituyente mareal que concentra la mayor varianza es el semidiurno (M_2). Luego, se obtuvo la corriente baroclinica semidiurna, restando la corriente barotrópica y posteriormente utilizando un pasabanda entre 9 horas – 15 horas.

Se realizó un análisis armónico (Pawlowicz *et al*., 2002) del nivel del mar y se comparó la amplitud de los principales componentes de marea, se calculó el coeficiente de Courtier "*F*" (Boon,2004), para caracterizar el régimen de marea presente en Quitralco y se realizó un análisis espectral del nivel del mar.

$$F = \frac{K_1 + O_1}{S_2 + M_2} \quad (3)$$

Si 0 < F < 0,25, el régimen de mareas se clasifica como semi-diurno; si 0,25 < F < 1,50, el régimen de marea se clasifica como semi-diurno mixto con una marcada desigualdad diaria en las alturas de las pleamares y bajamares, si 1,50 < F < 3,00, el régimen de mareas se clasifica como diurno mixto y si F > 3,0, el régimen de mareas se clasifica como diurno.

El análisis hidrográfico estacional del fiordo Quitralco, fue en base a mediciones realizadas durante febrero 2022, mayo 2022, agosto 2022 y octubre 2022 con un CTD SBE 19 plus. Se calculó la salinidad absoluta, temperatura conservativa a partir de la temperatura potencial y la salinidad práctica, la densidad desde la salinidad absoluta y temperatura conservativa usando los paquetes computacionales TEOS-10. Además, para conocer la estratificación/mezcla del fiordo se obtuvo la anomalía de energía potencial (PEA) del perfil integrado (4), parámetro de estratificación (5) y Brunt Vaisala (6) para las 4 campañas desplegadas.

$$PEA = \varphi = \frac{g}{h}\int_{h}^{1}(\rho_m - \rho)zdz \quad (4) \qquad ns = \frac{S_{50m} - S_{surface}}{\frac{1}{2}(S_{50m} + S_{surface})} \quad (5)$$

$$N^2 = \frac{g}{\rho_0}\frac{d\rho}{dz} \quad (6)$$

Se analizó series de tiempo de oxígeno disuelto y temperatura instalados cercano a isla Areco (punto B), las mediciones fueron realizadas con sensores MiniDOT en profundidades; 90m,110m y 200m, la información de estos sensores se encuentra en la tabla 1.

Se obtuvo el ciclo anual de la descarga de agua dulce en base a una serie de tiempo de 1979 al 2023 entre el fiordo Quitralco hasta laguna San Rafael, se utilizaron 137 cuencas de la aplicación FLOW (https://chonos.ifop.cl/flow/), se calculó el ciclo anual de los años 2018, 2019, 2020, 2021, 2022 y 2023, para observa las fluctuaciones interanuales.

Propiedades físico químicas de la columna de agua

Para la caracterización de las propiedades físico-químicas de la columna de agua, se empleó un perfilador un CTD SBE 19 plus. Este equipo se desplegó verticalmente desde la superficie hasta las proximidades del fondo marino, permitiendo obtener datos continuos de salinidad, temperatura y oxígeno disuelto a lo largo de toda la columna. Adicionalmente, y para complementar estos datos, se recolectaron muestras de agua a profundidades discretas utilizando botellas Niskin. Estas muestras se destinaron al análisis de nutrientes específicos, como nitratos y fosfatos, proporcionando información detallada sobre la composición química del agua. Todos los datos recabados, tanto los perfiles continuos del CTDO como los resultados de los análisis de las muestras discretas, se procesaron y visualizaron utilizando el software Ocean Data View (ODV) Schlitzer, (2021). Este programa facilitó la generación de secciones verticales, cruciales para analizar la estructura hidrográfica de la columna de agua y comprender la distribución espacial de las variables medidas.

Actividad 3. Visualizador información oceanográfica. Se integrará la información de las variables físicas (CTDO), químicas (nutrientes) y biológicas (biomasa fitoplanctónica) de la columna de agua, dentro de los polígonos de las Agrupaciones de Concesiones de Salmónidos (ACS), mediante mapas temáticos montados en la plataforma de información geográfica (www.ifop.cl/chonos).

3.4 Metodología objetivo 4. 3.2.4. Cuantificar los volúmenes de las zonas con bajas de oxígeno disuelto y las condiciones basales de nutrientes y biomasa fitoplanctónica, en algunos fiordos de la Patagonia Chilena.

El desarrollo de este objetivo permitió estimar las condiciones basales en las cuales se encuentran algunos fiordos, lo que permitirá realizar una proyección de las zonas que tendrán una mayor exposición y/o vulnerabilidad frente a diversos escenarios del cambio climático. En esta primera etapa se evaluó un fiordo dentro del mar interior de Chiloé, un fiordo dentro del mar interior de Aysén y un fiordo en la región de Magallanes (**figura 12**).

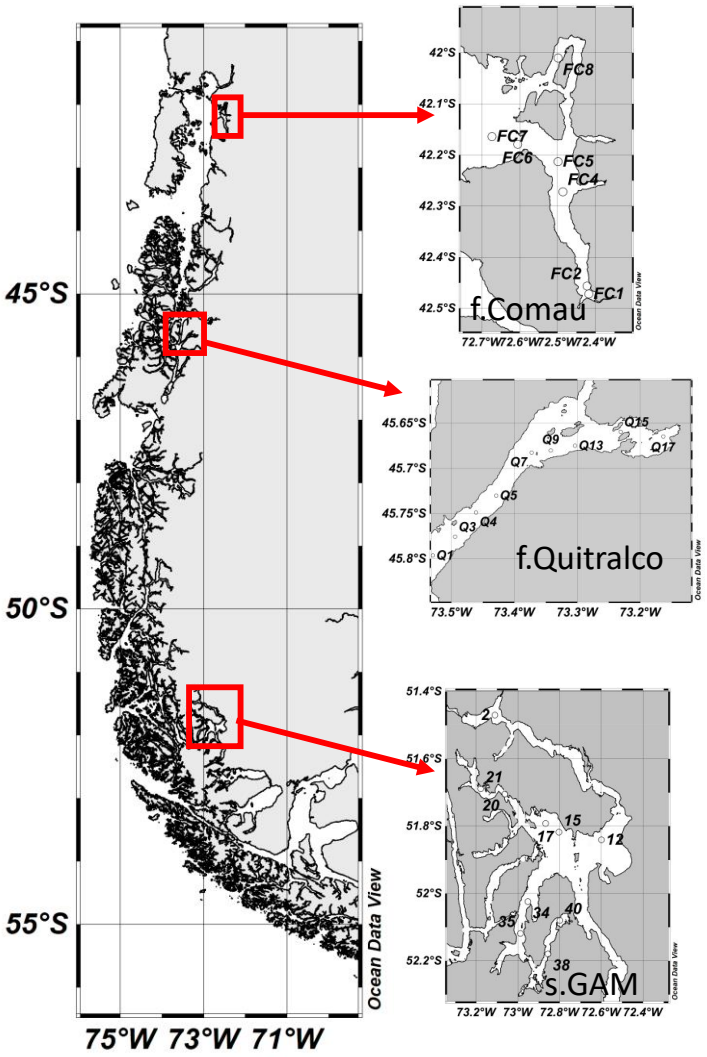


Figura 12: Área geográfica donde fueron evaluadas las diferentes condiciones basales.

Actividad 1. Cuantificación volumétrica de las ZBO.

El primer paso para desarrollar esta actividad, fue construir un DEM modelo de elevación batimétrica (DEM), utilizando el software Q-GIS, utilizando la información de batimetría disponible (cartas Náuticas SHOA). Una vez obtenido el DEM, mediante el mismo software, se estimaron el área (m^2) y el volumen (m^3), con la extracción de ráster de una zona determinada. Para cada píxel del DEM, se multiplica el área del píxel por la profundidad (o altura relativa al nivel de referencia) del píxel.

La información de oxígeno disuelto, se utilizaron los perfiles de CTDO, obtenidos en las diferentes campañas oceanográficas, se utilizó la data desde el 2012 hasta el 2025.

LA determinación de las zonas con bajas de oxígeno disuelto, se utilizará la escala arbitraria propuesta por (Silva & Vargas, 2014). Utilizando las oxilineas según lo detallado a continuación:

>5 ml L^{-1} = buenas condiciones de oxígeno disuelto

4-2 ml L^{-1} =zona con bajos niveles de oxígeno disuelto (ZBO)

2-1 ml L^{-1} = zona con presencia de hipoxia (ZH)

1-0.5 ml L^{-1} = zona con condiciones de anoxia (ZA)

Para estima el volumen se utilizaron los perfiles de CTDO (desde la superficie hasta la máxima profundidad de fondo o las limitaciones del equipo lo permitieran (350m), estos perfiles fueron generados durante las campañas de este estudio, agregando además data histórica, con la finalidad de obtener una estimación lo más representativa el 2012 hasta el 2025. La extensión (horizontal y vertical) de los diferentes niveles de OD (oxilineas), fueron construidas mediante interpolaciones, utilizando la aplicación ODV (Sclitzer, 2021). De esta forma el área representada por un conjunto de perfiles, fuera lo más representativa de la zona determinada, y se aplicaron los criterios señalados por Rolff *et al*., (2022). quienes estimaron volúmenes de OD, con presencia de zonas hipóxicas y anóxicas en el mar Báltico

Actividad 2. Evaluar la condición trófica.

Para determinar el flujo de nutrientes se utilizó el modelo Biogeoquímico LOICZ (Land Ocean Interactions in the Coatal Zone), siguiendo los procedimientos detallados en Gordon *et al*.,(1996). utilizando las recomendaciones actualizadas en la última versión. Future Earth Coasts, disponible en: https://www.futureearthcoasts.org/

La modelación de los balances, se realizó mediante 3 etapas diferentes, las cuales se describen a continuación:

i. Balance de agua:

En esta fase, determinamos el balance de agua en la zona estuarina mediante el análisis de los diferentes flujos de entrada y salida (en m³/día). Utilizamos la siguiente ecuación para calcular el cambio en el volumen de agua $\frac{dV}{dt}$ considerando la descarga fluvial, la precipitación, las aguas subterráneas, la evaporación y los flujos residuales:

$$\frac{dV}{dt} = Vq + Vp + Vg + Vo - Ve + Vr \qquad (1)$$

Donde:

- *Vq*: Flujo de agua por descarga fluvial
- *Vp*: Flujo de agua por precipitación
- *Vg*: Flujo de agua subterránea
- *Vo*: Otros flujos de agua no determinados
- -*Ve*: Flujo de agua por evaporación
- *Vr*: Flujo de agua residual

Si la información sobre alguna de estas fuentes es desconocida o irrelevante, se puede asumir un valor de cero.

ii. Balance de Sal:

El balance de sal se calcula mediante la siguiente ecuación, considerando los flujos que intercambian sal con zonas adyacentes más oceánicas:

$$\frac{d(VS)}{dt} = VpSp - VeSe + VrSr + Vx(Sm - Sfd) \qquad (2)$$

Donde:

- *Sp*: Salinidad de la precipitación
- *Se*: Salinidad de la evaporación
- *Sr*: Salinidad promedio del flujo residual
- *Sm*: Salinidad promedio de la zona marina adyacente
- *Sfd*: Salinidad promedio del fiordo

- *Vp*, *Ve*: Flujos de precipitación y evaporación, respectivamente.
-

iii. Balance de Elementos No Conservativos:

Utilizamos el principio de balance de masa para calcular el intercambio de nutrientes entre el sistema estuarino y el oceánico, representado por la ecuación:

$$\frac{dV}{dt} = VrYr + Vx(YM - YF) + \Delta Y \qquad (3)$$

Donde:

- *Yr*: Concentración de nutrientes DIN y DIP en el flujo residual, entre dos bordes (estuario/fiordo zona marina adyacente).
- *YM*: Concentración promedio de nutrientes en la zona marina adyacente al fiordo
- *YF*: Concentración promedio de nutrientes en la zona estuarina
- Δ*Y*: Flujos de materiales no conservativos, específicamente nitrógeno y fósforo inorgánicos (DIN y DIP)

Los nutrientes en los sistemas estuarinos y costeros, representados por ΔY, no exhiben un comportamiento conservativo debido a que están sujetos a interacciones biológicas complejas que alteran su concentración de manera significativa y en diversas escalas espacio-temporales. Para abordar esta variabilidad en el modelo LOICZ, es crucial incorporar procesos biológicos fundamentales que influyen en el ciclo de los nutrientes. Estos procesos se modelan mediante el principio de respiración y producción (r-p), que el modelo sintetiza en el concepto de Metabolismo Neto del Ecosistema (NEM). Dado que la medición directa de carbono es compleja en práctica, el modelo utiliza aproximaciones basadas en las relaciones estequiométricas entre carbono, nitrógeno y fósforo (C:N:P). En ausencia de datos específicos, se recomienda emplear la proporción de Redfield (106:16:1) según Gordon et al., (1996). No obstante, en este estudio se optó por utilizar las proporciones estequiométricas derivadas de mediciones específicas para el nitrógeno y el fósforo, las cuales difieren de las relaciones estándar de Redfield.

LOICZ efectúa el cálculo del Metabolismo Neto del Ecosistema (NEM) utilizando la siguiente ecuación:

$$\text{NEM}\,[p - r] \;=\; -[\Delta\text{DIP} \;*\; (\text{C}{:}\,\text{P}) * (12{:}\,31)] \qquad (4)$$

Donde Δ*DIP* representa el flujo de fósforo inorgánico disuelto en el sistema:

ΔDIP = Σ ingresos -Σ egresos (5)

Si ΔDIP > 0 el sistema exporta fósforo, si ΔDIP < 0 el sistema se comporta como sumidero de fósforo.

La expresión (*C*:*P*) indica el radio estequiométrico entre el carbono inorgánico disuelto y el fósforo inorgánico disuelto. Los valores 12 y 31 son las masas molares del carbono y el fósforo, respectivamente. En este estudio, ante la ausencia de datos directos de carbono, se adoptó el radio teórico de Redfield de 106:1 para *C*:*P*, simplificando así la estimación del NEM.

La interpretación de los valores de NEM es crucial para entender la dinámica ecológica del sistema:

- **Si NEM > 0**, indica que el sistema está predominado por autótrofos, lo cual sugiere una producción neta de materia orgánica.
- **Si NEM < 0**, sugiere que los heterótrofos dominan, indicando un consumo neto de materia orgánica.

Al igual que con el fósforo, el modelo LOICZ aplica metodologías similares para el manejo del nitrógeno inorgánico disuelto (DIN) en el sistema estuarino. El término ΔDIN abarca todas las fracciones de nitrógeno disponibles —nitrato, nitrito y amonio— y representa la suma total de estos componentes en el sistema. Particularmente en este estudio el DIN consideró la información disponible y se detalla en cada una de las fuentes de los diferentes balances descritos más adelante. El ΔDIN se estima con la formula simplificada:

$$\Delta DIN = \Sigma \text{ ingresos } -\Sigma \text{ egresos} \approx \Delta DIN \text{ (observado)} \quad (6)$$

Otro de los términos importante que LOICZ considera desde la perspectiva del nitrógeno corresponde al termino EΔDIN este representa al flujo de nitrógeno esperado y se obtiene mediante la expresión:

$$E\Delta DIN = \Delta DIP^{*}(N:P) * (16:31) \quad (7)$$

Donde la expresión N:P corresponde radio estequiométrico entre la relación de nitrógeno inorgánica disuelto y fósforo inorgánico disuelto. Los términos 16 y 31 corresponden a las unidades de masa molar del nitrógeno y el fosforo respectivamente, para hacer las transformaciones de unidad.

Otro termino importante para LOICZ corresponde a Nfix - Dnit, expresión que representa una aproximación de la transferencia de nitrógeno fijado y el nitrógeno gaseoso (Smith *et al*., 2000). Se obtiene mediante:

$$[Nfix - Dnit] \approx \Delta DIN - E\Delta DIN \quad (8)$$

Si Nfix – Dnit < 0, dentro del sistema predominaría la desnitrificación y se infiere que puede existir un sumidero adicional de nitrógeno.

Si Nfix – Dnit > 0, dentro del sistema predominaría la fijación, dado que esto es una aproximación, se puede inferir que debería existir una fuente adicional de nitrógeno.

El balance de nutrientes mediante el modelo LOICZ, se realizó en 3 sistemas deferentes: fiordo Comau, fiordo Quitralco y dentro del Golfo Almirante Montt (GAM), considerando la misma área de las

mediciones de la columna de agua descritas en la actividad 2, CTDO y Nutrientes, correspondiendo a las mediciones de febrero y mayo de 2023.

Para cuantificar la condición trófica de los diferentes sistemas analizados, fue aplicado el índice de eutroficación, descrito por Karydis et al., (1983). Este índice cuantifica cada nutriente por separado, de esta forma se aplicó por separado para el nitrato y para el fosfato. La ecuación principal de este índice es:

$$IE = \frac{C}{C - \log x} + Log\ A \quad (9)$$

Donde:
IE: es el índice de eutrofización para un nutriente específico.
C: es la concentración total del nutriente en el área (la suma de las concentraciones en todas las estaciones).
X: es la concentración total del nutriente en un área o estación específica.
A: es el número de estaciones de muestreo en el área

Para generar las diferentes matrices de datos, fueron utilizadas, mediciones históricas realizadas por IFOP, en cada una de las diferentes áreas estudiadas.

Una vez obtenidos los resultados, se aplicó la escala propuesta para dicho índice:

- IE<3: **oligotrófico** (baja productividad biológica).
- 3≤IE≤5: **mesotrófico** (productividad biológica moderada).
- IE>5: **eutrófico** (alta productividad biológica)

3.5 Metodología objetivo 5. 3.2.4. Determinar las condiciones de acidificación y los principales forzantes locales.

Actividad 1. Determinar las condiciones de Acidificación.

Toma de muestras en campo

Para el desarrollo de este objetivo se llevó a cabo dos campañas oceanográficas: una en temporada de verano (enero 2025) y otra en temporada de otoño tardío (junio 2025), con el objetivo de determinar la dinámica estacional del sistema carbonato. Para ello, se establecieron seis estaciones de muestreo en el Golfo Almirante Montt (51°S), donde se colectaron muestras de la columna de agua utilizando botellas Niskin, en conjunto con la realización de perfiles verticales con CTD-O (**Figura 13**). Estas estaciones fueron seleccionadas para ver el contraste entre las diferentes zonas y los diferentes forzantes locales, en especial en esta zona subantártica, influenciada por agua provenientes de Glaciares. En estas seis estaciones se consideró la toma de muestras de agua para análisis de pH y alcalinidad total (A_T) y adicional para complementar la determinación de los principales forzantes, se tomaron muestras para análisis de nutrientes (Nitrato, fosfato y sílice) y Clorofila-a con profundidades a: 0, 5, 10, 25, 50, 100 y una muestra cercana al fondo. Para el cierre de este informe, no se dispone de datos de nutrientes ni de clorofila-a para la temporada de otoño tardío, debido a que las muestras correspondientes se encuentran aún en etapa de análisis. Asimismo, se excluyeron dos de las seis estaciones planificadas, ya que durante el trabajo de campo de otoño tardío se presentaron inconvenientes operativos que derivaron en la pérdida de dos perfiles de CTD-O.

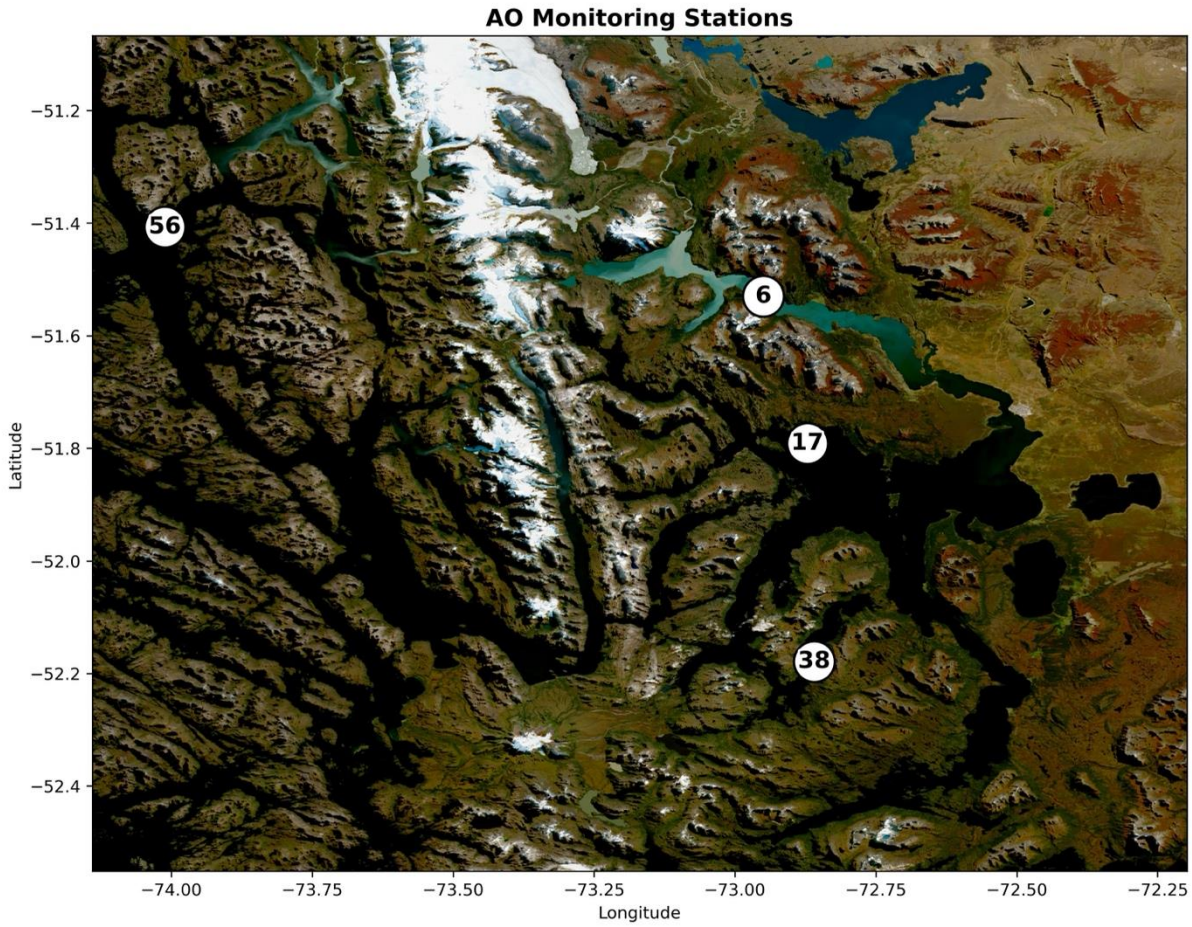


Figura 13. Estaciones de muestreo de acidificación costera en el Golfo Almirante Montt (51°S)**.**

Análisis de muestras

Para el análisis de pH, se tomaron muestras en botellas de borosilicato 125 ml y se realizaron mediciones poco después de la recolección para evitar los cambios relativos que puede generar la variabilidad de la temperatura y la producción biológica. Las mediciones de pH a 25°C se realizaron utilizando el Espectrofotómetro FLAME-S-UV-VIS – pH y como indicador purpura de m-cresol (Byrne et al., 1988), con una previa verificación de su funcionamiento y exactitud utilizando material referenciado: tampón pH Tris pH = 8,089 a 25,0 °C y salinidad 35; (Dickson and Goyet, 1994).

Las muestras para análisis de A_T se almacenaron en botellas borosilicato de 125 ml y para su conservación se agregan 50 µl de una solución saturada de cloruro de mercurio ($HgCl_2$) y se almacenaron en oscuridad a 4°C hasta su análisis. Estas muestras se analizaron en el laboratorio de análisis de la química del agua de IFOP en Putemun - Castro, mediante la técnica de titulación

potenciométrica de celda abierta (Dickson et al., 2007), utilizando el Sistemas de titulación automática; Titulador Potenciométrico Modelo 916 Ti-Touch (Metrohm).

Para nutrientes: nitrato (NO_3), nitrito (NO_2), fosfato (PO_4^{3-}) y silicatos (SiO_2), las muestras de agua fueron filtradas (filtros swinnex de 0.7 µm), almacenadas en Criotubos de 5 ml con tapa y oring, modelo UGEP02041 y congeladas a -20°C hasta su análisis. Estas muestras se analizaron en el laboratorio de análisis de la química del agua de IFOP en Puerto Montt y los análisis se realizan en el equipo QuAAtro39 - SEAL ANALYTICA utilizaron los métodos descritos en EPA, 1993: NO_3 y NO_2- EPA 353.2, PO_4^{3-} - EPA 365.1 y SiO_2 EPA 370.1. (U.S. Environmental Protection Agency (EPA), 1993). La concentración de clorofila-a se extrajo con acetona al 90% y se midió con un fluorómetro (Turner P700) siguiendo las recomendaciones de (Parsons, 2013) en el Centro de Investigación de Ecosistemas de la Patagonia (CIEP, Coyhaique). Cabe señalar que solo contamos con datos de clorofila a y nutrientes para la temporada de verano, dado que se presentó un retraso en los análisis de estas muestras para la temporada de otoño tardío.

Actividad 2. Determinar los efectos de diversos procesos de control que modulan el sistema carbonato.

Análisis de datos

- **Cálculo de variables del sistema Carbonato**

Los datos de alcalinidad total (A_T), junto con las mediciones de pH, salinidad, temperatura y nutrientes (PO_4^{3-} y SiO_2), se utilizaron para calcular las variables del sistema carbonato durante la temporada de verano: pCO_2, DIC, HCO_3^-, H^+, CO_3^{2-} y los estados de saturación de aragonita y calcita, mediante el modelo de especiación química CO_2SYS (Pierrot et al., 2011). Para la temporada de otoño tardío, las estimaciones se realizaron a partir de los datos de A_T, pH, salinidad y temperatura, porque no contábamos con datos de nutrientes. No obstante, se recomienda incorporar estas variables en futuros cálculos, ya que su inclusión mejora la precisión de las estimaciones del sistema carbonato.

- **Cálculo de utilización aparente de oxígeno**

Adicional se realizó el cálculo de la variable utilización aparente de oxígeno (AOU), la cual se calcula para estimar el efecto de la biología en las concentraciones de oxígeno, eliminando los efectos de la temperatura y la solubilidad. Se calculó mediante la siguiente ecuación:

$$AOU = DO_{sat} - DO_{obs}$$

Esta ecuación representa el cambio en el oxígeno disuelto desde la última vez que una masa de agua estuvo en contacto con la atmósfera, asumiendo que la concentración de oxígeno en la superficie

estaba en equilibrio con la atmósfera ($DO_{sat.}$). El DO_{obs} es el O_2 disuelto medido durante la campaña oceanográfica. AOU estima los procesos biológicos; los valores positivos indican procesos de remineralización aeróbica, que consumen DO, y los valores negativos indican procesos fotosintéticos, que producen DO (Ito et al., 2004; Jackson et al., 2021).

- **Cálculo del flujo aire–mar de CO_2**

El flujo de CO_2 aire-mar se determinó utilizando el modelo de capa límite difusiva, a través de la ecuación de flujo volumétrico expresada en términos de presión parcial de CO_2:

$$F = K \times K_0 (pCO_{2w} - pCO_{2a})$$

donde k es la velocidad de transferencia de gas (área^{-1} tiempo^{-1}), calculada siguiendo la formulación propuesta por (Wanninkhof, 2014), la cual emplea la velocidad media cuadrática del viento. K_0 es el coeficiente de solubilidad del CO_2 (mol m^{-3} atm^{-1}), determinado a partir de la salinidad y temperatura *in situ* según (Weiss, 1974). $pCO_{2w} - pCO_{2a}$ corresponder a la diferencia entre la presión parcial de CO_2 en el agua superficial del mar y en el aire (µatm). Los datos meteorológicos se obtuvieron de la plataforma RETMET (https://chonos.ifop.cl/redmet/), a partir de la estación meteorológica ubicada en el Golfo Almirante Montt. Para pCO_2a se empleó el valor de pCO_2 air-seco, que corresponde a la presión parcial de CO_2 en aire seco a nivel del mar, tomada de la base de datos del Laboratorio de Investigación del Sistema Terrestre (Marine Boundary Layer Reference, NOAA; -51 a -52°S; disponible en www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/mbl/data.php). Dado que esta base de datos solo presenta actualizaciones hasta 2021, para la temporada del año de interés a analizar en este estudio se utilizaron los valores más recientes disponibles. Valores positivos de F indican flujo neto desde el océano hacia la atmósfera y valore negativos flujo neto desde la atmosfera al océano.

- **Análisis adicionales**

A los datos obtenidos del CTD-O y muestreo discreto, se les realizó un control de calidad para identificar registros de datos atípicos, que se encontraban fuera del rango conocidos para las zonas. Los datos de Salinidad, Temperatura, Oxígeno disuelto, AUO, pH, DIC, A_T, pCO_2, Fujo de CO_2 y Edad de agua (Modelo CHONOS IFOP: https://chonos.meteodata.cl/atlas) se graficaron en Python en formato perfiles verticales, diagrama T-S y otros para identificar los principales forzantes de la dinámica del sistema carbonato (análisis de correlaciones entre variables).

3. RESULTADOS

4.1 Resultado objetivo 1. Caracterizar la variabilidad estacional de las condiciones químico-biológicas (temperatura, salinidad, oxígeno disuelto, nutrientes, biomasa fitoplanctónica) en Golfo Almirante Montt.

Distribución espacial de la Salinidad: El Golfo Almirante Montt exhibió una marcada variabilidad espacial en la distribución de la salinidad, con diferencias significativas entre los canales y fiordos exteriores canal Kirke (c.K), canal Unión (c.U), estrecho Collingwood (e.C), canal Sarmiento (c.S), canal Staines (c.S) y Fiordo Taraba (f.T), de los interiores que son fiordo Ultima Esperanza (f.U.E), paso Vattuone (p.V), fiordo Worsley (f.W), fiordo Poca Esperanza (f.P.E) y canal Valdés (c.V). En términos generales, la salinidad total varió entre ~5,3 y 33,3 PSU.

En la zona exterior del GAM, la salinidad superficial (<25m) promedio alcanzó sus valores más altos, con un máximo en agosto 2024 de 31,11 psu y un mínimo en enero 2025 de 11,23 psu (**Figura 14**). En estos sectores, la salinidad aumentó progresivamente con la profundidad, estabilizándose cerca de los 50 m: agosto 2024, 70 m en enero 2025 y 80 m en junio 2025, alcanzando valores que van desde los 32,5 psu hasta 33,28 psu correspondiente al fondo del área de estudio.

Hacia el interior del GAM, los valores mínimos de salinidad superficial (<25m) se registraron en enero 2025 en el fiordo Última Esperanza (5,31 PSU), mientras que los máximos se encontraron en agosto 2024 en el fiordo Poca Esperanza (22,77 PSU). La salinidad aumentó gradualmente con la profundidad, alcanzando valores de hasta 24,74 PSU a 100 m. En aguas profundas, la salinidad osciló entre 17,88 PSU (mínimo) y 25,12 PSU (máximo).

En términos generales, la distribución horizontal de la salinidad fue similar en los tres periodos, ya que las zonas del interior del Golfo Almirante Montt tienden a ser menos salina que la zona exterior del mismo, debido al aporte de agua dulce (ríos/deshielos).

Con respecto a la distribución vertical de la zona interior se evidenció una profundización de la isohalina 20 (**Figura 14**) de 10 m en enero 2025 y 6 m en junio 2025 con respecto a agosto de 2024. Por otro lado, la zona exterior del GAM se evidenció una profundización de la isohalina 30 (**Figura 14**) de 5 m en enero 2025 y de hasta 10 m en junio 2025 con respecto a agosto 2024.

En agosto 2024 la salinidad media fue de ~29 PSU (rango 9,66 - 33,27 PSU), con valores mucho menores en la zona interior (media 21,8 PSU) que en el exterior (31.6 PSU).

En enero 2025 se observó salinidad media ~28,4 PSU (5,31 – 33,28 PSU), nuevamente interior (~21 PSU) mucho más dulce que exterior (~31 PSU). La muy baja salinidad mínima (~5,3 PSU) en el interior sugiere fuerte aporte de agua dulce (ríos/deshielos) en esa temporada.

En junio 2025 la salinidad media fue similar ~29,2 PSU (rango 11,63–33,27 PSU), con interior (~20,8 PSU) y exterior (~31,3 PSU) consistentes con las otras campañas.

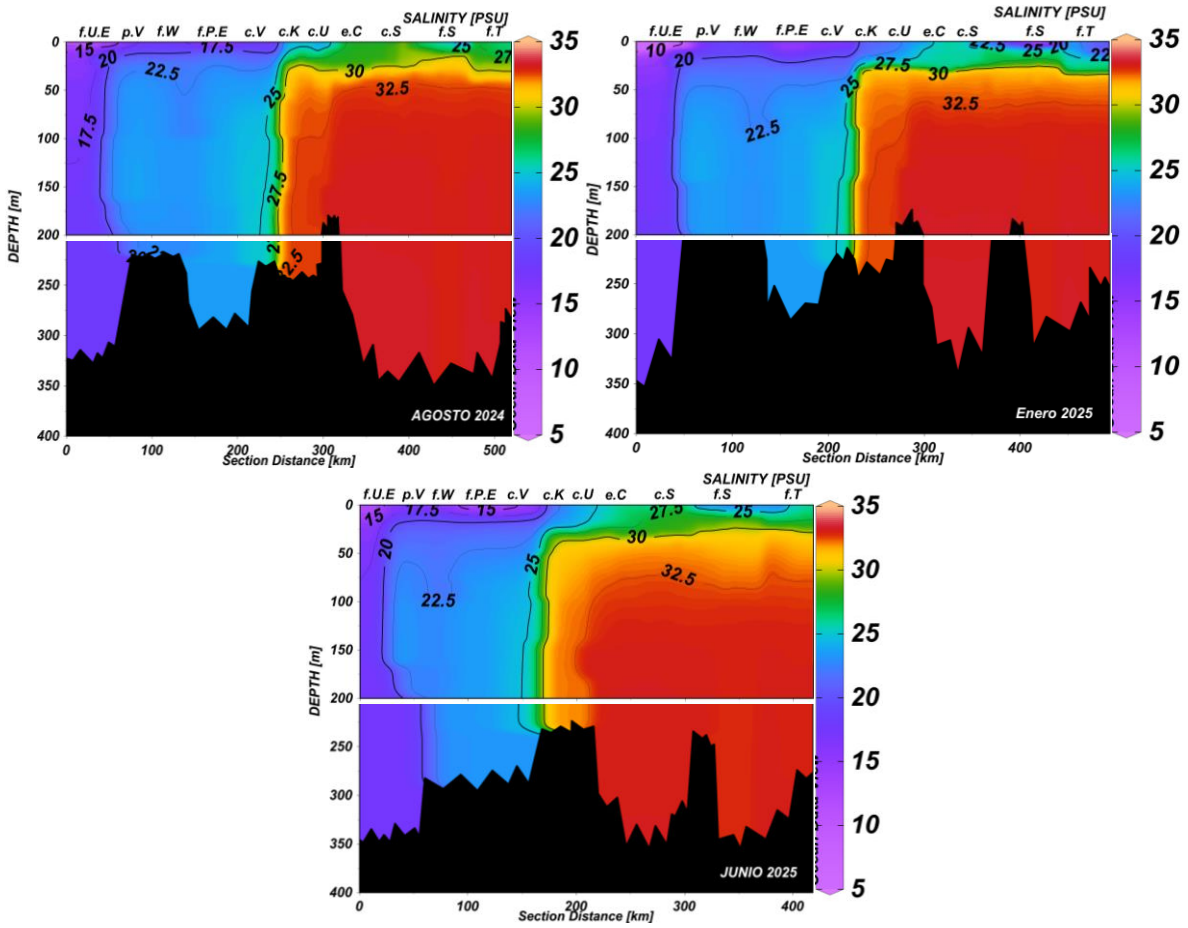


Figura 14: Distribución horizontal y vertical de la Salinidad (PSU) en Golfo Almirante Montt, durante los meses de agosto 2024, enero 2025 y junio 2025.

Distribución espacial de la Temperatura: Durante agosto 2024, la columna de agua de toda el área de estudio presentó una estructura térmica bien definida, con una capa superficial más fría. Las temperaturas mínimas fueron de 3,78 °C en el interior del GAM y 4,71 °C en la zona exterior desde canal Unión (**Figura 15**). Las temperaturas más altas tienen lugar en el exterior del GAM más específicamente en el estrecho Collingwood llegando a valores de 9,23 °C a 70m de profundidad. La media general en toda el área de estudio es de 8,0°C.

En enero 2025 (**Figura 15**)., el calentamiento superficial generó un gradiente térmico más pronunciado, con temperaturas entre 6,9°C y 13,4 °C hasta los 31m de profundidad. La temperatura mínima fue de 5,97°C a 100m de profundidad en el sector del fiordo Ultima Esperanza (f.U.E). En esta época se midieron las temperaturas más altas ~13,4°C dada la temporada austral de verano (media 8,6°C).

En junio 2025, las temperaturas mostraron menor amplitud (4,8°C – 10,2°C), reflejando condiciones frías de fin de otoño. La temperatura mínima fue de 4,76°C a 2 m de profundidad en el sector del fiordo

Poca Esperanza y la superficie interior (~7,0°C) en promedio fue algo más fría que la exterior (~7,4°C). En esta época, la temperatura más alta que se pudo medir fue de 10,19°C a 45 m de profundidad en el canal Sarmiento (c.S) (**figura 15**) (media ~8,4°C).

En las tres épocas la temperatura tuvo el mismo comportamiento zonal, debido a los cambios evidentes de valor según el sector donde se observe. La media en el interior de GAM oscila entre 6,8°C y 7,8°C, mientras que en el exterior oscila entre 8,4°C y 8,8°.
En aguas profundas (>100 m), las temperaturas se mantuvieron relativamente constantes.

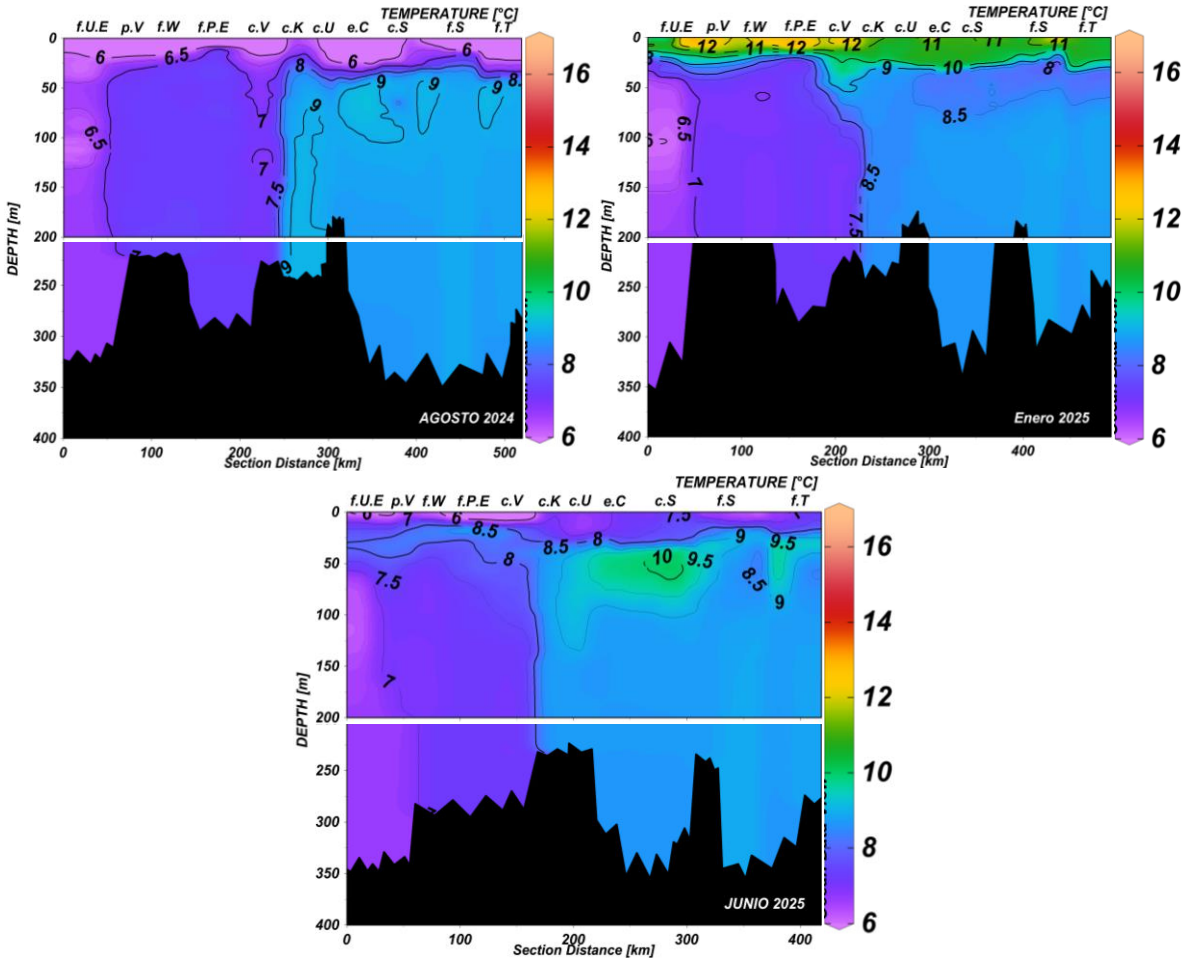


Figura 15: Distribución horizontal y vertical de la Temperatura (°C) en Golfo Almirante Montt, durante los meses de agosto 2024, enero 2025 y junio 2025.

Distribución espacial del Oxígeno Disuelto: En la superficie de toda la zona de estudio, se observó una capa bien oxigenada en los primeros 25 m, con valores entre 2,71 ml/L y 8,56 ml/L en agosto 2024; 2,43 ml/L y 6,58 ml/L en enero 2025; 3,79 ml/L y 2,27 ml/L en junio 2025 (**Figura 16**). Con el aumento de la profundidad, el oxígeno disuelto disminuyó, siendo la zona interior del GAM donde se alcanzaron valores bajos más específicamente en el fiordo Worsley y fiordo Ultima Esperanza 0,05 ml/L y 0,73 ml/L. Por otro lado, en la zona exterior más específicamente en el fiordo Steines y fiordo Taraba existen zonas con bajo oxigeno alcanzando valores mínimos en enero 2025 de 2,1 ml/L a 109 m en el fiordo Staines y de 2,57 ml/L a 89 m en fiordo Taraba.
De los datos en general se puede extraer que el máximo superficial de oxígeno disuelto es de 8,56 ml/L, correspondiente a agosto 2024 y el mínimo superficial es de 2,43 ml/L en enero 2025.

En el interior de GAM, los perfiles de oxígeno disuelto mostraron mayor variabilidad, sin un patrón uniforme. Sin embargo, en los primeros 100 m, se evidenció una disminución de oxígeno de ~2 ml /L con respecto a la superficie, seguida de una disminución paulatina en niveles más profundos. A mayores profundidades, el oxígeno disuelto continuó disminuyendo, con valores críticos de 0,05 ml /L a 100 m y de 0,07 ml /L a 200 m en el Fiordo Worsley durante agosto 2024. Durante enero 2025, se observaron concentraciones similares, con mínimos de 0,83 ml /L en el fiordo Última Esperanza y 1,38 ml /L en los canales del fiordo Worsley. Por otro lado, en junio 2025 los valores de estas zonas no fueron distintas, ya que se observaron valores de 0,73 a 203 m de profundidad en fiordo Ultima Esperanza y 1,24 ml /L en fiordo Worsley.

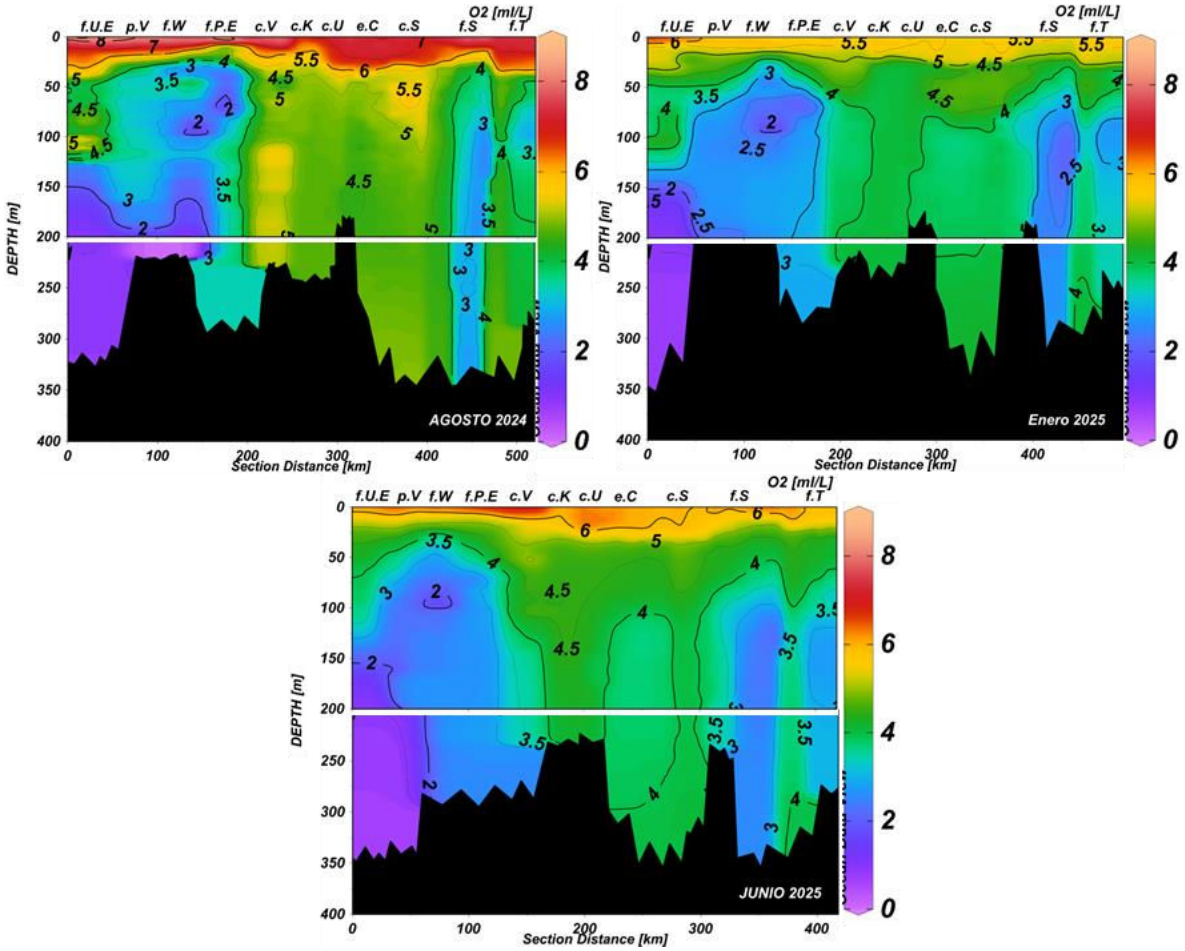


Figura 16: Distribución horizontal y vertical del Oxígeno Disuelto (ml L^{-1}) en Golfo Almirante Montt, durante los meses de agosto 2024, enero 2025 y junio 2025.

Distribución espacial y variabilidad temporal de los nutrientes

El análisis de los datos reveló que los nutrientes mostraron un patrón de distribución espacial y variabilidad temporal consistente en el área de estudio. En general, se observó un estrato superficial (0-30 m) con las concentraciones más bajas, mientras que los valores tendieron a aumentar con la profundidad, alcanzando sus máximos por debajo de la picnoclina (30 m hasta el fondo).

Nitrato (figura 17a): La estructura vertical del nitrato mostró bajas concentraciones en la capa superficial, con valores <8µM en invierno y <4µM en verano. A partir de estos mínimos, la concentración aumentó abruptamente, alcanzando sus registros máximos en profundidad. Se apreciaron diferencias espaciales significativas debajo de la capa superficial. Por ejemplo, en agosto (invierno), al interior del Gran Archipiélago de Magallanes (GAM), los nutrientes tendieron a ser inferiores a 10 µM, destacándose un núcleo de baja concentración en el fiordo Poca Esperanza. Por el contrario, en las estaciones fuera del GAM, como el Estrecho Collingwood (e.Cw), las concentraciones fueron de 12-14 µM, con un máximo de 16 µM en el fiordo Staines. Este patrón se invirtió en verano (enero): el nitrato tendió a acumularse al interior del fiordo Última Esperanza, con valores entre 28-30 µM. Sin embargo, en el fiordo Poca Esperanza, se registraron máximos subsuperficiales y un núcleo de baja concentración (inferior a 16 µM) entre los 150-250 m de profundidad. Fuera del GAM, también se registraron máximos de 28-30 µM, especialmente en el fiordo Staines y el fiordo Taraba. La concentración media de nitrato fue mayor en verano (12.6 µM) que en invierno (9.8 µM).

Fosfato (17b): El fosfato exhibió bajas concentraciones en la capa superficial y un aumento marcado con la profundidad. En invierno, se destacaron núcleos elevados (3-3.5 µM) en el fiordo Poca Esperanza, mientras que las concentraciones fuera del GAM fueron menores (~1.5 µM). Por otro lado, en los fiordos Tara y Staines, la capa más profunda mostró concentraciones entre 1.5-2 µM. En verano, este esquema se mantuvo, pero con rangos más elevados, y el núcleo del fiordo Poca Esperanza persistió.

Silicato (17c): Las capas superficiales (0-30 m) mostraron valores bajos de silicato: <15µM en agosto y <10µM en verano. Este nutriente también exhibió un aumento marcado con la profundidad, con valores más altos al interior del GAM. En invierno, las concentraciones en el GAM se ubicaron entre 30-35 µM. En verano, estos valores aumentaron, especialmente en el fiordo Última Esperanza, donde se observó un núcleo de alta concentración (>60 µM). Las áreas fuera del GAM, como el e.Cw, exhibieron una columna de agua mayormente homogénea, con valores bajos de 10 µM en invierno y 20 µM en verano.

Un aspecto relevante fue la relación inversa entre el nitrato y el fosfato. Los núcleos elevados de fosfato coincidieron con núcleos bajos de nitrato. Los mínimos absolutos de nitrato se registraron en la estación 21b en invierno (por ejemplo, 0.05 µM), coincidiendo con un máximo absoluto de fosfato (6.4 µM) a 200 m de profundidad. Estas áreas, donde se registraron estas condiciones, fueron coincidentes con zonas anóxicas. Estos antecedentes sugieren que, en algunas áreas y períodos del año, se están produciendo eventos de desnitrificación dentro del GAM.

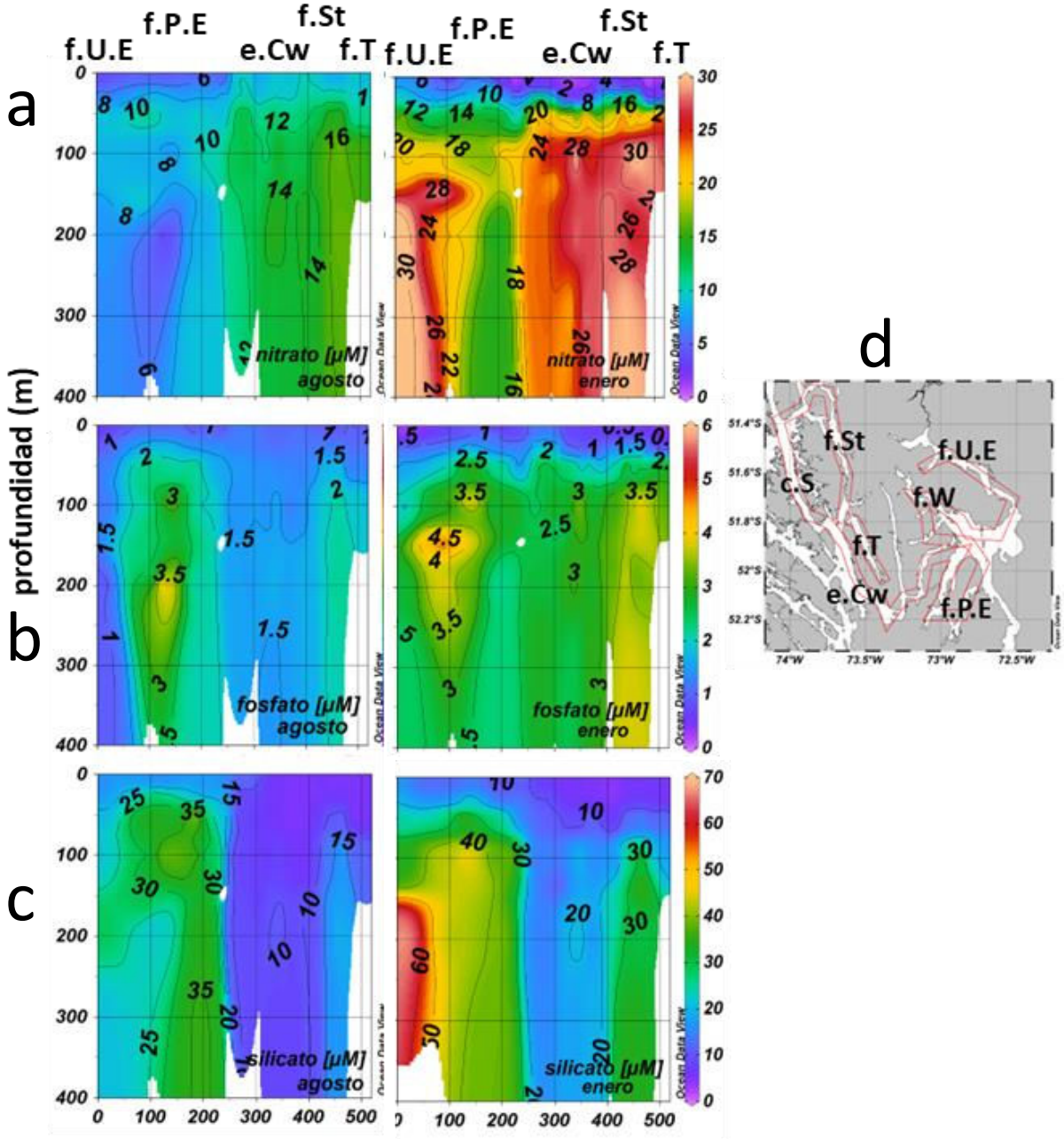


Figura 17: Distribución vertical del nitrato, fosfato y silicato en la columna de agua, periodo de agosto 2024 y enero 2025.

Zonificación de la clorofila (figura 18): Los valores de clorofila *a* integrada en la columna de agua (mg m^{-2}) mostraron notables diferencias espaciales y una alta fluctuación temporal. Los valores más altos se registraron en verano, mientras que los más bajos ocurrieron en invierno (agosto de 2024). La clorofila varió entre un mínimo de 2.72 mg m^{-2} (estación 35a en agosto) y un máximo de 163.5 mg m^{-2} (estación 56 en el canal Sarmiento). El valor promedio fue de 29.5 mg m^{-2}.
En agosto de 2024 y junio de 2025, los niveles de clorofila se mantuvieron por debajo del promedio, mientras que, en verano, todas las estaciones estuvieron por encima de la media.
Se observaron diferencias espaciales durante el verano. Dentro del GAM, los valores más altos de clorofila se encontraron en el fiordo Worsley y la depresión Vattuone. Fuera del GAM, los registros más elevados se ubicaron en el canal Sarmiento y en el fiordo Taraba.

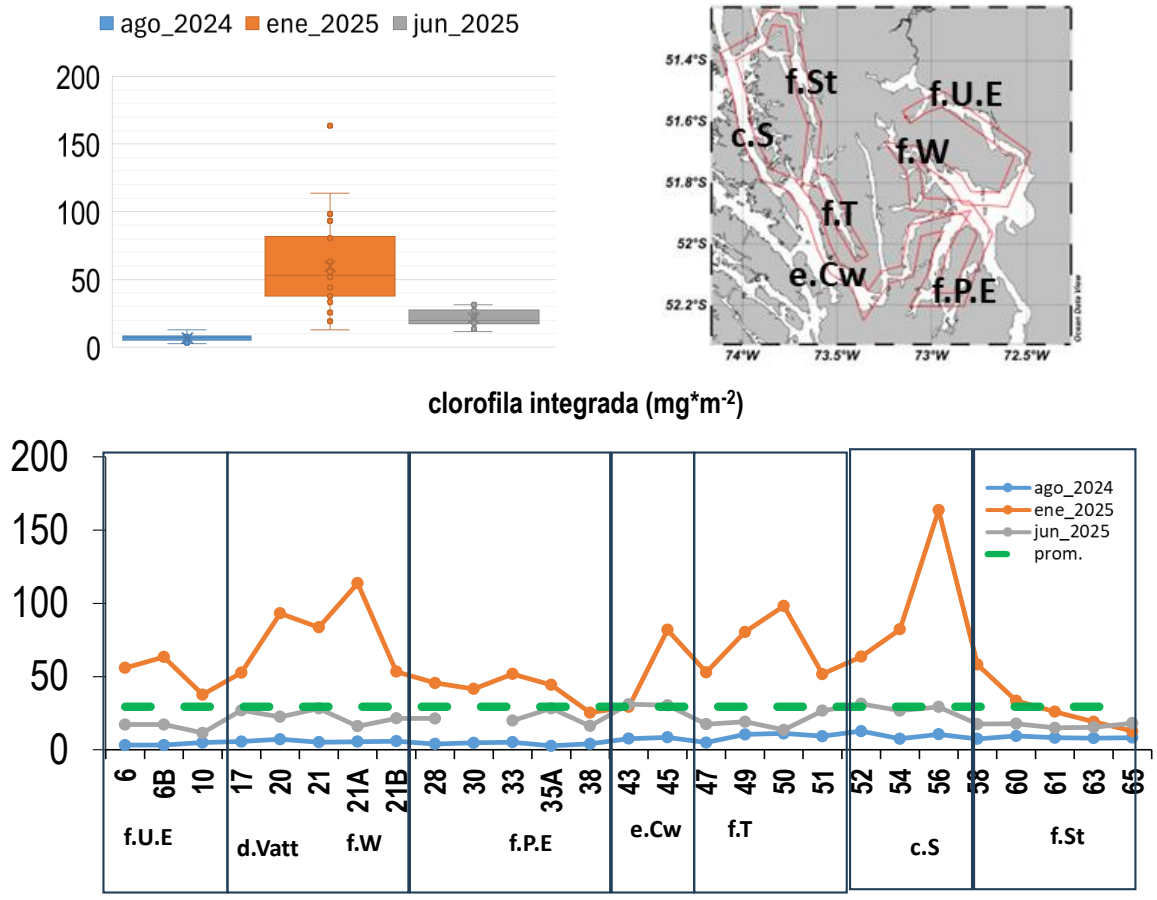


Figura 18. Variabilidad espacial y temporal de la clorofila integrada.

Dinámica del oxígeno disuelto.

Sensores anclajes fiordo Poca Esperanza (figura 19): Este análisis se basa en tres series de tiempo independientes de oxígeno disuelto, medidas a 20 m, 80 m y 250 m de profundidad. Los datos abarcan un período de aproximadamente 395 días, desde mayo de 2024 hasta junio de 2025.

Serie 20 m (Capa superficial): La capa superficial muestra niveles de oxígeno de moderados a altos con una alta variabilidad. La serie, registrada entre el 13 de mayo de 2024 y el 12 de junio de 2025, presenta un promedio de 6.08 mg/L y una desviación estándar de 1.36 mg/L. Se observó un valor mínimo de 0.70 mg/L el 30 de diciembre de 2024 y un máximo de 7.81 mg/L el 13 de julio de 2024. La tendencia sugiere una disminución gradual leve del oxígeno. Además, se detecta una clara estacionalidad con oscilaciones intranuales, lo que indicaría que esta capa es muy sensible a eventos de mezcla y otros forzantes atmosféricos o marinos.

Serie 80 m (Estrato medio): En el estrato medio, se observa una recuperación gradual del oxígeno. Esta serie, con datos del 13 de mayo de 2024 al 12 de junio de 2025, tiene un promedio de 2.82 mg/L y una desviación estándar de 1.28 mg/L. Los valores fluctuaron desde un mínimo de 0.22 mg/L el 11 de diciembre de 2024 hasta un máximo de 4.72 mg/L el 23 de mayo de 2024. La tendencia es claramente positiva, lo que sugiere una mejora en la ventilación. La estacionalidad es revelo una en los periodos entre primavera y-verano la concentración disminuyó con valores que lo situaron en una zona con bajos valores de oxígeno (ZBO).

Serie 250 m (Fondo): En las aguas profundas, se ha observado una ventilación notable y sostenida. La serie, que abarca del 16 de mayo de 2024 al 12 de junio de 2025, tiene un promedio de 2.28 mg/L y una desviación estándar de 1.22 mg/L. Los valores oscilaron entre un mínimo de 0.002 mg/L el 16 de mayo de 2024 y un máximo de 3.23 mg/L el 9 de septiembre de 2024. La tendencia es fuertemente positiva y la estacionalidad es mínima, lo que se asocia a pulsos de ventilación profunda.

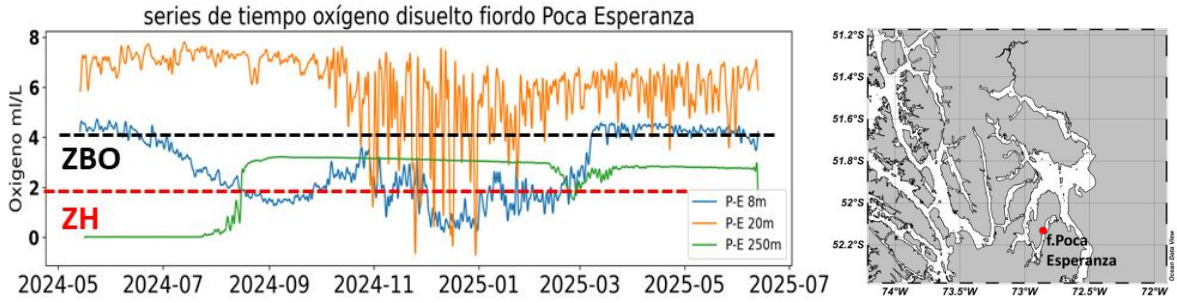


Figura 19: Series de tiempo oxígeno disuelto dentro del Fiordo poca Esperanza

Sensores Depresión Vattuone (Figura 20): Se analizaron tres series de tiempo de oxígeno disuelto correspondientes a la Depresión Vattuone, a profundidades de 20, 80 y 160 metros.
Serie a 20 metros (Capa superficial): La serie de oxígeno disuelto en la capa superficial, medida entre el 16 de mayo de 2024 y el 15 de junio de 2025, presentó una variabilidad moderada. El promedio fue de 6.42 mg/L con una desviación estándar de 0.55 ml/L. Los valores fluctuaron desde un mínimo de 3.95 mg/L (22 de noviembre de 2024) hasta un máximo de 7.89 ml/L (21 de septiembre de 2024). La serie reveló una tendencia de mediano plazo y un componente estacional, lo que sugiere una influencia cíclica en los niveles de oxígeno, donde los mayores tiende a registrarse en periodo de otoño -primavera (2024), mientras que hacia los periodos estivales de 2025 los valores tienden a disminuir.
Serie a 80 metros (Estrato medio): En el estrato medio, la serie de oxígeno disuelto, registrada desde el 15 de mayo de 2024 hasta el 15 de junio de 2025, mostró niveles consistentemente más bajos que en la superficie, pero con menor variabilidad. El promedio fue de 3.01 mg/L con una desviación estándar de 0.27 ml/L. Los valores extremos fueron 2.28 ml/L (12 de junio de 2024) y 3.62 ml/L (8 de septiembre de 2024). Similar a la capa superior, se identificó una tendencia y un componente estacional, aunque la menor variabilidad sugiere una mayor estabilidad en esta profundidad.
Serie a 160 metros (Fondo): La serie de oxígeno en el fondo, medida entre el 15 de mayo de 2024 y el 15 de junio de 2025, reflejó los niveles más bajos de la columna de agua, con una variabilidad más alta que el estrato medio. El promedio fue de 2.77 mg/L con una desviación estándar de 0.70 mg/L. El rango de valores fue notable, con un mínimo de 1.26 mg/L (16 de junio de 2024) y un máximo de 3.86 ml/L (14 de septiembre de 2024). La serie evidenció una tendencia y un componente estacional, indicando que incluso a esta profundidad, los niveles de oxígeno están sujetos a cambios de fondo y a fluctuaciones cíclicas.

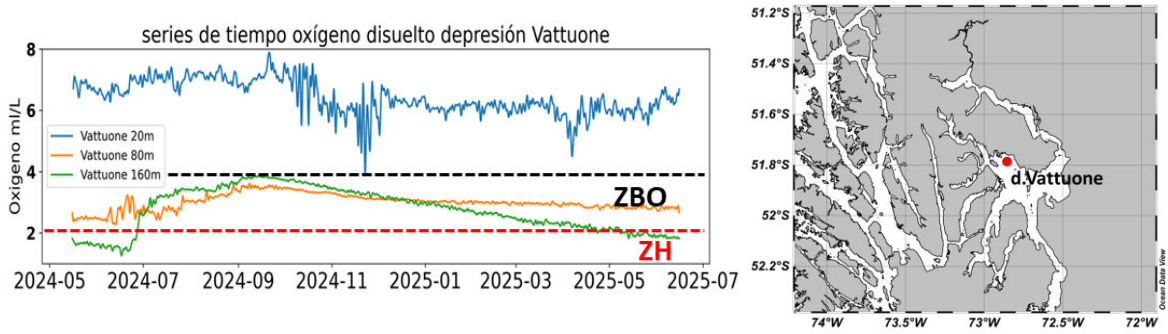


Figura 20: Series de tiempo oxígeno disuelto en la depresión batimétrica de Vattuone.

Sensores fiordo Worsley (figura 21): Se analizaron dos series de tiempo de oxígeno disuelto en el fiordo Worsley, a 20 m y 180 m de profundidad, las series contienen diferente extensión de las mediciones, correspondiendo la serie más profunda a una más corta.
Serie de 20 m (Capa superficial): La serie de oxígeno disuelto en la capa superficial (20 m) presenta un valor promedio de 5.90 mg/L, con una desviación estándar de 0.46 mg/L. osciló entre un mínimo absoluto de 4.682 ml/L (2024-10-27), mientras que el máximo absoluto fue 7.178 ml/L en 2024-06-22,

esto denotó una alta variabilidad temporal, las fluctuaciones fueron más marcadas entre junio-octubre (2024).

Serie de 180 m (Capa profunda): En la capa profunda (180 m), el oxígeno disuelto exhibe exhibió fluctuaciones entre un mínimo absoluto de 1.701 registrado en 2024-07-02 y máximo absoluto 3.536 en 2024-09-07. La concentración promedio fue de 2.73 ml/L ±0.49 mg/L. Esta serie exhibió una tendencia a aumentar, desde valores hipóxicos (junio 2024), alcanzando sus máximos en octubre 2024 (~3.3 ml/L), a partir de este periodo la concentración decae sostenidamente hasta marzo de 2025. La tendencia es fuertemente positiva y la estacionalidad es mínima, lo que se asocia a pulsos de ventilación profunda.

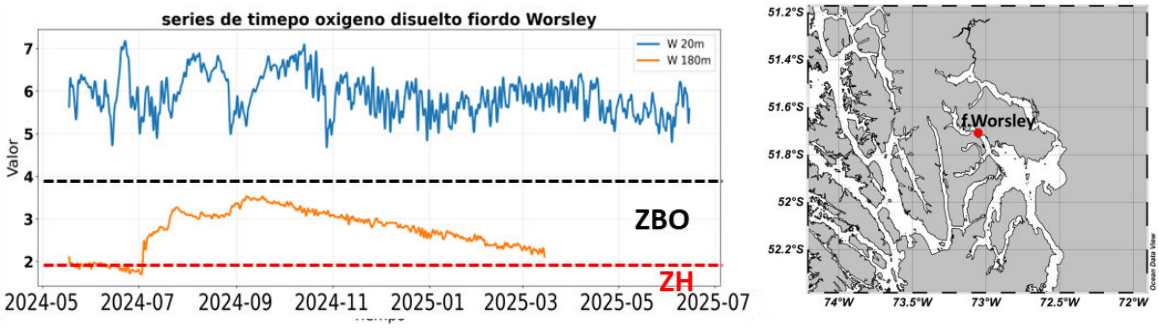


Figura 21: Series de tiempo oxígeno disuelto dentro del Fiordo Worsley

Sensores anclajes fiordo Taraba (figura 22): Este análisis se basa en tres series de tiempo independientes de oxígeno disuelto, medidas a 20 m, 80 m y 250 m de profundidad.

Serie 20 m (Capa superficial): la serie midió desde agosto 2024 a inicios de junio 2025, total de días 297. La serie oscilo entre un mínimo 2.8 ml/L y un máximo absoluto de 7.3 ml/L. la concentración media fue de 5.8±1.005. Esta serie exhibió dos patrones diferentes, el primero entre agosto 2024 a marzo 2025, con una fluctuación moderada con valores sobre los 5 ml/L (aguas bien oxigenadas. La serie exhibo una tendencia negativa (disminuir). Entre marzo-junio 2025, la serie presentó una alta fluctuación.

Serie 100 y 200 m (Capa superficial): estas series cubrieron periodos diferentes, la serie de 100 m midió desde junio 2024 a inicios de abril 2025 total de días 296. LA serie de 200 contiene mediciones desde agosto 2024 a inicios de junio 2025 total de días 297. Los patrones de ambas series fueron similares, baja fluctuación temporal Concentración promedio de 3.08 ±0.15 ml/L (serie 100m). seri 200m, promedio de 3.5 ±0.24ml/L. Además, ambias series exhibieron una leve tendencia negativa, ambas estuvieron en las condiciones de bajos niveles de oxígeno (<4 ml/L).

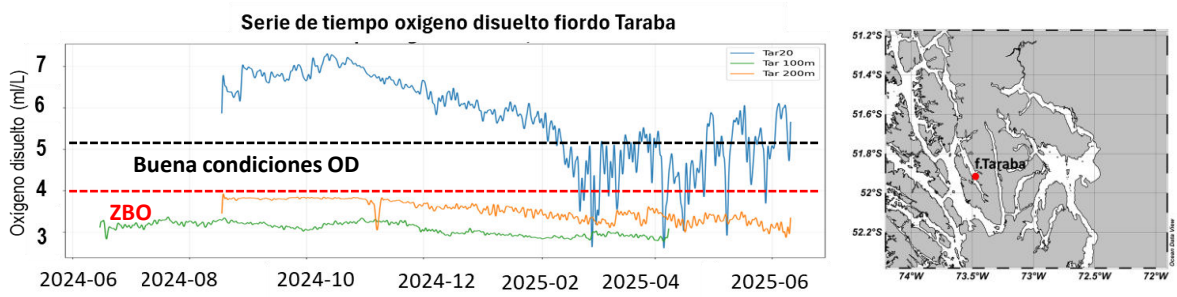


Figura 22: Series de tiempo oxígeno disuelto dentro del Fiordo Taraba

Sensores anclajes fiordo Staines (figura 23): Se analizaron dos series de tiempo de oxígeno disuelto en el fiordo Staines, a 100 m y 200m de profundidad, las series registraron observaciones desde agosto de 2024 hasta junio de 2025 (292 días).

Serie de 100 m (Capa media): esta serie exhibió una marcada fluctuación, oscilando entre un mínimo de 2.6 ml/L ±0.15 (6-01-2025), valor máximo fue de 3.4 ml/L ±0.15 registrada en (19-08-2024). Esta serie evidencio una estacionalidad marcada donde la concentración disminuyó hacia los meses estivales enero-marzo.

Serie de 200 m (Capa media): El sensor de esta profundad, evidenció una marcada fluctuación a lo largo de toda la serie, oscilando entre un mínimo de 2.6 ml/L (24-08-2024), el máximo valor fue de 3.0 el 29-08-2024. La concentración media fue 2.8ml/L ±0.06. No se observó una estacionalidad, pero si una tendencia negativa leve.

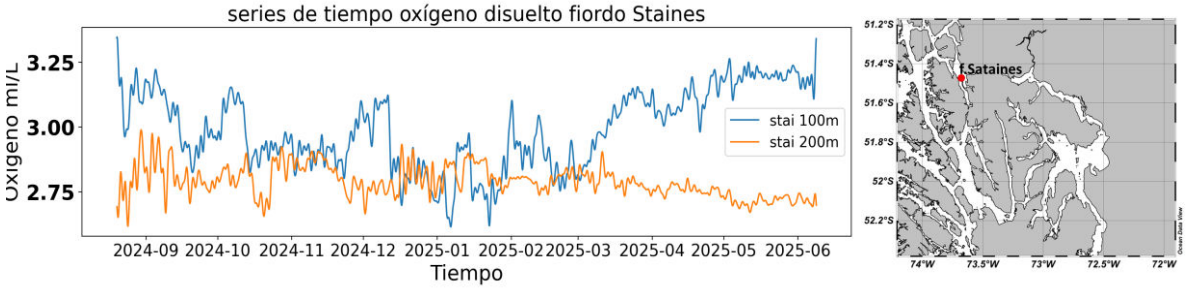


Figura 23: Series de tiempo oxígeno disuelto dentro del Fiordo Staines

Monitoreo zonas con bajas de oxígeno: Se realizó un seguimiento de las zonas identificadas previamente con condiciones de hipoxia y anoxia (fiordo Poca Esperanza, Depresión de Vattuone y fiordo Worsley) para evaluar la persistencia de dichas condiciones. Los datos revelaron una renovación de las aguas profundas, asociada a la intrusión de masas de agua más salinas, que permitió su

ventilación (**Figura 24a**). Este proceso no fue simultáneo, sino que ocurrió en momentos distintos para cada área: primero en la Depresión de Vattuone (alrededor del 15 de junio de 2024), luego en el fiordo Worsley (hacia el 2 de julio de 2024) y finalmente en el fiordo Poca Esperanza (aproximadamente el 15 de agosto de 2024) (**Figura 24b**).

Entre estas zonas, el fiordo Poca Esperanza registró el aumento más significativo en la concentración de oxígeno disuelto, pasando de 0.15 ml/L en junio a 3 ml/L en agosto. Además, solo en este fiordo se observó una renovación sostenida. En contraste, en el fiordo Worsley y la Depresión de Vattuone, el incremento en los niveles de oxígeno solo se mantuvo hasta octubre, tras lo cual volvieron a descender.

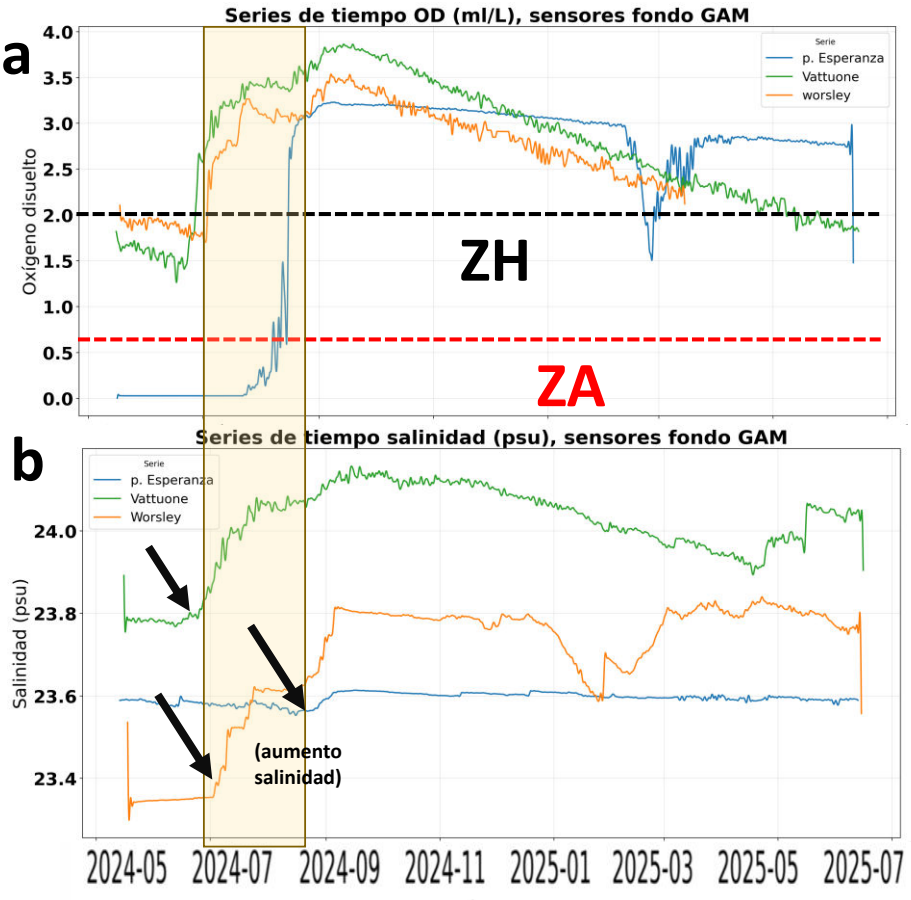


Figura 24: Series de tiempo profundas en fiordo Poca Esperanza, depresión Vattuone y fiordo Worsley. a) tiempo oxígeno. b) salinidad.

4.2 *Resultado objetivo 2. Estimar la circulación marina a través de modelación numérica en el golfo Almirante Montt, expandiendo la modelación numérica en áreas aledañas.*

Modelación numérica del golfo Almirante Montt, expandiendo la modelación numérica en áreas aledañas.

Previo a la presentación de los resultados de modelación para el área de canales y fiordos adyacente a GAM, específicamente los canales Sarmiento, Collingwood y Unión, se incluyen algunas mediciones in situ con el objetivo de caracterizar el sistema. Los principales forzantes de esta región estuarina son el viento y el aporte de agua dulce. La **Figura 25** muestra la serie temporal de distintas variables atmosféricas registradas por una estación meteorológica frente a Puerto Natales (**Tabla 1**), junto con la descarga del río Serrano.

Las variables atmosféricas, como la energía mecánica del viento, la velocidad del viento, la radiación, la temperatura atmosférica, así como la descarga del principal río de la región, presentan una clara variabilidad estacional y un régimen anual coherente: durante primavera y el verano austral alcanzan sus valores máximos, mientras que en invierno disminuyen notablemente, llegando incluso a temperaturas negativas del orden de –10 °C.

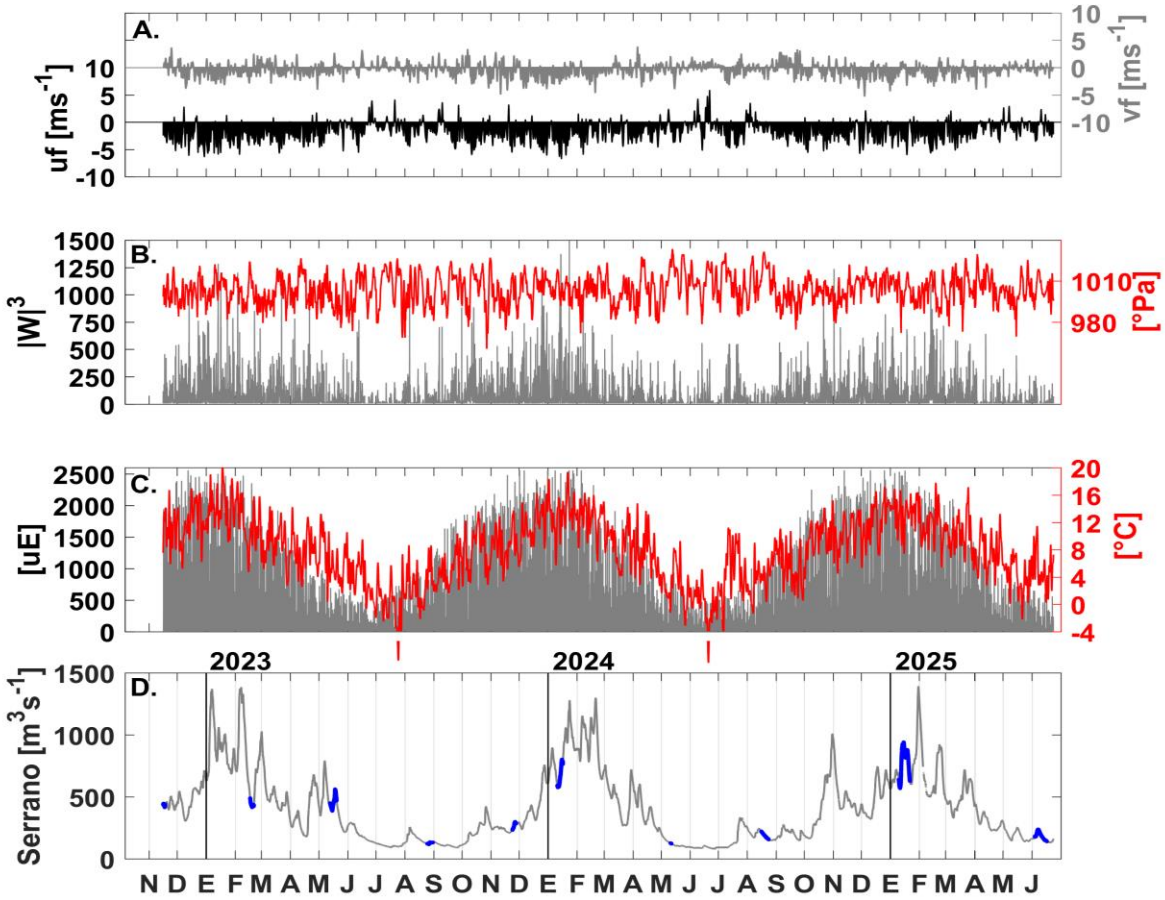


Figura 25: Serie de tiempo viento (st. meteorológica) y río Serrano (DGA). A) componentes del viento u, v, b) energía mecánica de viento, presión atmosférica, c) radiación, temperatura atmosférica, d) descarga del río serrano (azul campañas).

La **Figura 26** presenta la rosa de viento estacional, la cual indica una dominancia persistente del viento desde el oeste a lo largo del año. La principal diferencia entre estaciones del año radica en la magnitud de la velocidad del viento: en primavera/verano alcanzan valores de hasta 12 m/s, mientras que en otoño e invierno predominan velocidades entre 0 y 2 m/s.

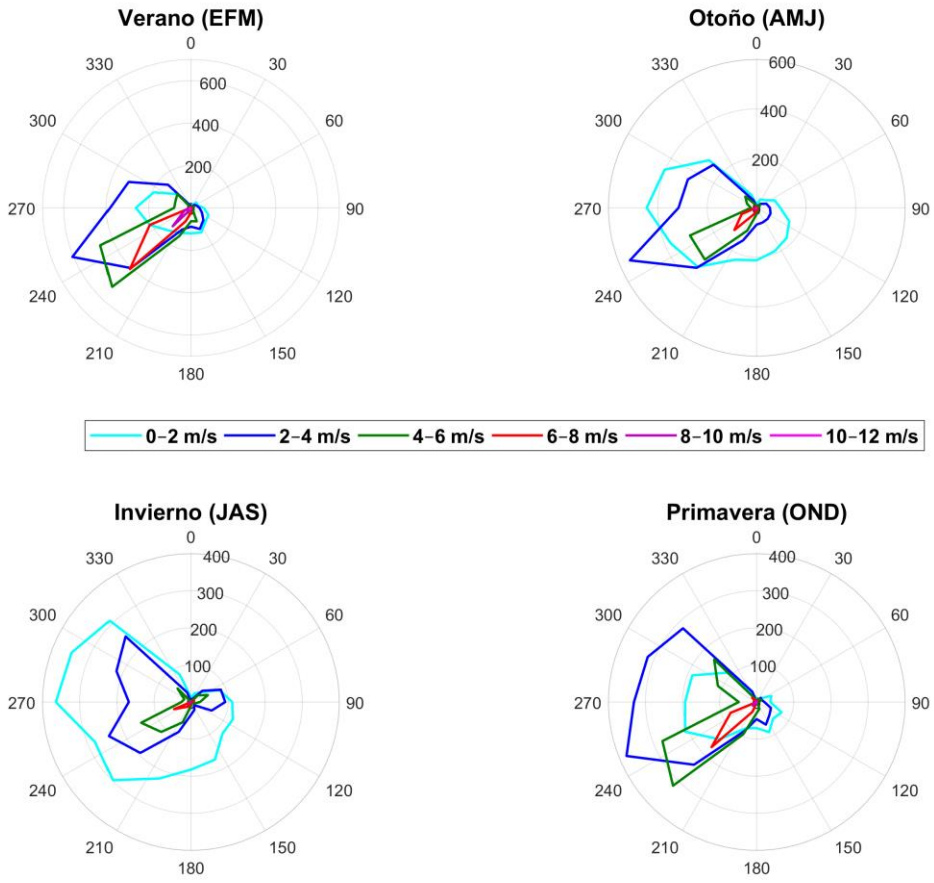


Figura 26: Rosa de viento estacional de la estación meteorológica frente a Puerto Natales.

La onda de marea ingresa al mar interior del sistema por estrecho Nelson al canal Sarmiento y se propaga hacia fiordo Staines. Por canal Sarmiento al sur se propaga a canal Collingwood y hacia fiordo Taraba, al sur lo hace al canal Unión. La amplitud de los principales constituyentes diurno y semidiurnos suman 0.7 m en cada uno de los 3 mareógrafos observados en la **Figura 27**, el régimen de marea es semidiurno mixto con un F= 0.55 en canal Sarmiento, F=0.54 en fiordo Taraba y F =0.55 en fiordo Staines. Esta zona adyacente a GAM la marea es un forzante relevante, mientras que al ingresar a GAM la marea es atenuada por la batimetría que presenta la zona de conexión.

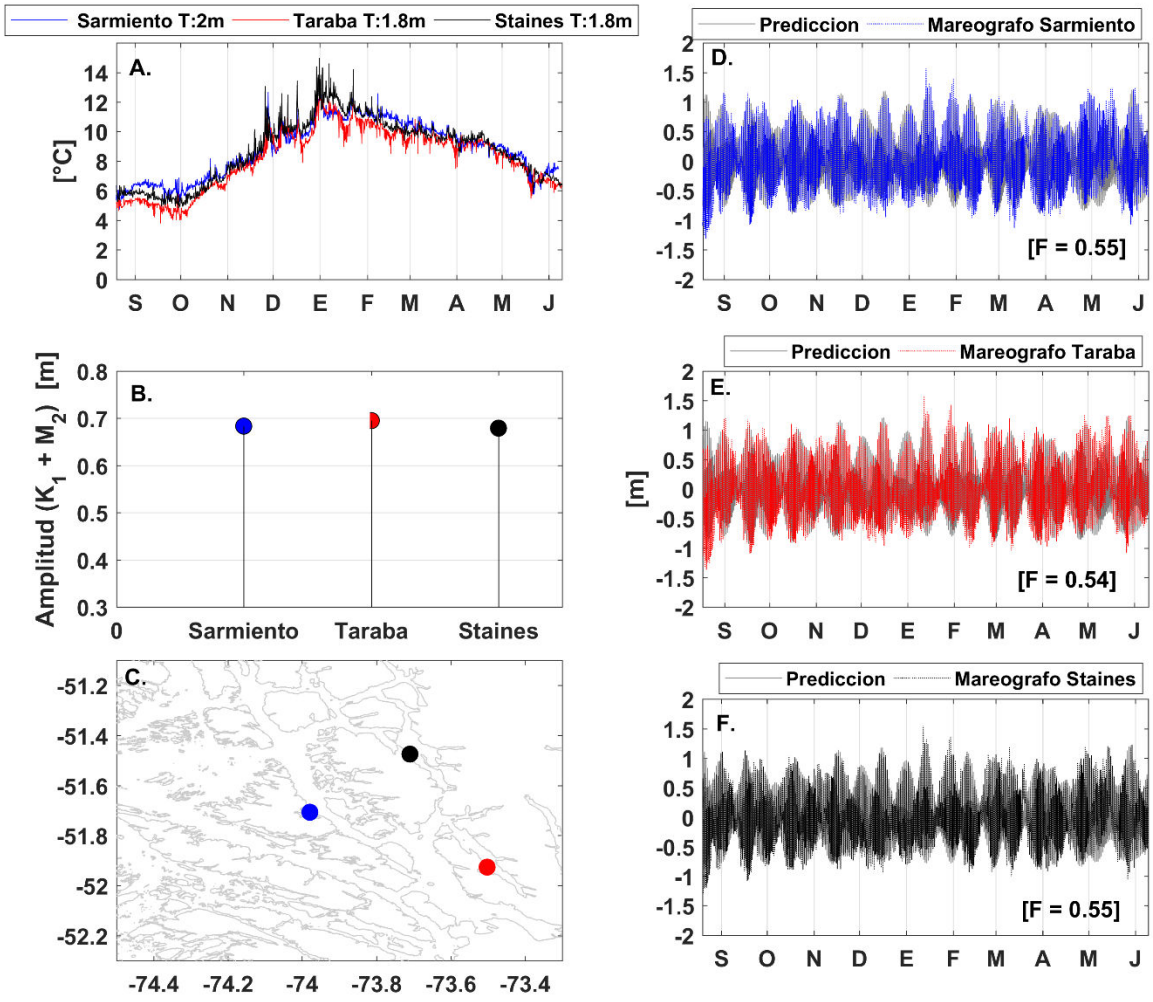


Figura 27: Medición del Nivel del mar y ubicación geográfica de Mareógrafos. A) temperatura del agua, b) amplitud de la sumatoria de los componentes mareales (K1+M2), c) ubicación geográfica, d) nivel del mar canal Sarmiento, e) nivel del mar fiordo Taraba, f) nivel del mar fiordo Staines.

Los ADCP instalados en fiordo Staines y Taraba (**Figura 28**) muestran una dispersión de la corriente residual dominada por la corriente a lo largo del fiordo (norte - sur), la estructura vertical analizada mediante EOF muestra el modo 1 una estructura barotrópica hacia el sur disminuyendo su amplitud con la profundidad, En el modelo el modo 1 explicó el 42% de la variabilidad total en Taraba, mientras que el modo 1 de Staines alcanzó un 52% de la variabilidad total. El modo 2 presentó una estructura baroclínica. El modo 2 de la corriente residual explicó el 33% de la variabilidad total en Taraba, un 20% de la variabilidad total de la corriente en el caso de Staines. El modo 3 indica una estructura de

3 capas en ambos fiordos, explicando un 11% y 12% de variabilidad total respectivamente en Taraba y Staines.

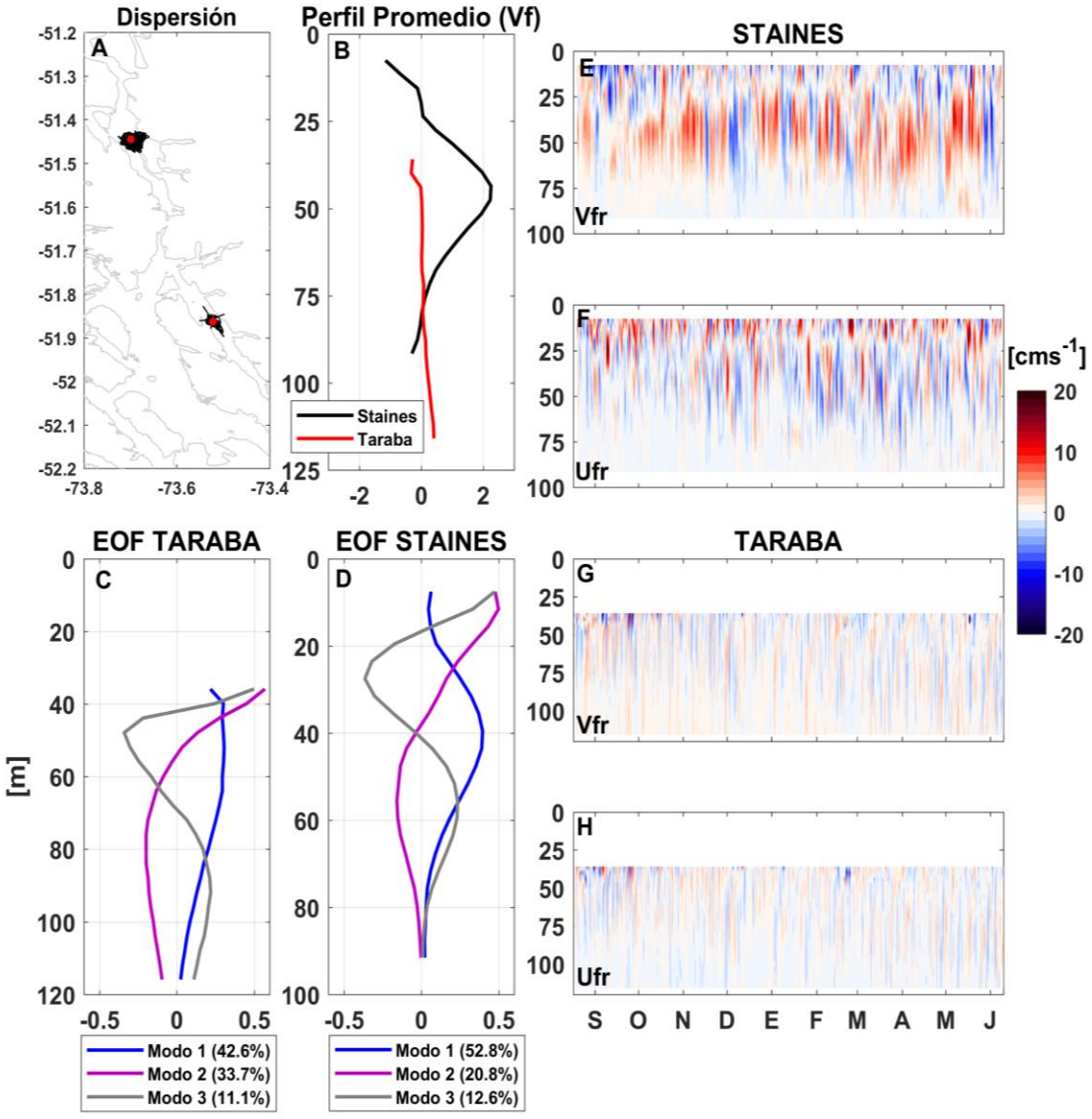


Figura 28: Corriente residual del fiordo Taraba y Staines medida con ADCP. A) dispersión de la corriente residual, b) perfil medio de la corriente residual. c) EOF vertical de la corriente residual en fiordo Taraba**, d**) EOF vertical de la corriente residual en fiordo Staines, e) serie de tiempo corriente residual componente v fiordo Staines, f) serie de tiempo corriente residual componente u fiordo Staines, g) serie de tiempo corriente residual componente v fiordo Taraba, h) serie de tiempo corriente residual componente u fiordo Taraba.

La comparación de la corriente en los canales adyacentes a GAM se muestra en la **Figura 29a**, la velocidad de la corriente disminuye con la profundidad en los 4 puntos de medición, los primeros 40m la velocidad fluctúa entre 25 cm/s a 10cms/s esta capa es la más rápida y comparativamente Sarmiento y Cutler son los lugares donde la velocidad de la corriente alcanza mayores velocidades. El perfil promedio de la energía cinética residual (**Figura 29b**) concentra los mayores valores en los 40 m de profundidad con un máximo a los 20m, bajo los 40m la columna de agua se acerca cero. Indicando que la capa superficial es altamente dinámica, comparativamente Sarmiento concentra mayor energía que Collingwood, Smyth y Cutler. El shear o cizalle vertical de la corriente (Figura 13c) es mayor en los primeros 40m de profundidad donde existe una diferencia vertical de la corriente, en Sarmiento, Collingwood y Smyth en <10m el shear es menor que a los 20 m esto se explica por la diferencia de magnitud y dirección de la corriente que sigue al viento y la corriente impulsada por el gradiente de presión.

El análisis espectral de la velocidad de la corriente (**Figura 30**) en los canales adyacentes muestra la señal de alta frecuencia referente a la marea a lo largo de la columna de agua y sus componentes diurnos y semidiurnos, en la baja frecuencia la energía sinóptica entre 3 –15 días. La capa superficial (0 – 40m) en la banda sinóptica concentra la mayor energía.

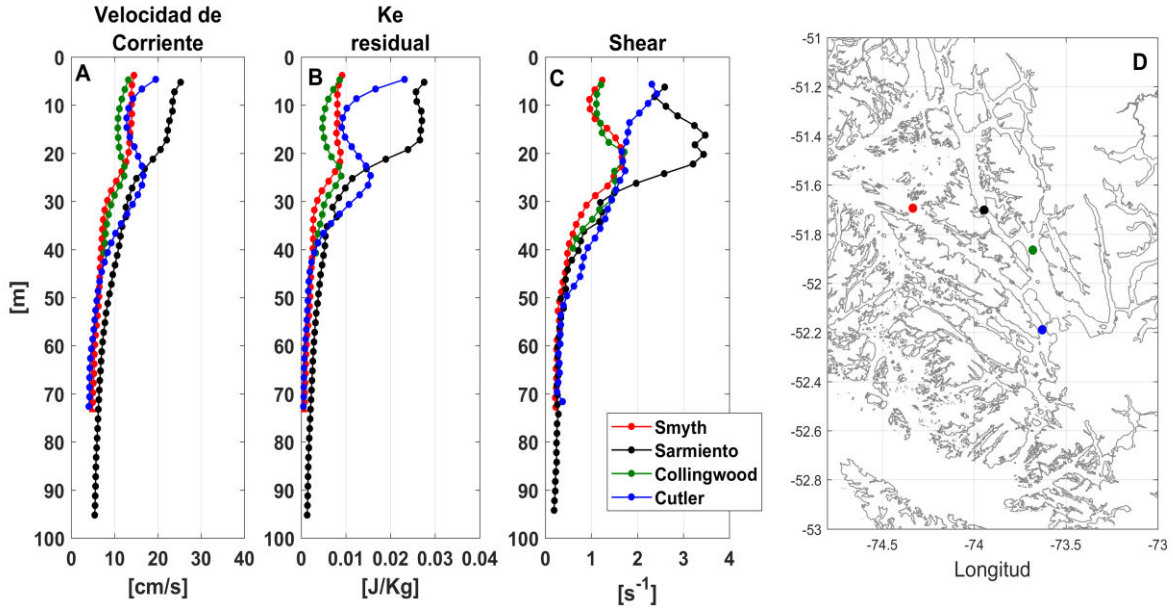


Figura 29. Comparación de la corriente en canales adyacentes a GAM. A) velocidad de la corriente, b) energía cinética de la corriente residual y c) el shear de la corriente residual, d) ubicación geográfica de la medición de corriente.

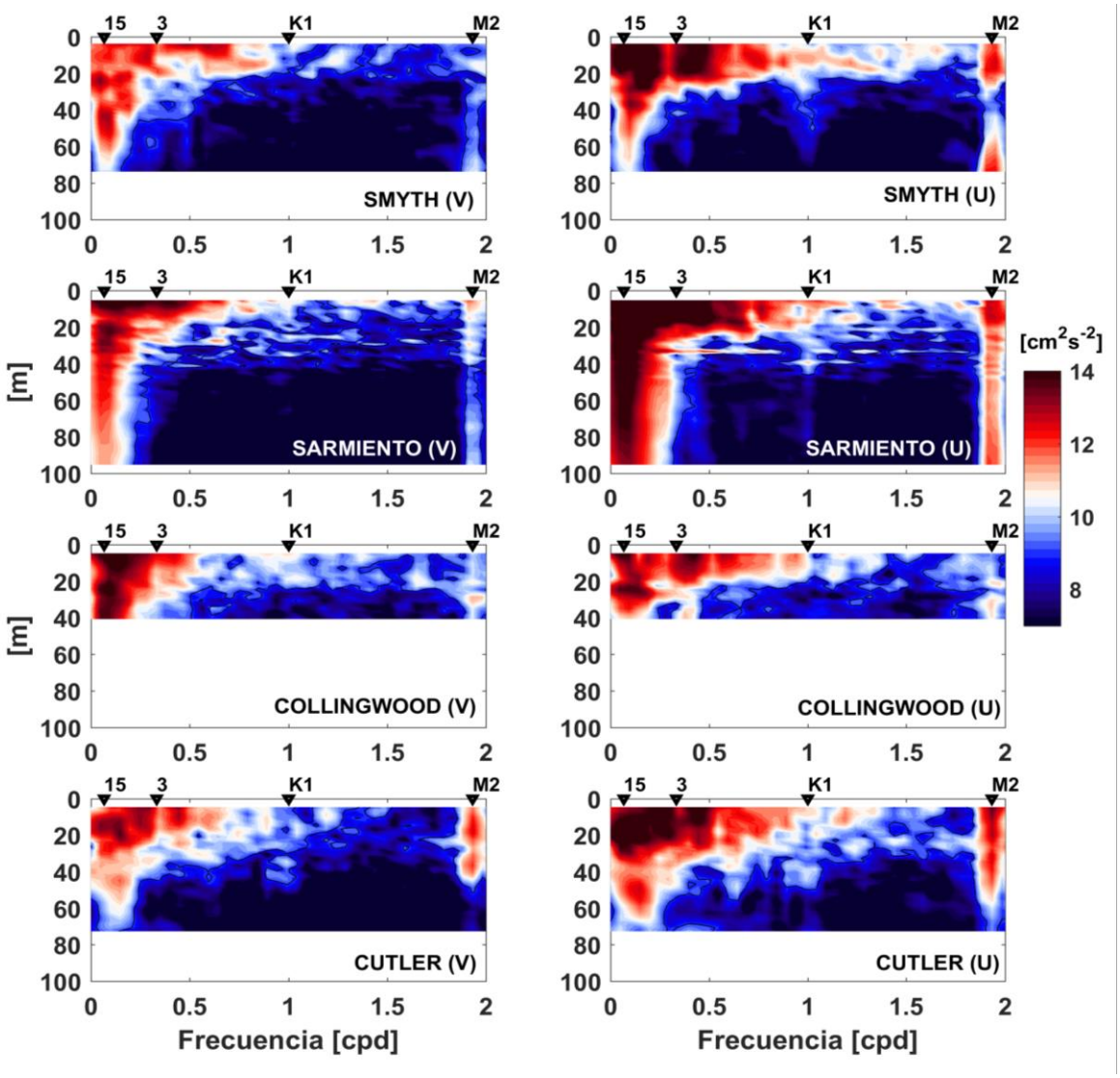


Figura 30. Espectros de velocidad de la corriente en los canales adyacentes a GAM. Ubicación geográfica en la figura 13d.

Estratificación y Mezcla: Los canales Sarmiento, Collingwood, Unión son la conexión entre el océano costero - GAM y el océano costero - los fiordos Staines y Taraba. Este sistema es altamente estratificado a lo largo del año, tanto como dentro de GAM. **Figura 31** muestra como en canales adyacentes la estratificación presenta una variabilidad espacial y estacional sin perder la estratificación a lo largo del año. Durante verano la columna de agua alcanza su mayor nivel de estratificación con valores de PEA entorno 300 a 500 J/m3, la cabeza de los fiordos Staines, Taraba y el extremo sur de canal Unión son las áreas con mayor estratificación (PEA > 400 J/m3). En invierno los valores de PEA

alcanzan sus menores valores entre 100 y 250 J/m3, en otoño los valores son en torno a 150 y 300 J/m3.

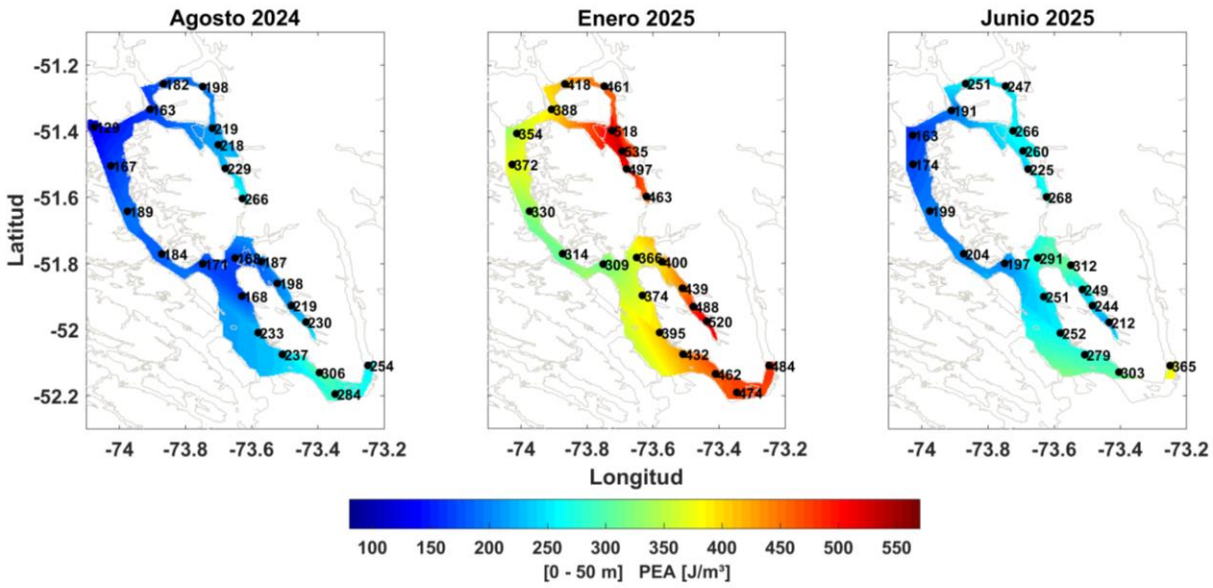


Figura 31: Anomalía de energía potencial (PEA) estacional integrado de 0 - 50m. De las campañas oceanográficas desplegadas en agosto 2024, enero 2025 y junio 2025.

Modelación numérica

Los resultados de las simulaciones hidrodinámicas del modelo canales adyacente a GAM, Collingwood, Sarmiento los cuales se conectan con los fiordos Staines y Taraba se encuentran descritos para cada uno de los componentes que interactúan dentro del sistema de modelación, se presentan a continuación.

Validación y patrones atmosféricos (modelo WRF): La simulación del modelo WRF para la región entre 2016 y 2018 mostró una marcada variabilidad estacional (**Figura 32**) en la magnitud de la velocidad del viento, con una dominancia regional persistente de vientos desde el oeste a lo largo del año. La variabilidad espacial de la velocidad del viento, asociada a diferencias locales dentro de la región, se explica principalmente por la orientación geográfica, la topografía y la exposición de los distintos fiordos y canales. En zonas de topografía empinada, como en áreas glaciares, se desarrolla un núcleo de alta velocidad del viento, alcanzando valores entre 15m/s y 20 m/s. Asimismo, se evidencian diferencias en la intensidad del viento entre el Golfo Almirante Montt (GAM) y sus fiordos interiores, en contraste con zonas adyacentes como los canales Unión, Collingwood y Sarmiento.

Estos últimos, debido a su orientación y mayor exposición, presentan velocidades más altas (∼8 m/s) en comparación con el interior de GAM (<5 m/s). Durante verano y primavera, es cuando tienen lugar los vientos más intensos, intensidad que decrece paulatinamente al llegar el otoño, en invierno las altas velocidades del viento se reducen a eventos.

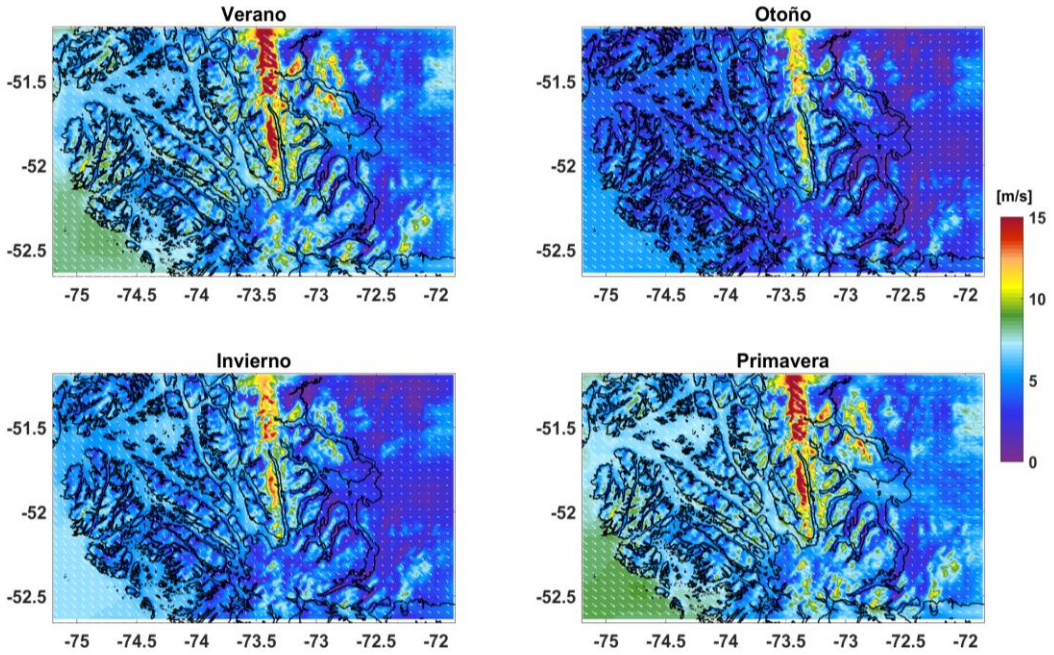


Figura 32: Campos de magnitud y dirección del viento estacional en la región Modelada por WRF entre 2016-2018. Verano, otoño, invierno y primavera.

La temperatura atmosférica de la región mostró una marcada estacionalidad (**Figura 33**), con núcleos fríos a lo largo del año referente a la alta montaña. Durante verano la temperatura alcanza máximos en promedio de 12°C - 10°C, mientras que durante invierno se registran los mínimos valores, que pueden alcanzar cifras negativas (-4°C).

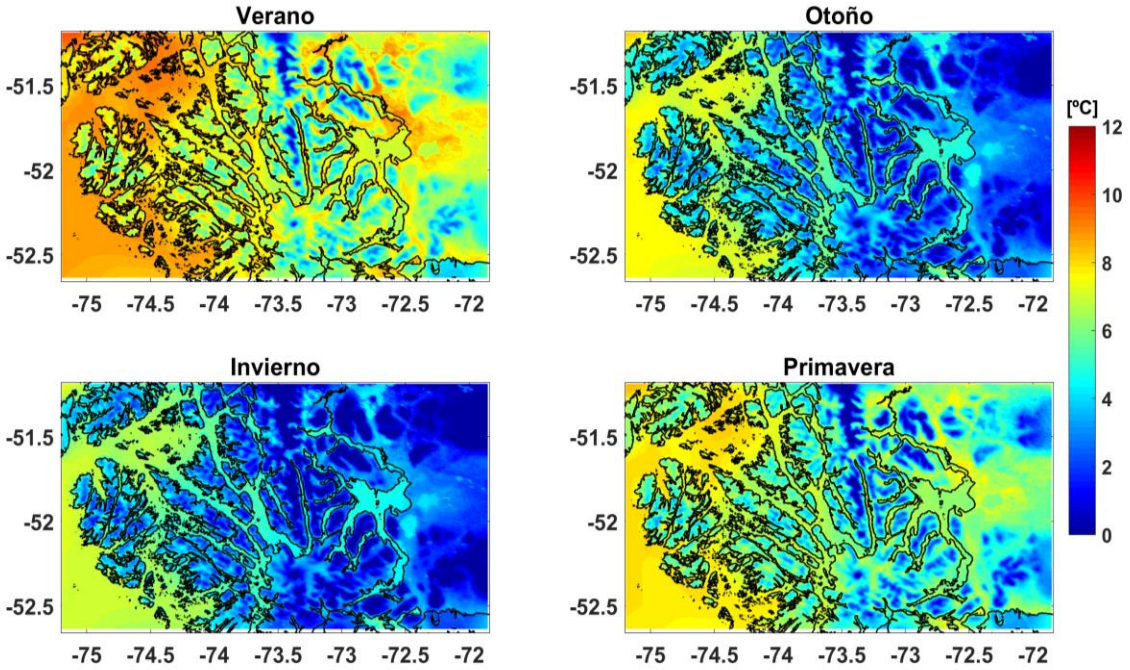


Figura 33: Temperatura atmosférica estacional en la región Modelada por WRF entre 2016-2018. Verano, otoño, invierno, primavera.

Para la validación del modelo WRF se contrastaron los datos simulados frente a observaciones de una estación meteorológica ubicada en los alrededores del canal Unión (**Figura 34**), durante el periodo de verano y otoño del año 2016. La presión atmosférica, se obtuvo una correlación de 0.99, mientras que el RMSE para este parámetro fue de 1.41 hPa. La temperatura exhibió una correlación de 0.88 y un RMSE de 2.24° C. Al evaluar las componentes del viento, la componente u (este-oeste) mostró una correlación de 0.84 y un RMSE de 1.43 m/s, mientras que la componente v tuvo una correlación de 0.91 y un RMSE de 1.46 m/s (**Figura 34**). Estos resultados muestran que el modelo WRF es capaz de simular las condiciones meteorológicas en topografías complejas como el canal Unión, capacidad que brinda confianza en la utilización del WRF como forzante atmosférico en el modelo hidrodinámico.

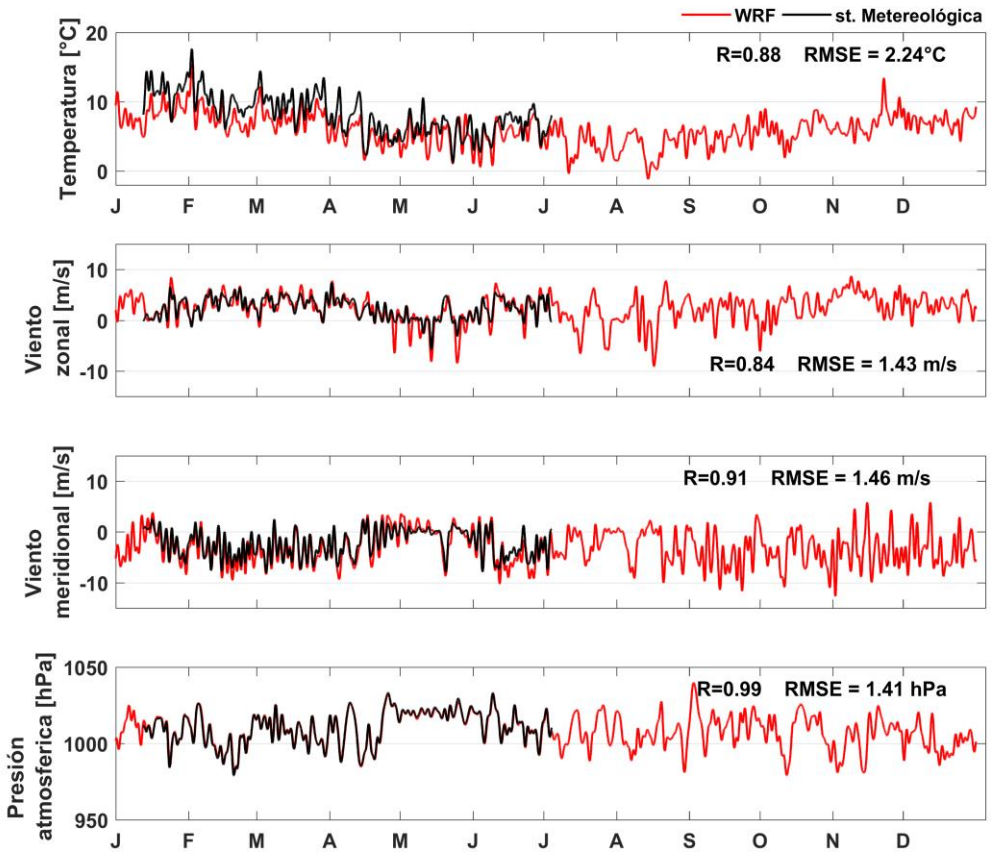


Figura 34: Evaluación de simulación del modelo WRF (métricas R y RMSE). Se compara con observaciones de estación meteorológica 2016, las componentes; temperatura atmosférica, componente zonal u, componente meridional v, presión atmosférica.

Evaluación y caracterización hidrológica (Modelo VIC): Para forzar el modelo hidrodinámico se identificaron las cuencas que desembocan en GAM y en los canales adyacentes; Unión, Collingwood, Sarmiento, fiordo Taraba y Staines, utilizando el modelo VIC. Se utilizaron 130 cuencas con un Q > 1 m^3/s. Los resultados del modelo VIC (**Figura 35**) muestra que el sistema recibe un importante aporte fluvial en la zona norte del dominio donde destaca la cuenca del río Serrano con un caudal medio estimado de 415 m^3/s. Con un caudal menor le siguen la cuenca que integran al río Hollemberg y la cuenca del río Prat con un caudal estimado de 9 m^3/s. En los fiordos Taraba y Staines múltiples cuencas con un Q ente 130 – 30 m^3/s de origen glaciar.

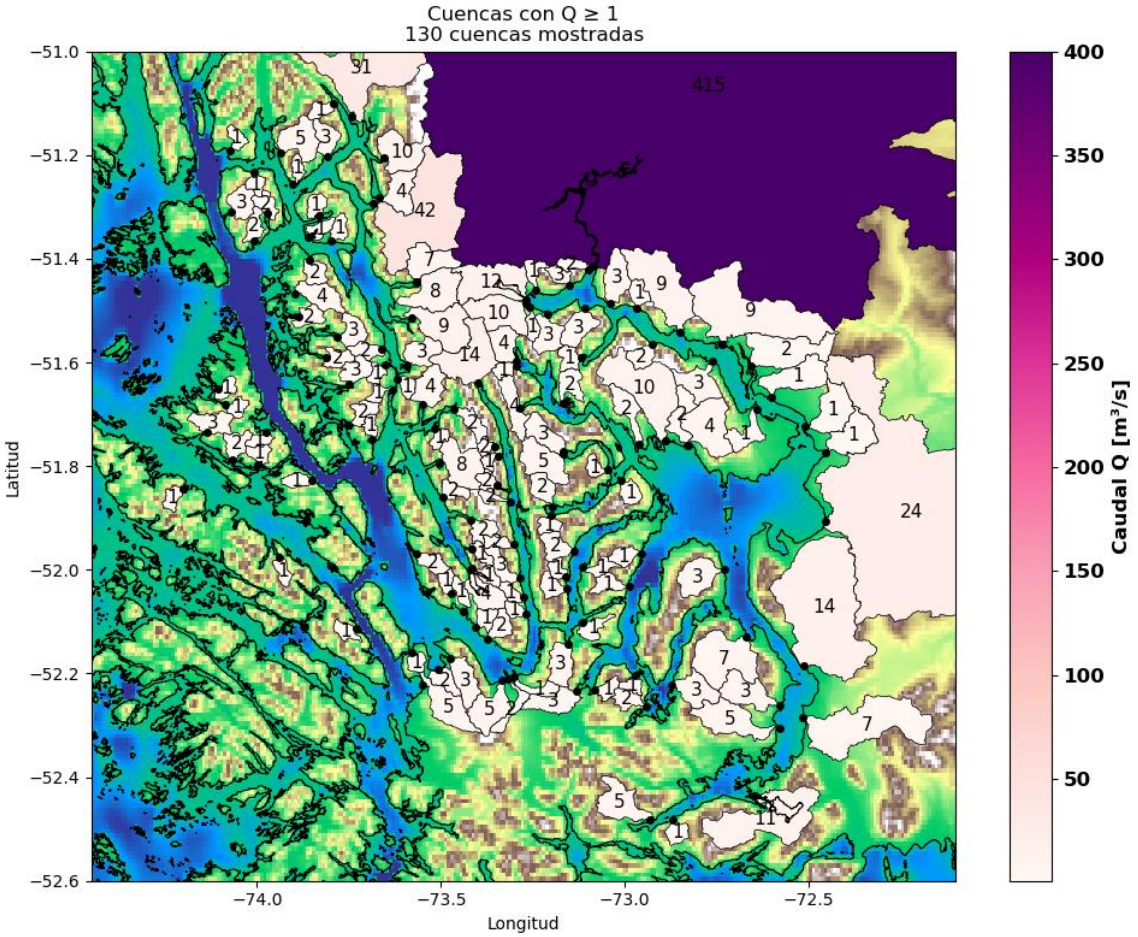


Figura 35: Caudal medio de las 130 principales cuencas que desembocan en GAM, canales adyacentes, fiordo Staines y Taraba (FLOW).

Las evaluaciones del modelo hidrológico VIC muestra que las estimaciones se ajustan a las observaciones (**Figura 36**) con correlaciones significativas por sobre 0.5, a excepción de río Hollemberg (r =0.22). En este caso el modelo suele sobreestimar el caudal observado, posiblemente debido a que por definición la cuenca sintética estimada representa una mayor superficie que abarca un gran número de otras pequeñas fuentes de agua dulce que en conjunto sumar un mayor caudal que el río Hollemberg únicamente. Por otro lado, es importante destacar la habilidad del modelo en representar la magnitud del río Serrano, pues este río representa el 55% del caudal total que ingresa al sistema GAM; en este caso la correlación alcanza 0.75, con una desviación estándar que representa aproximadamente un 70% de las observaciones y un sesgo que no supera los 7 m³/s. Los caudales medidos por las tres estaciones de monitoreo muestran un marcado ciclo anual, con una estacionalidad que revela máximos en verano y primavera, y mínimos en invierno. Si bien el modelo

hidrológico suele sobrestimar la magnitud de los caudales en algunas cuencas pequeñas, la variabilidad del ciclo anual está bien representada.

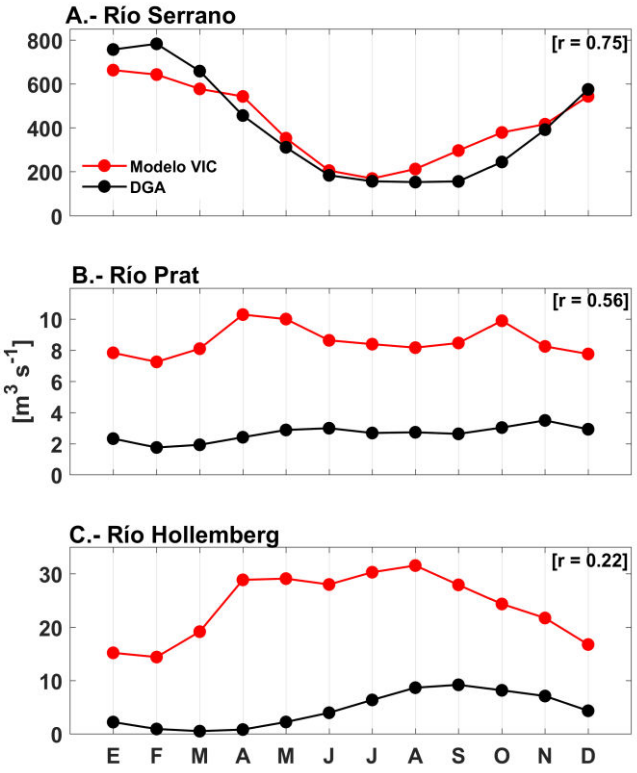


Figura 36: Validación de principales caudales modelo Flow y estaciones medidas por DGA. A) rio Serrano, b) rio Prat, c) rio Hollemberg.

La variabilidad estacional e interanual de los aportes de agua dulce en el sistema se observa en la **Figura 37**. Al considerar todas las cuencas que contribuyen con agua dulce al sistema se estima un caudal medio de 886 m³/s donde aproximadamente el 50% corresponde al río Serrano. Este patrón estacional está vinculado a las variaciones de precipitación y temperatura, variables utilizadas directamente para la simulación de los flujos. Las mayores descargas de ríos son en los meses de verano/primavera y los meses con mínimas descargas corresponde a invierno, este tipo de régimen anual vincula a los ríos con su origen glaciar.

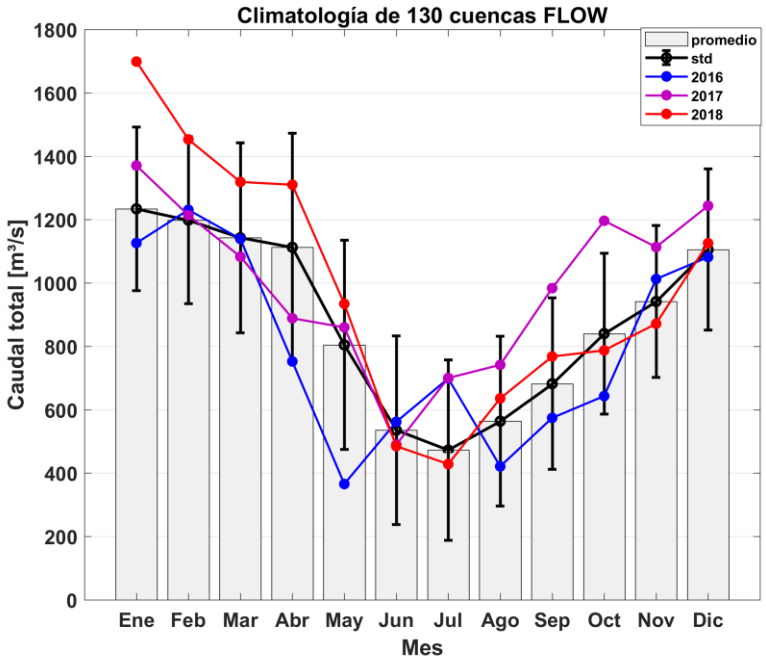


Figura 37: Climatología del caudal total de 130 cuencas modelo FLOW, destacando los años del modelo hidrodinámico 2016, 2017 y 2018.

Evaluaciones de la marea en el modelo hidrodinámico: Se realizó una comparación entre la amplitud de marea registrada por mareógrafos y la generada por el modelo. Para evaluar la habilidad de éste en replicar una característica esencial del sistema GAM: la atenuación de la onda de marea en su ingreso al sistema GAM en dirección oeste-este y si el modelo logra replicar la diferencia en la amplitud de marea entre GAM y el sistema adyacente previo a las constricciones como canal Unión, Collingwood, Sarmiento y fiordos Taraba y Staines. La **Figura 38** muestra la comparativa de la amplitud de marea de los principales constituyentes diurnos y semidiurnos del sistema (M2 + K1).

La onda de marea ingresa desde el océano costero por estrecho Nelson al fiordo Staines y de oeste a este a través del Canal Sarmiento, Collingwood a fiordo Taraba y canal Unión, en este sistema de canales y fiordos se registra la amplitud de marea más elevada, aproximadamente 0.7 m. Esta amplitud disminuye al pasar por el Paso Morla Vicuña, alcanzando alrededor de 0.6 m. Posteriormente, después de las constricciones en Santa María y Kirke, la onda de marea ingresa al GAM con una amplitud notablemente reducida, menor a 0.1 m (como se observa en isla Salustio y canal Valdés). Esta representación evidencia una atenuación de la onda de marea del 88%. El modelo reproduce esta característica con gran precisión, mostrando una atenuación del 89%.

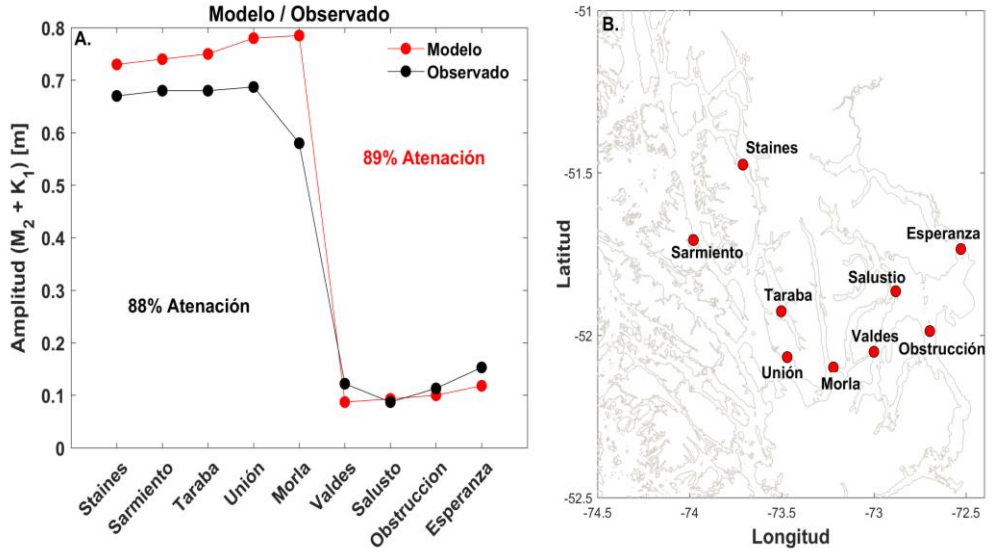


Figura 38. Evaluación de la amplitud de marea de los principales constituyentes mareales (M2 +K1). A) comparación de amplitud entre el modelo (rojo) y el observado (negro). B) ubicación de los mareógrafos utilizados.

Evaluación de la corriente del modelo hidrodinámico: La evaluación de la corriente del modelo hidrodinámico se realizó en dos puntos, en el canal Sarmiento y Collingwood durante enero y abril del 2016, en base a un análisis EOF de la corriente residual. En la **Figura 39** se muestra que el modelo replica la variabilidad de la corriente del canal Sarmiento. El modelo logra simular la corriente que sale del canal de manera persistente (color rojo) a lo largo del periodo. Los 3 principales modos verticales de la corriente concentran sobre el 90% de la variabilidad total de la corriente residual en el modelo y en el ADCP. El modo 1 mostró una estructura baroclínica hacia el sur en los primeros 20 metros y bajo los 20m hacia el norte disminuyendo su amplitud con la profundidad, En el modelo el modo 1 explicó el 56% de la variabilidad total, mientras que el modo 1 del ADCP alcanzó un 45.5% de la variabilidad total. El modo 2 presentó una estructura barotrópica con una capa hacia el sur (de alta amplitud) en los primeros 20 metros. El modo 2 de la corriente residual explicó el 27.7% de la variabilidad total de la corriente en el modelo y un 37.1% de la variabilidad total de la corriente en el caso del ADCP. El modo 3 indicó una estructura de 3 capas tanto en el modelo como ADCP explicando un 10.2% y 8.9% de variabilidad total respectivamente. Estas estructuras de 3 capas son características de sistemas estuarinos donde el viento es un forzante relevante.

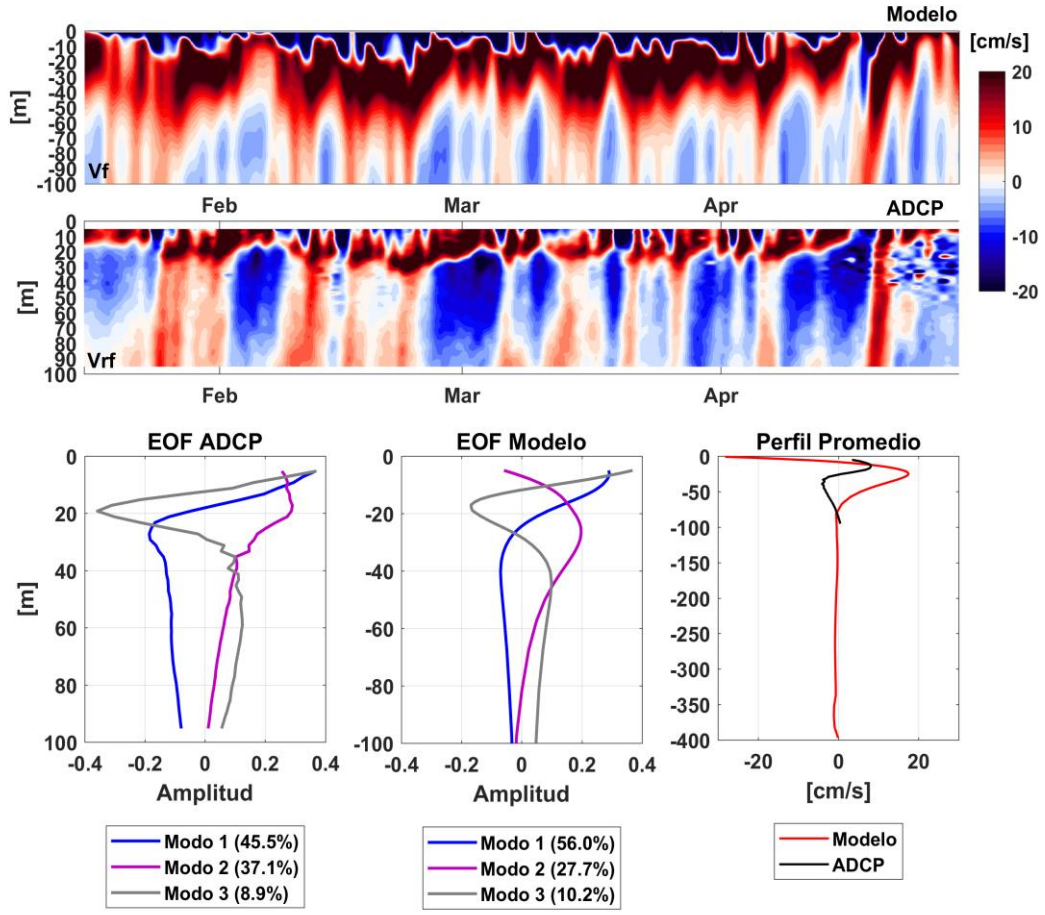


Figura 39: Evaluación de la corriente residual en canal Sarmiento. A) corriente residual Modelo, b) corriente residual ADCP, c) EOF ADCP, d) EOF Modelo, e) perfil medio comparativo entre ADCP/Modelo.

La **Figura 40** se muestra que el modelo replica la variabilidad de la corriente del canal Collingwood. El modelo logra simular la corriente que sale del canal de manera persistente (color rojo) a lo largo del periodo. Los 3 principales modos verticales de la corriente concentran sobre el 90% de la variabilidad total de la corriente residual en el modelo y en el ADCP. El modo 1 mostró una estructura baroclínica, en el modelo el modo 1 explicó el 57% de la variabilidad total, mientras que el modo 1 del ADCP alcanzó un 49% de la variabilidad total. El modo 2 presentó una estructura barotropica con una capa hacia el sur. El modo 2 de la corriente residual explicó el 35% de la variabilidad total de la corriente en el modelo y un 30% de la variabilidad total de la corriente en el caso del ADCP. El modo 3 indicó una estructura de 3 capas tanto en el modelo como ADCP explicando un 5% y 10% de variabilidad total respectivamente. Estas estructuras de 3 capas son características de sistemas estuarinos donde el

viento es un forzante relevante. En ambos puntos, Sarmiento y Collingwood se observa una corriente gravitacional dominante saliendo hacia el norte (rojo) y en superficie el viento forzando hacia el sur (azul) de manera persistente.

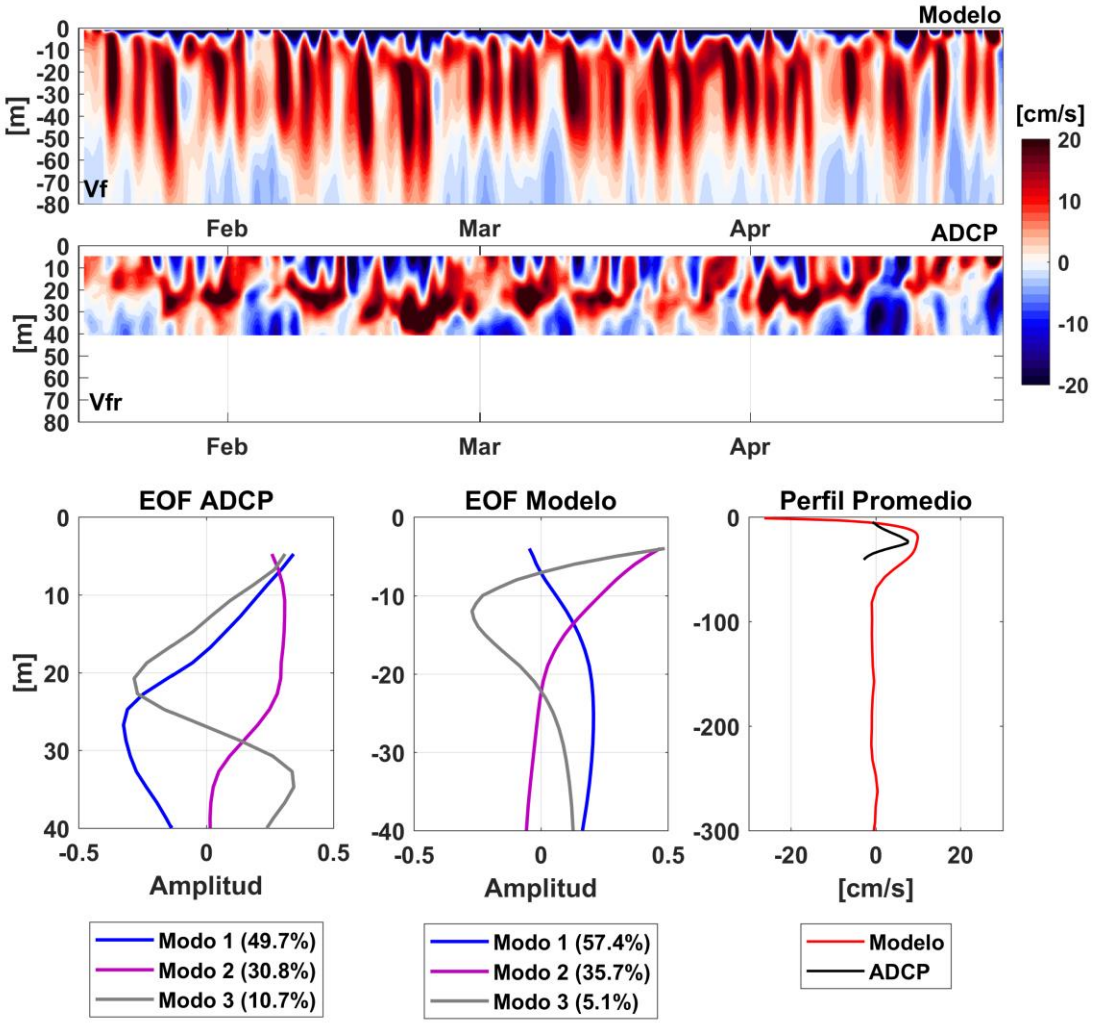


Figura 40: Evaluación de la corriente residual canal Collingwood. A) corriente residual Modelo, b) corriente residual ADCP, c) EOF ADCP, d) EOF Modelo, e) perfil medio comparativo entre ADCP/Modelo.

Evaluación hidrográfica del modelo hidrodinámico: El desempeño del modelo para reproducir la estructura vertical, variabilidad espacial y temporal de la salinidad es fundamental en un sistema estuarino como fiordo Taraba, Staines y sus canales de conexión. La **Figura 41** comparó una transecta CTD/modelo a lo largo de fiordo Taraba en los meses de enero, marzo y julio 2016. El modelo logra

replicar la estructura vertical de la salinidad en la columna de agua, como por ejemplo la haloclina de 31g/Kg entre los 40 – 50m, la haloclina de 33 g/Kg entorno a los 100 m, las métricas estadísticas muestran valores de correlación >0.90 y rsme entre 0.6 a 1.8 g/Kg entre el modelo y el CTD. En términos temporales, el modelo logra capturar la estacionalidad, en el mes de otoño (marzo) es cuando mayor agua estuarina podemos registrar en superficie, para luego en invierno (julio) encontramos en superficie el agua estuarina salada. Las masas y cuerpos de agua que encontramos en el fiordo son: agua estuarina, estuarina salada, agua Subantártica modificada, y agua Subantártica. Las mayores variaciones comparativamente entre CTD/modelo es en termino de temperatura superficial.

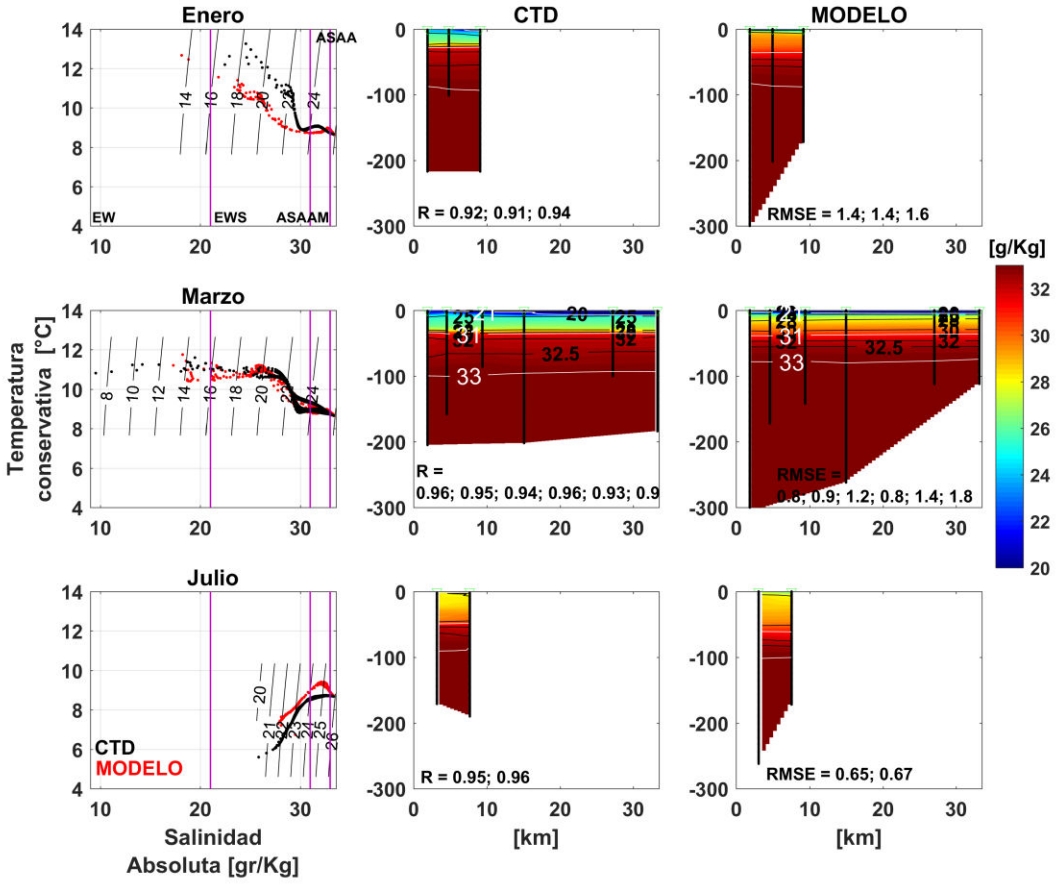


Figura 41: Validación hidrográfica, fiordo Taraba. Salinidad absoluta, temperatura conservativa, diagrama TS y masas de agua. Utilizando métricas R y RMSE.

En la **Figura 42** se comparó una transecta CTD/modelo transversal al canal Sarmiento en los meses de enero, marzo y julio 2016. El modelo logra replicar la estructura vertical de la salinidad en la columna de agua, como por ejemplo la haloclina 31g/Kg entre los 40 – 50m, la haloclina 33 g/Kg entorno a los 100 m, las métricas estadísticas muestran valores de correlación >0.86 y un error entre 0.38g/Kg a 1.6 g/Kg entre el modelo y el CTD. Las masas y cuerpos de agua que ingresan al canal son; agua estuarina, estuarina salada, agua Subantártica modificada, y agua Subantártica. Las mayores variaciones comparativamente entre CTD/modelo es en termino de temperatura.

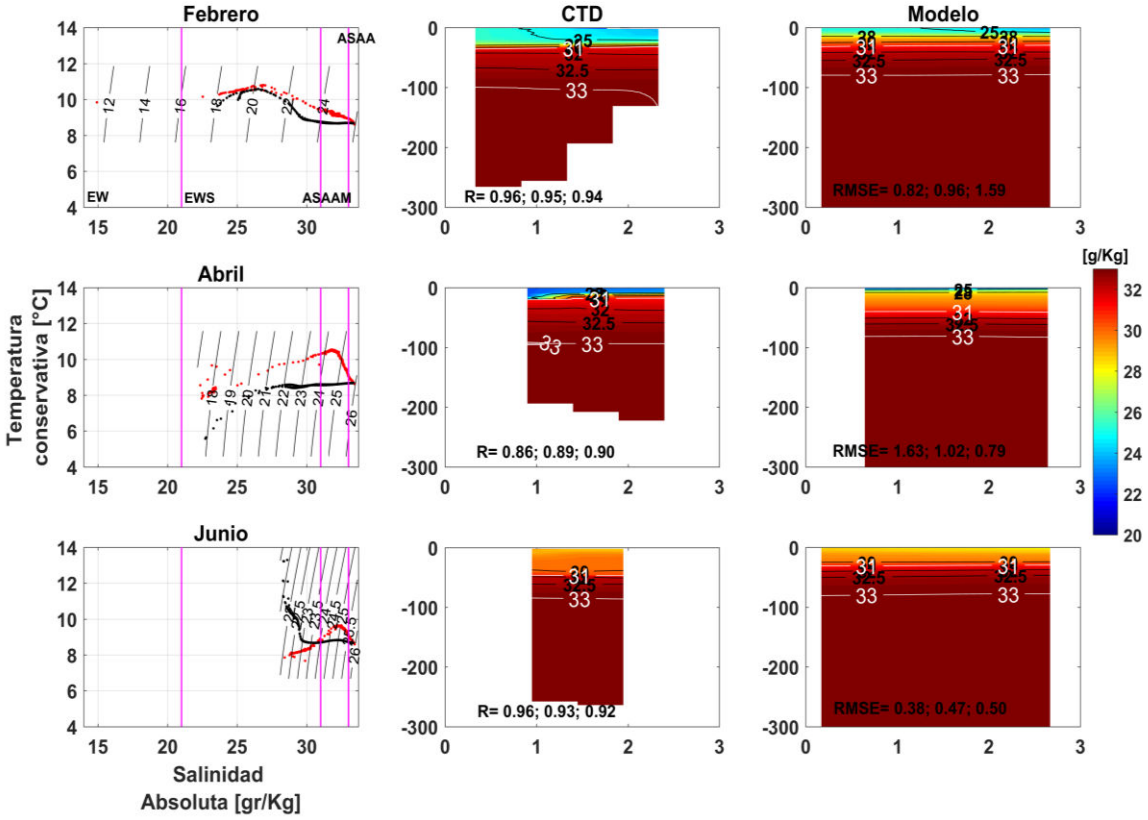


Figura 42: Validación hidrográfica, canal Sarmiento transversal. Salinidad absoluta, temperatura conservativa, diagrama TS y masas de agua. Utilizando métricas R y RMSE.

Temperatura, Salinidad y Circulación del Modelo Hidrodinámico

Al igual que en GAM, el área adyacente compuesta por canales y fiordos muestra una marcada variabilidad estacional en la salinidad y temperatura superficial (**Figuras 43** y **44**). Durante el verano, se observan bajas salinidades superficiales (15–22 psu) especialmente en los fiordos Taraba y

Staines, zonas que reciben los mayores aportes de agua dulce fuera de GAM. En contraste, los canales Sarmiento, Collingwood y Unión mantienen salinidades más altas (23–26 psu), al actuar como conectores entre el océano abierto, los fiordos interiores (Staines y Taraba) y GAM.

Las temperaturas superficiales durante el verano alcanzan valores máximos de 8°C y 12 °C, con un núcleo cálido que se extiende desde la boca de los canales interiores hacia el interior de los fiordos. En otoño, se observa un enfriamiento progresivo de la superficie y un aumento gradual de la salinidad, tendencia que se intensifica durante el invierno, cuando se registran los valores más bajos de temperatura superficial (5–7 °C) y los más altos de salinidad (>28 psu) en toda el área. Esta transición estacional se relaciona con la disminución del escurrimiento superficial, por las descargas de los ríos de origen glaciar disminuyen considerablemente durante el invierno, al depender directamente de la temperatura atmosférica.

Durante la primavera, la salinidad comienza a disminuir nuevamente en las zonas interiores, en conjunto con un incipiente aumento de la temperatura, anticipando la estratificación superficial que se consolida en verano.

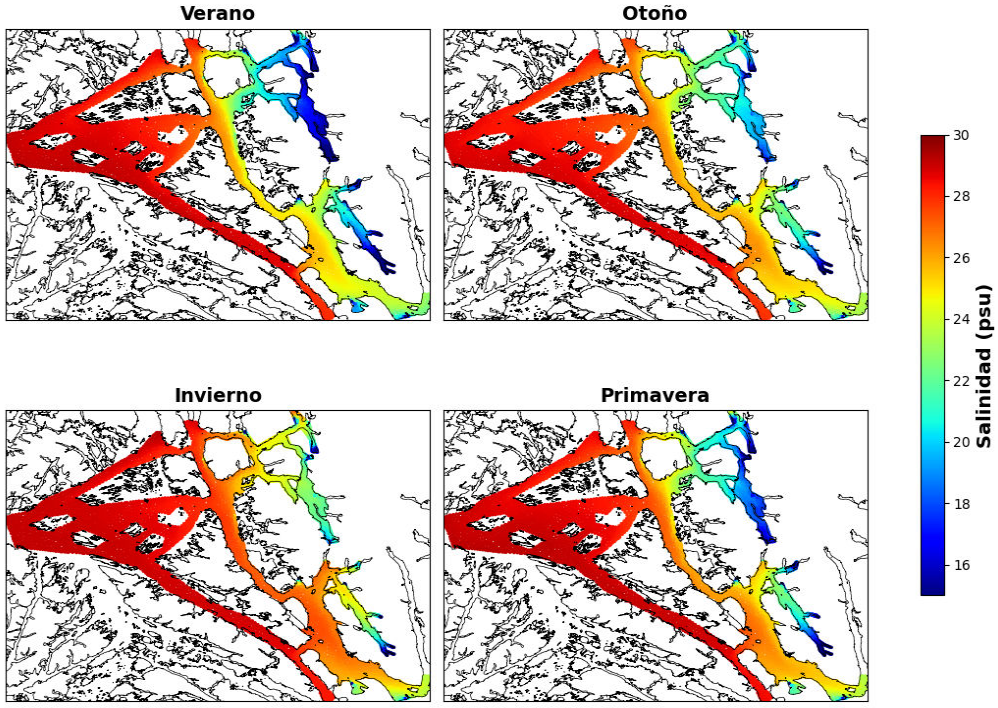


Figura 43: Salinidad superficial (0 - 20m) estacional modelada entre 2016-2018 de los canales aledaños y fiordos Staines y Taraba.

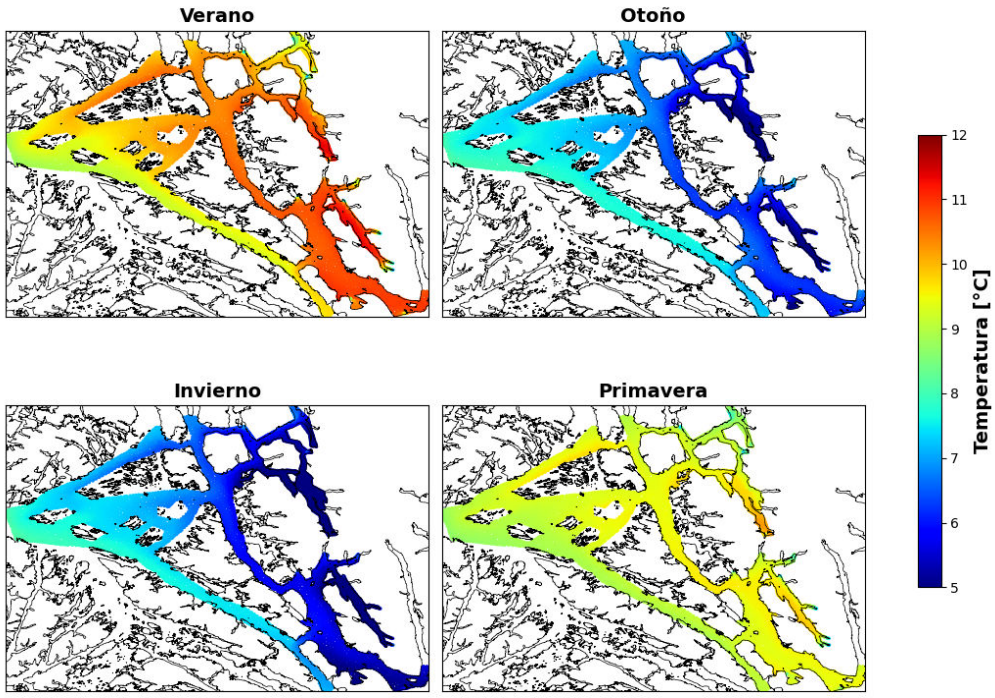


Figura 44: Temperatura superficial (0 - 20m) estacional modelada entre 2016-2018. en los canales aledaños y fiordos Staines y Taraba.

La corriente superficial (**Figura 45**) en los canales adyacentes al Golfo Almirante Montt (GAM) está fuertemente modulada por el stress del viento superficial dominante en la región, siendo este efecto intensificado por la orientación de los canales Sarmiento, Collingwood y Unión. Como resultado, estos canales y fiordos presentan, en promedio anual, una corriente superficial que se dirige hacia el sur y hacia la cabeza de los fiordos Staines y Taraba, respectivamente. Es en los canales donde la corriente superficial alcanza sus mayores velocidades, superando los 30 cm/s a lo largo del año. La estacionalidad de esta corriente superficial es una característica distintiva del área, con velocidades máximas registradas durante el verano y la primavera, coincidiendo con los periodos de mayor stress de viento. Esta área al igual que GAM es una zona fuertemente estuarina como observamos en la salinidad (**Figura 43**), donde la corriente estuarina se considera típicamente impulsada por gradientes horizontales de densidad. La circulación estuarina puede ser modificada o profundizada por otros forzantes como el viento en este caso.

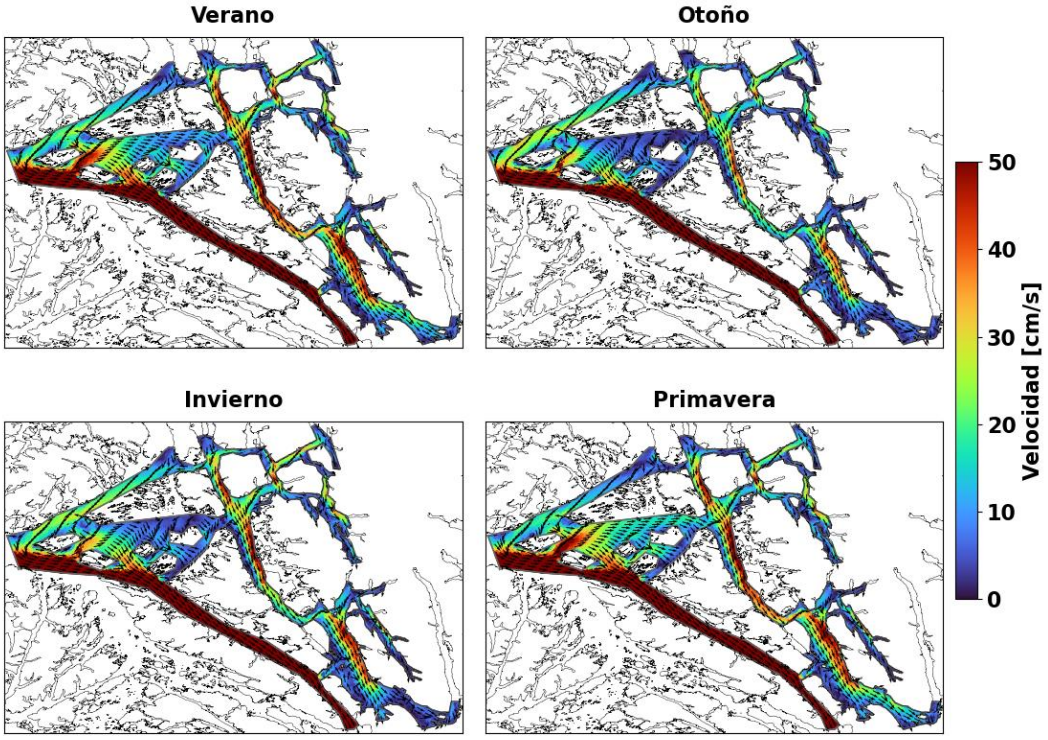


Figura 45: Velocidad y dirección de la corriente superficial (0 - 20m) estacional modelada entre 2016-2018.

La edad del agua permitió caracterizar de forma complementaria los procesos de renovación física de las cuencas del mar interior. Las secciones estacionales a lo largo de los fiordos Staines y Taraba (**Figura 46**) muestran una capa superficial (<50m) con una edad del agua < 60 días, lo cual indica una capa de rápido recambio, coherente con el ingreso de aguas más “nuevas” impulsadas por forzantes atmosféricos y descargas de ríos. A mayor profundidad, la edad de agua aumenta progresivamente hasta alcanzar 300–500 días bajo los 100 m, indicando un marcado aislamiento vertical. En Staines se observa un núcleo de agua antigua más extenso y persistente (≈ 450–500 días), lo que refleja su mayor longitud y menor área de salida respecto a Taraba.

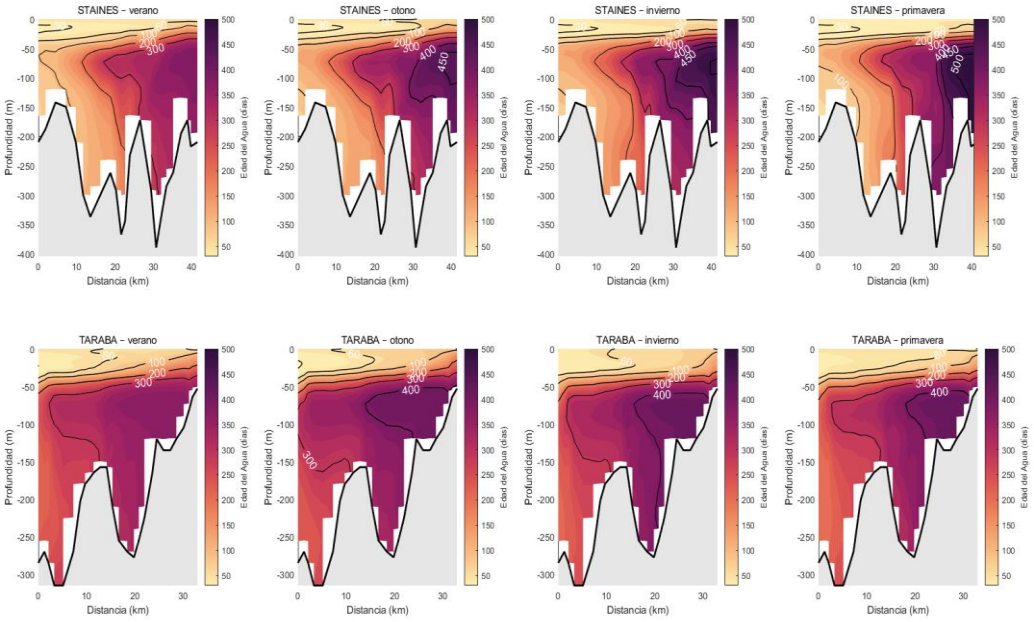


Figura 46: Edad del agua estacional del fiordo Staines (panel superior) y Taraba (panel inferior). Promedio estacional 2017 – 2018.

4.3 Resultados objetivo 3. *Monitorear las condiciones oceanográficas en la columna de agua dentro del Mar interior de Chiloé y Aysén (cruceros Patagonia norte etapa 2024-2025).*

Distribución vertical de la salinidad (figura 47)

La estructura vertical de la columna de agua evidenció una marcada estratificación, determinada principalmente por la salinidad. Se identificó una haloclina bien definida que separa dos capas: una superficial con salinidades bajas (0–31 psu), correspondiente a aguas estuarinas bien oxigenadas, y una capa subsuperficial donde la salinidad aumenta abruptamente hasta alcanzar valores máximos (~34 psu). Esta estratificación limita el intercambio vertical, lo que tiene implicancias directas sobre la distribución del oxígeno disuelto. La presencia de diferentes masas de agua fue claramente distinguible en función de las categorías características de salinidad. Las aguas estuarinas dominaron desde Laguna San Rafael hasta Quitralco, mientras que en el resto de la transecta se observó la influencia de la Masa de Agua Subantártica Modificada (ASAAM, 31–33 psu) en la capa intermedia, y por debajo de esta, la Masa de Agua Subantártica (ASAA, ~34 psu). Además, entre el canal Jacaf y el fiordo Puyuhuapi se detectó un núcleo de aguas con salinidad de 34 psu, atribuible a la Masa de Agua Ecuatorial Subsuperficial (AESS).

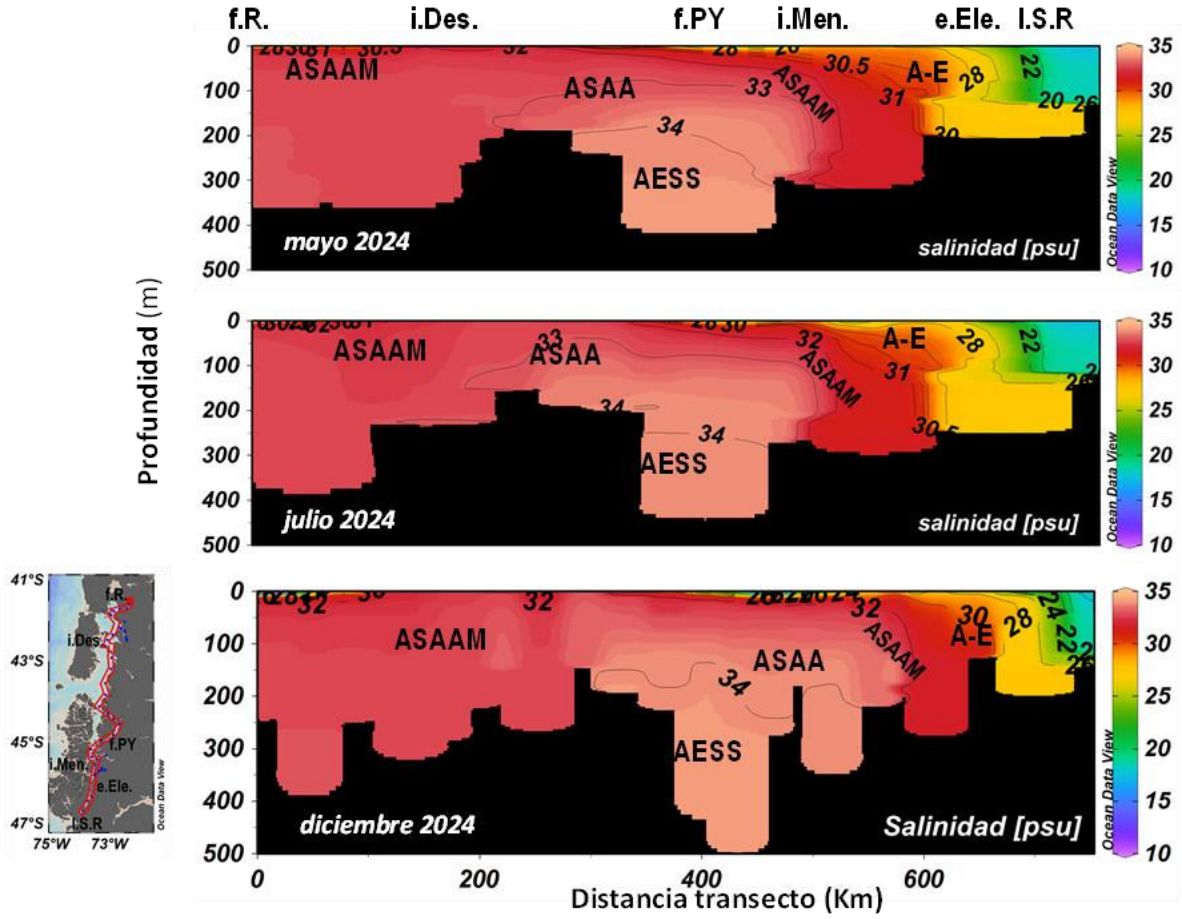


Figura 47. Distribución vertical de salinidad, transecto fiordo Reloncaví (f.R.) hasta laguna San Rafael (l.S.R).

Distribución vertical del Oxígeno disuelto y masas de agua (figura 48)

La estructura vertical del OD (ml/L), reveló una columna de agua estratificada las capas superficiales desde la superficie a los 30m, en promedio (3 periodos), revelaron una buena oxigenación, con registros mayores a 5 ml/L, destacando un máximo de OD registrado en la estación 31 (Laguna San Rafael) >8ml/L. Debajo de la capa superficial el OD disminuye drásticamente alcanzando los mínimos la zona del fiordo Puyuguapi 2-3 ml/L. El análisis de las masas de agua revela una relación directa con los niveles de OD. La presencia de la Agua Ecuatorial Subsuperficial (AESS), con salinidades de 34 psu, se correlaciona con concentraciones notablemente bajas de OD, de aproximadamente 2-3 mL/L.

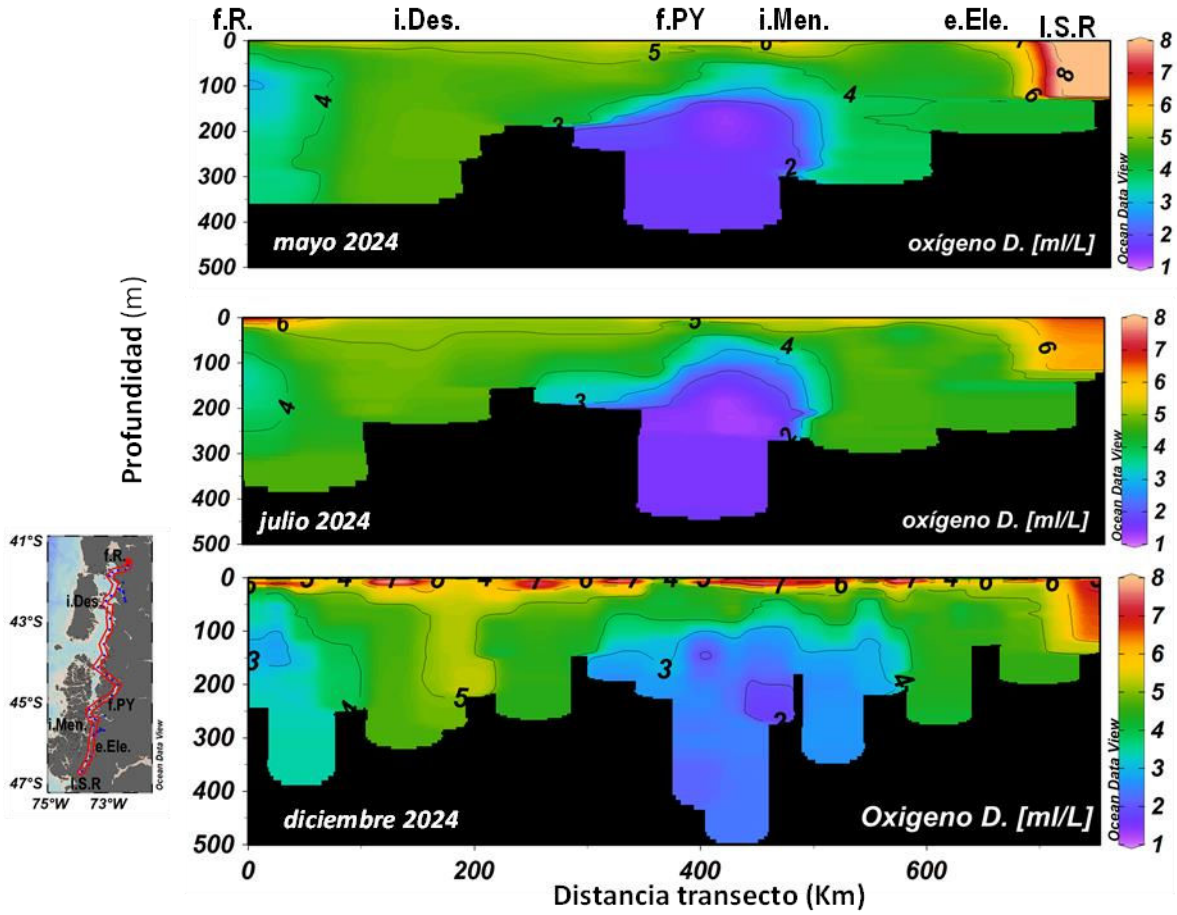


Figura 48. Distribución vertical de salinidad, transecto fiordo Reloncaví (f.R.) hasta laguna San Rafael (I.S.R).

Concentración de Nutrientes en los Canales y Fiordos de la Patagonia (figura 49)

Se observaron diferencias espaciales y temporales significativas en las concentraciones de nitrato, fosfato y silicato en la columna de agua a lo largo del transecto desde el fiordo Reloncaví hasta la laguna San Rafael, al comparar los periodos de diciembre de 2024 y mayo de 2024.

En mayo, el nitrato presentó una marcada variabilidad espacial. Las concentraciones más elevadas se registraron al norte de las islas Desertores, con valores superiores a 16 µM, alcanzando máximos de ~18 µM en el fiordo Reloncaví. En el fiordo Puyuguapi, el perfil se mantuvo estratificado: los valores superficiales fueron bajos (~12 µM), incrementándose con la profundidad para formar un núcleo prominente por encima de los 18 µM. Hacia el sur, desde la isla Meninea, la concentración disminuyó progresivamente hasta alcanzar los valores mínimos del transecto (~5 µM) en las proximidades de la laguna San Rafael. En diciembre, se observó una clara estratificación en toda el área de estudio, con una capa superficial pobre en nitrato (< 6 µM). Bajo esta capa, se desarrollaron dos núcleos principales de alta concentración: uno al norte de las Desertores, con un máximo de 26 µM, y otro en el fiordo Puyuguapi, con valores superiores a 28 µM. La concentración media fue mayor en mayo (14.1 µM) que en diciembre (12.26 µM).

El patrón espacial del fosfato en mayo fue similar al del nitrato. Las mayores concentraciones (2 – 2.5 µM) se ubicaron en la cuenca al norte de las islas Desertores y, a profundidades superiores a 150 m, en el fiordo Puyuguapi. Hacia el sur, desde la isla Meninea hasta la laguna San Rafael, los valores disminuyeron notablemente, oscilando entre 1.5 y 0.5 µM. En diciembre, la columna de agua mostró una estructura en dos capas: un estrato superficial (primeros ~50 m) con concentraciones muy bajas (< 0.5 µM), por debajo del cual la concentración aumentó abruptamente. Se destacaron dos núcleos principales: uno al norte de las Desertores con valores >2.5 µM, y otro, de mayor intensidad, dentro del fiordo Puyuguapi, con valores entre 3.5 y 4 µM. La concentración media también fue superior en mayo (1.75 µM) frente a diciembre (1.5 µM).

Durante mayo, el silicato mostró una importante acumulación en el fiordo Reloncaví, con núcleos por encima de 30 µM. En la cuenca entre las islas Desertores y el fiordo Puyuguapi, los valores fueron notablemente más bajos (~15 µM). Por debajo de los 200 m de profundidad, se detectó un núcleo relevante con concentraciones > 25 µM. Finalmente, en la cuenca al sur de la isla Meninea, el silicato registró valores bajos (15 – 20 µM). En diciembre, la columna de agua fue mayormente homogénea en la capa superficial, pero se identificaron dos núcleos de enriquecimiento: uno en el fiordo Reloncaví (20 – 30 µM) y otro, más intenso, en el fiordo Puyuguapi (30 – 50 µM). La concentración media de silicato fue significativamente mayor en mayo (19.6 µM) que en diciembre (12.7 µM).

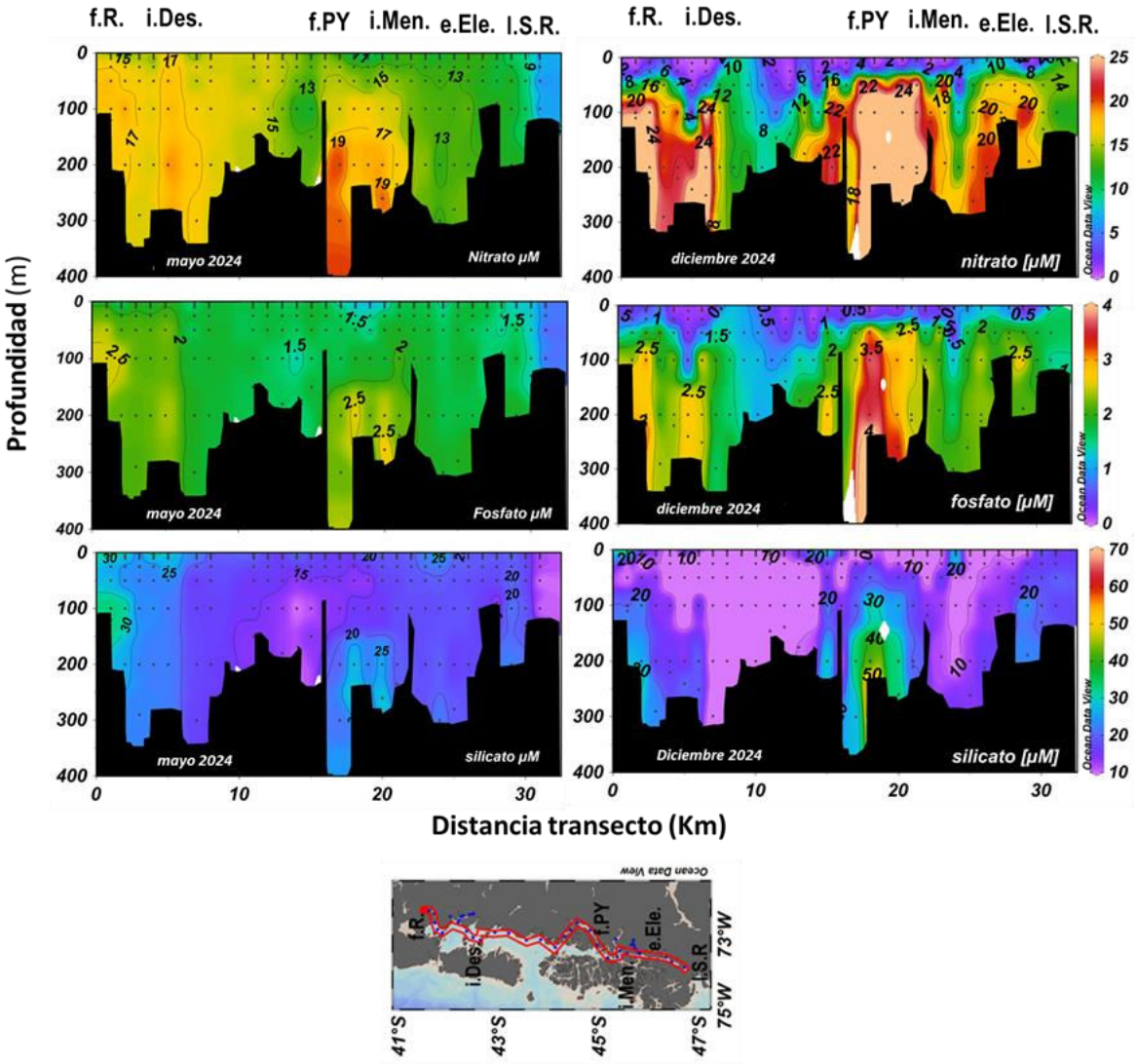


Figura 49: Distribución vertical de los nutrientes nitrato, fosfato y silicato, correspondiente a la campaña de mayo y diciembre del 2024.

Variabilidad temporal y espacial de la clorofila integrada en columna de agua (figura 50).

En el periodo entre junio y diciembre de 2024, la clorofila integrada (mg m^{-2}), varió entre un mínimo de 2.95 estación 31, dentro de laguna San Rafael, periodo de invierno y un máximo de 744, focalizado en el fiordo Reloncaví estación 3 periodo de invierno. Se observaron marcadas diferencias temporales, lo mayores de clorofila se registraron en periodo de verano, tal como lo denotan las gráficas boxplot, durante este periodo los registros de clorofila se mantuvieron por sobre el promedio 118.1 (mg m^{-2}), excepto las estaciones dentro del seno y fiordo Reloncaví.

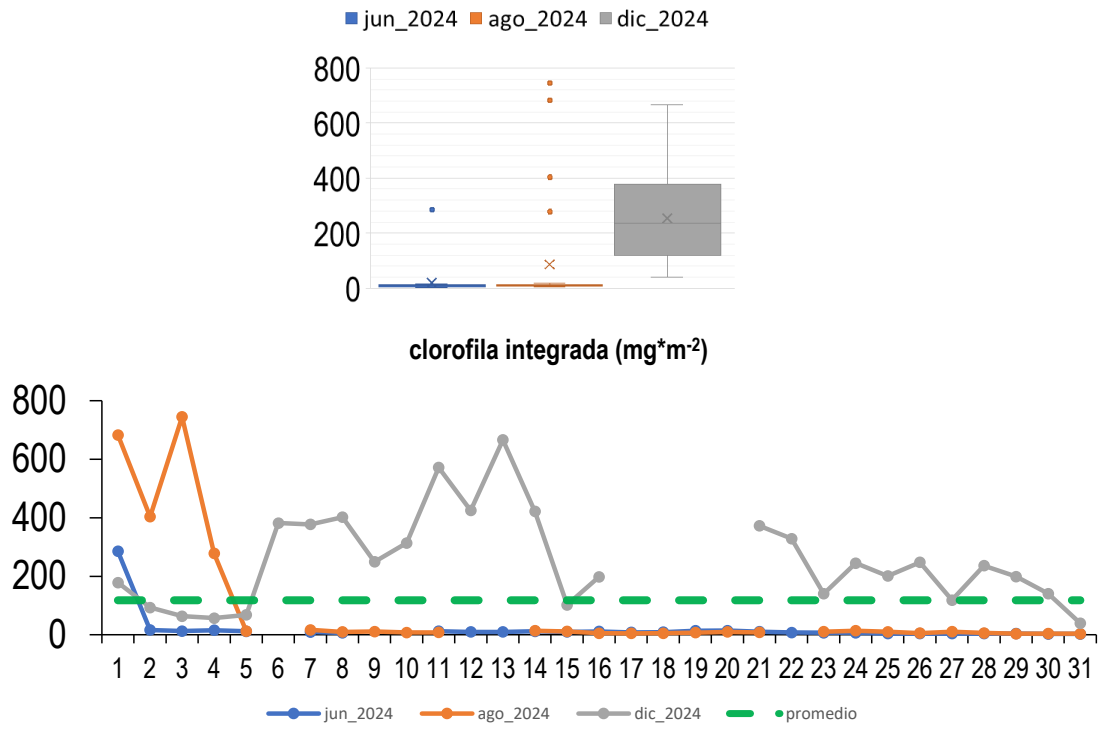


Figura 50: variabilidad temporal y distribución espacial de clorofila integrada. Graficas con los valores de clorofila integrada

Condiciones oceanográficas del fiordo Comau.

Aportes de agua dulce y ciclos hidrológicos: El fiordo Comau, se caracteriza por tener importantes flujos de agua dulce los cuales vierten directamente sobre sus aguas superficial, el ciclo hidrológico es característico de un periodo nival, loes decir los mayores aportes se registraron en periodo estival, producto del aumento de los deshielos, por incremento de la temperatura (**figura 51**).

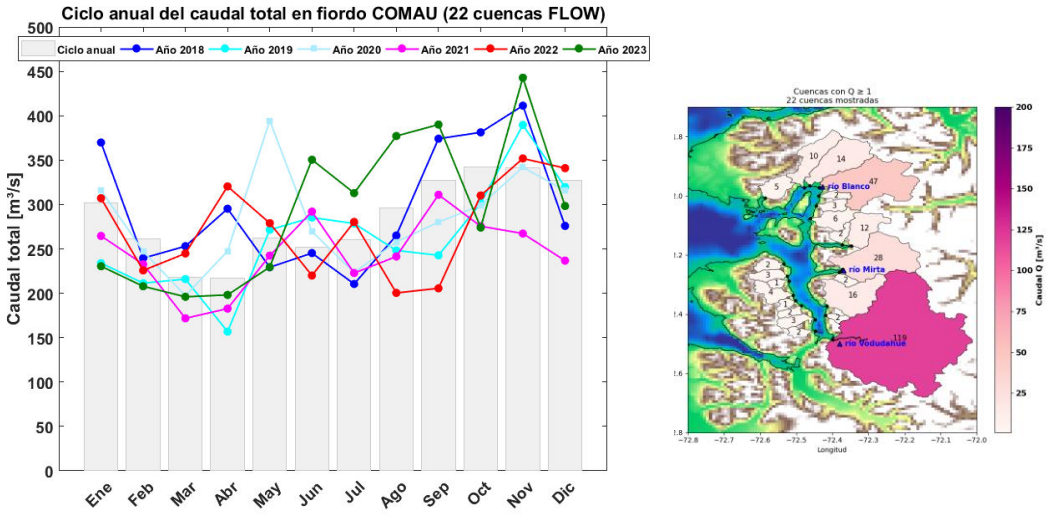


Figura 51: Ciclo anual descarga de agua dulce de las principales cuencas (22) del fiordo Comau.

Dentro del el Fiordo Comau, se establecieron tres puntos clave: A (boca del fiordo), B (zona media) y C (cercano a la cabeza). Los registros del nivel del mar mostraron una clara dominancia del ciclo mareal semidiurno (M2), con una amplitud de ~1,8 m y un coeficiente de Courtier de F = 0,14, lo que indica que la marea semidiurna opera como fuerza oscilatoria principal en la columna de agua (**Figura 52**).

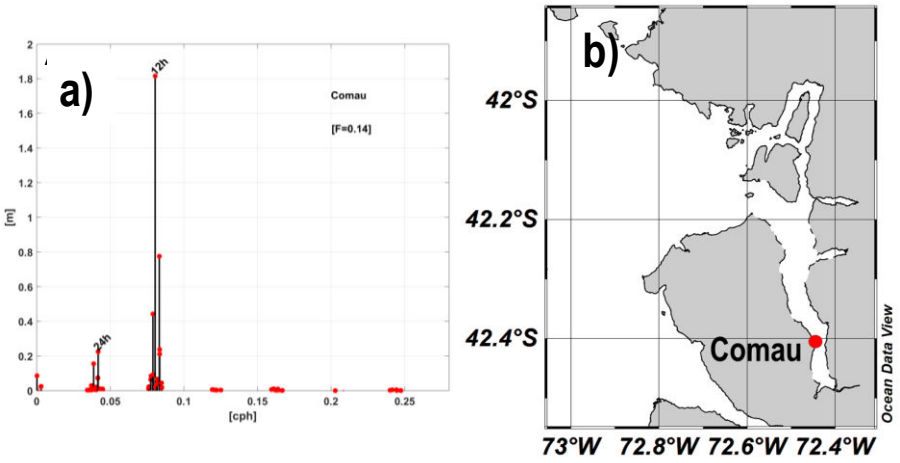


Figura 52: Espectro de amplitud de los principales constituyentes mareales en el fiordo Comau. A) espectro de amplitud del nivel del mar, b) mapa ubicación del mareógrafo.

Por otra parte, el ADCP anclado (**Figura 53**) evidenció que la componente meridional (V) de la corriente acumulada concentra la mayor energía en la banda semidiurna (12 h), especialmente en la boca (A) del fiordo, lo que subraya la influencia mareal en la dinámica del fiordo, coherente con su orientación norte-sur.

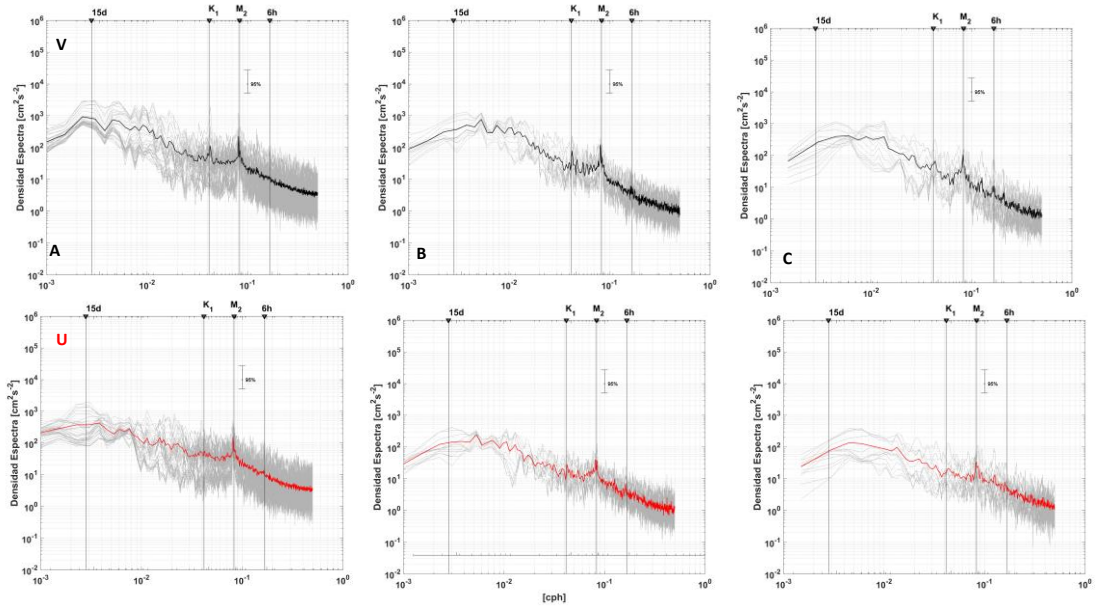


Figura 53: Espectro de corriente integral. Componente u y v de la corriente para punto A, B y C del fiordo Comau.

La velocidad de la corriente (**Figura 54a**) muestra una clara tendencia decreciente con la profundidad en los tres puntos medidos del Fiordo Comau. En superficie, las intensidades máximas se registraron en la boca del fiordo (punto A), con aproximadamente 11 cm/s, seguidas por 7 cm/s en la zona media (B) y 5 cm/s cerca de la cabeza (C). A 20 m de profundidad, los valores disminuyen a 7,9 cm/s en A, 5,3 cm/s en B y 4,6 cm/s en C; más abajo, alrededor de los 40 m, las velocidades caen aún más: 4,9 cm/s en A y 3,3 cm/s en B y C. Finalmente, acercándose a los 50 m, se observan velocidades de 4,5 cm/s en A y aproximadamente 2,8 cm/s tanto en B como en C. En conjunto, estos datos evidencian una disminución sistemática de la corriente con la profundidad, con la boca del fiordo presentando siempre el mayor impulso superficial.

La energía cinética residual **(Figura 54b**) siguió un patrón similar: mayor en superficie (0,021 J/kg cerca de la cabeza, punto C; ~0,019J/kg en la boca, punto A), con un mínimo en la zona media (B ≈ 0,008J/kg). Curiosamente, por debajo de los 40 m la energía cinética residual aumentó nuevamente en B, mientras que en A y C se mantuvo relativamente constante.

Dado que el principal constituyente mareal es el semidiurno, se construyó un perfil promedio de la **corriente baroclínica semidiurna** (oscilaciones internas derivadas de la interacción de la marea barotrópica en condiciones estratificadas). El punto B mostró la amplitud baroclínica más baja, mientras que A y C presentaron configuraciones similares, siendo A (la boca) ligeramente más intensa (**Figura 54c**)

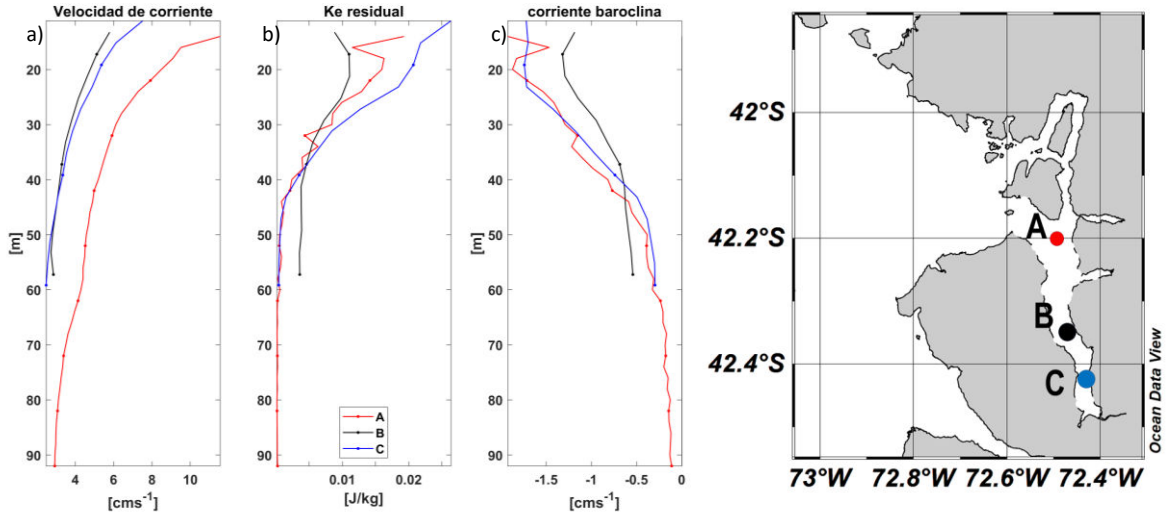


Figura 54: Comparativa del perfil promedio de la corriente a lo largo del fiordo Comau. A) velocidad de la corriente total, b) energía cinética de la corriente residual, c) corriente baroclinica semidiurna.

Los resultados obtenidos con el ADCP remolcado en 2011 en la boca del fiordo (**Figura 55**), evidenciaron una marcada cizalla lateral. Se registró un flujo superficial saliente hacia el mar, mientras que en la capa subsuperficial se observó una intrusión de agua oceánica entrante, especialmente intensa en el sector norte. Esta entrada de aguas salinas se debilitaba notablemente hacia el centro y el extremo sur del fiordo. La velocidad de la corriente residual fue predominantemente inferior a

10 cm/s, lo que es característico de una circulación estuarina clásica o circulación gravitacional. En este esquema, aguas superficiales menos densas (dulces) fluyen hacia el océano, siendo compensadas por una entrada subsuperficial de aguas más salinas, moduladas por la batimetría y topografía del fiordo.

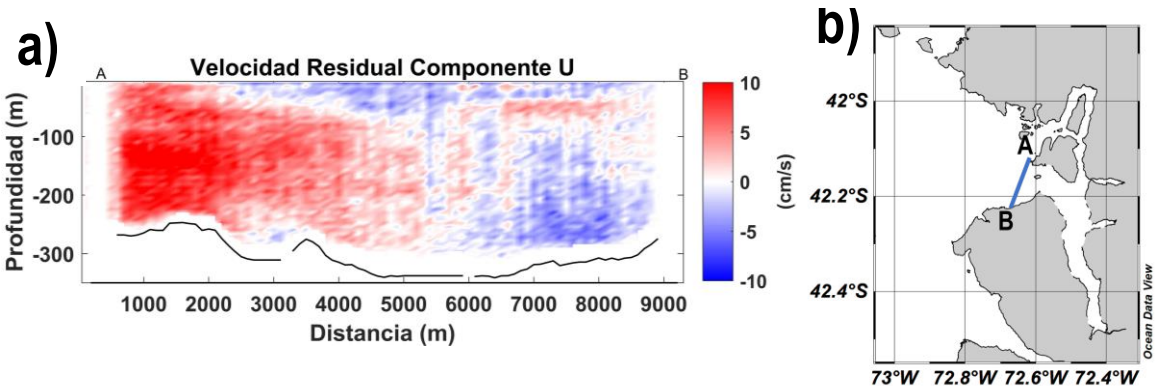


Figura 55: flujo residual de la corriente en transecto ubicado en fiordo Comau (19-julio-2011). a) flujo residual de la corriente. b) ubicación del transecto.

Propiedades físico químicas del agua

Estratificación y condiciones de oxígeno disuelto (figura 56): con la transecta histórica la estructura vertical promedio, reveló una marcada estratificación. Se identificó una capa superficial (haloclina) de aproximadamente 15m de profundidad, conformada por agua estuarina <31 psu. Esta característica se mantuvo invariable en el transcurso de todas las campañas de monitoreo. Debajo de la haloclina, la salinidad aumentó abruptamente para alcanzar sus máximos cercanos al fondo, destacando la presencia de las masas de agua ASAAM (31-32) psu y ASAA >33 psu, 350m (**figura 56b**).

El oxígeno disuelto, también se mostró altamente estratificado, una capa superficial, con valores >5 ml/L, sobre los 25, denotando aguas bien oxigenadas, el oxígeno disminuyó abruptamente con la profundidad, a partir de esta capa superficial. Indicando que un área importante de la coluna de agua exhibió una ZBO, es decir valores por debajo de los 4 ml/L (**figura 56c**). otro aspecto importe es que las concentraciones de oxígeno en las estaciones del golfo Ancud (zona exterior del fiordo), fueron superiores a las condiciones de oxígeno al interior del fiordo, diferencias marcadas, tanto en un valor medio, como en los mínimos registros (**figura 56d**).

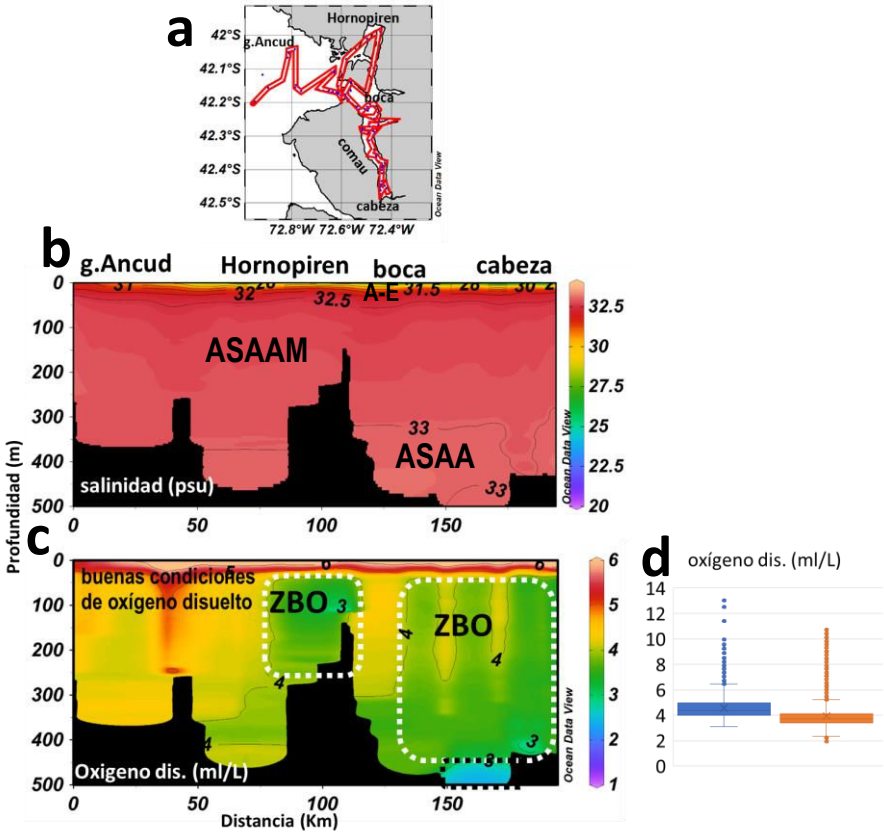


Figura 56. Distribución espacial de la salinidad y oxígeno disuelto, desde el golfo de Ancud hasta la cabeza fiordo Comau de data histórica.

.

Distribución espacial promedio nitrato y fosfato (figura 57): La distribución vertical de nitrato y fosfato mostró un patrón similar. Por encima de la picnoclina, las concentraciones fueron bajas (nitrato <6 µM y fosfato <1.5 µM). Por debajo de esta capa, la concentración aumentó, abruptamente con la profundidad, registrado sus máximos, hacia la cabeza del fiordo y en las capas más profundas. Los valores de nitrato fueron ligeritamente mayores, al interior del fiordo, aun así, no se observó una marcada diferencia, valores medio de nitrato 8.5 zona exterior y 8.9 interior del fiordo. El caso del fosfato es similar si bien no exhibió diferencia en termino de sus concentraciones medias.

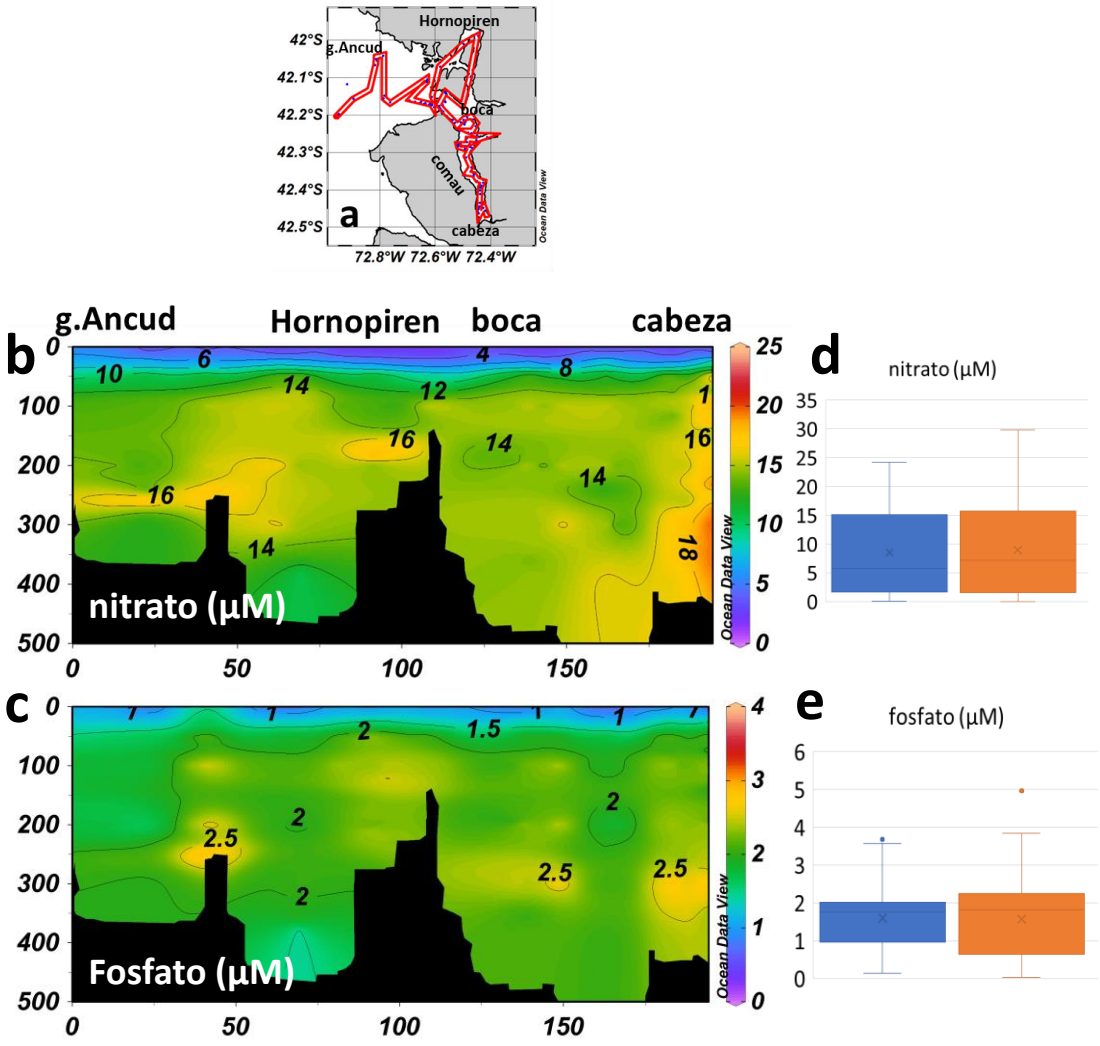


Figura 57. Distribución espacial de nitrato y fosfato desde el golfo de Ancud hasta la cabeza fiordo Comau de data histórica.

Condiciones oceanográficas del fiordo Quitralco.

El fiordo Quitralco es un fiordo con una limitada conexión con el mar interior adyacente (canal Costa - Estero Elefante), por la presencia de un umbral batimétrico en la boca del fiordo y cercano a la cabeza, con una profundidad <50 m. Esto genera un límite o diferenciación entre la circulación adyacente al fiordo, la cual es energética y una débil circulación al interior de Quitralco. La onda de marea ingresa por la boca del fiordo Quitralco, el nivel del mar dentro del fiordo oscila entre 1,5m – 2m, los principales

constituyentes mareales son los semidiurnos y diurnos (**Figura 58**), el régimen de marea es semidiurno mixto (F = 0,30).

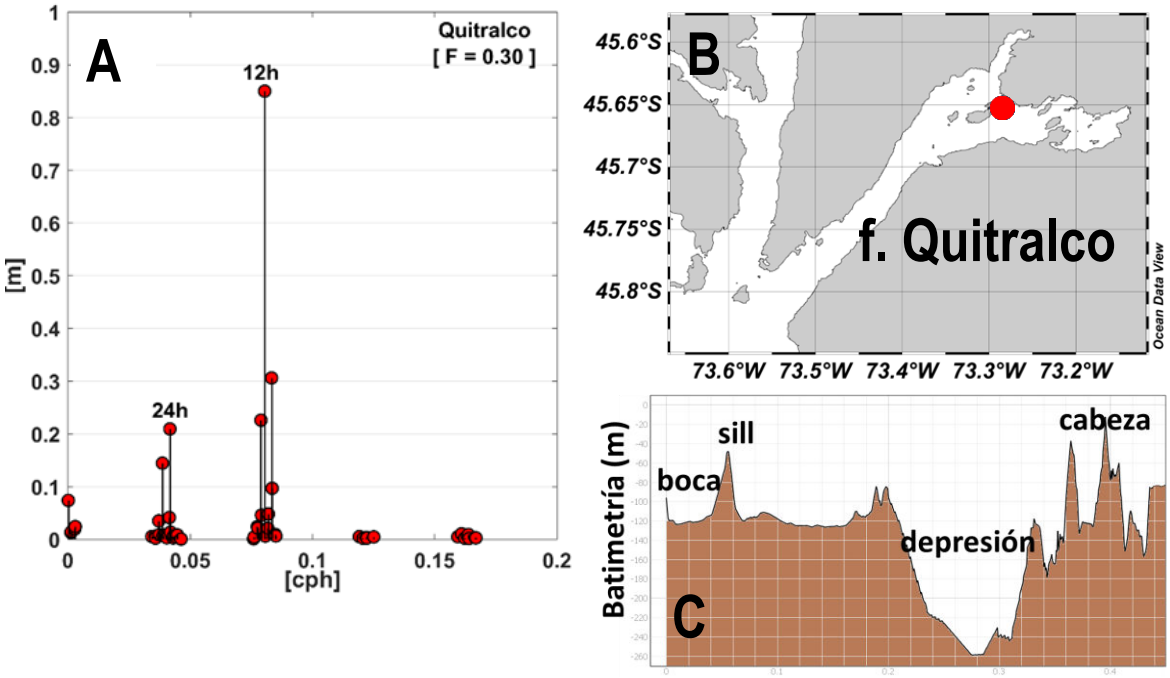


Figura 58: Espectro de amplitud de los principales constituyentes mareales en el fiordo Quitralco. A) espectro de amplitud del nivel del mar, b) mapa ubicación del mareógrafo.

El fiordo no presenta un río (de alta descarga), carece de boyantes que impulse la circulación gravitacional desde la cabeza a la boca del fiordo. Las bajas salinidades que ingresan al fiordo están relacionadas con las descargas de agua dulce desde el sur (laguna San Rafael) del fiordo. El ciclo anual de la sumatoria de 137 cuencas al sur de fiordo se observa en la **Figura 59.** La descarga de agua dulce presenta máximos en primavera/verano (700 m^3/s) con mínimos en invierno (300 m^3/s), evidenciando un régimen nival. En la **Figura 59** se observa un componente interanual relevante en la magnitud descarga de agua dulce, lo cual puede involucrar variabilidad en la salinidad, densidad, estratificación/mezcla del fiordo.

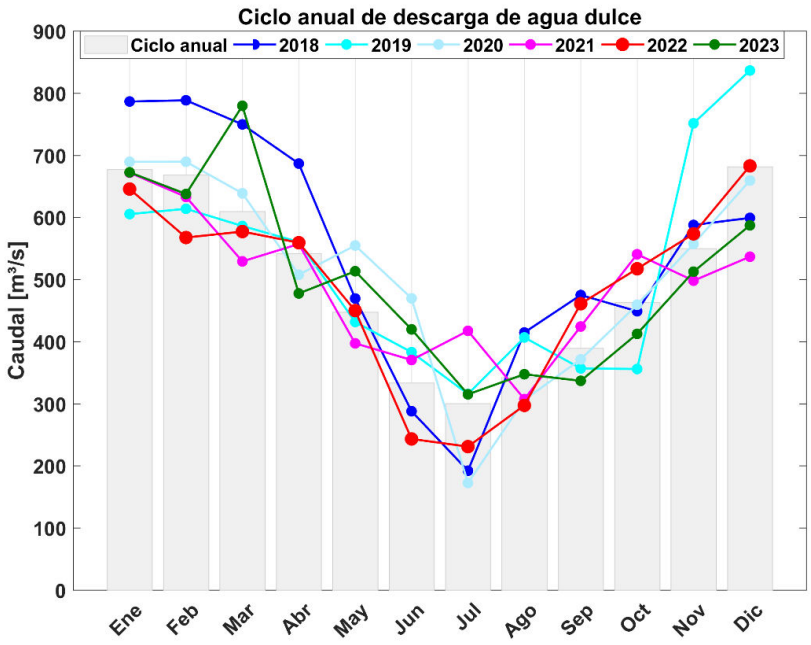


Figura 59: Ciclo anual descarga de agua dulce de 137 cuencas desde Laguna san Rafael a fiordo Quitralco.

Se realizó una comparativa de la corriente en términos de energía espectral (**figura 60**) y de velocidad de la corriente (**figura 61**) en tres puntos del fiordo; A (cercano a la boca), B (cercano a isla Areco) y C (cabeza del fiordo). La energía espectral disminuye hacia la cabeza del fiordo en ambas componentes, inclusive en los máximos de energía referido a las señales mareales, destacando la energía de marea quincenal en la boca del fiordo.

La velocidad de la corriente se observa en la **Figura 61,** donde la magnitud de la corriente total disminuye hacia la cabeza, con velocidades entre 6 cm/s – 8 cm/s cercano a la boca, disminuyendo a 3 cm/s - 5cm/s cercano a isla Areco y 5 – 2,5 cm/s en la cabeza del fiordo. La energía cinética de la corriente residual disminuye hacia la cabeza; donde los primeros 50m de la corriente, cercano a la boca, presenta mayor energía, comparativamente.

Como el principal constituyente mareal es el semidiurno, se calculó el perfil promedio de la corriente baroclínica semidiurna, entendiéndose como; La marea semidiurna baroclínicas son oscilaciones internas generadas en la columna de agua cuando una marea barotrópica interactúa con una estructura estratificada. Las velocidades en el punto A alcanzan un máximo 2 cm/s sobre los 20m, en el punto B la velocidad máxima que alcanza es a los 20m con 1 cm/s, en el punto C (cabeza del fiordo) la corriente es cercana a cero. Finalmente, la corriente y la energía en el fiordo presenta una disipación hacia la cabeza.

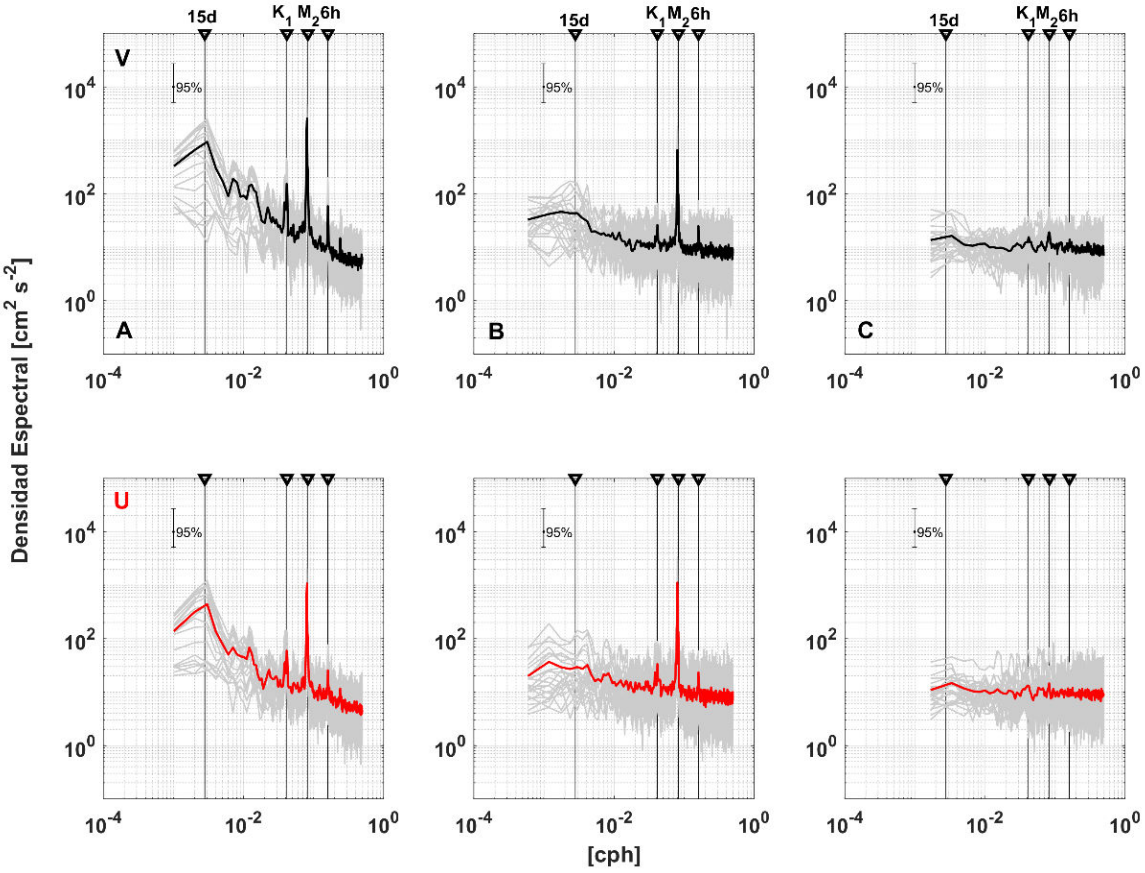


Figura 60: Espectro de corriente integral. Componente u y v de la corriente para punto A, B y C del fiordo Quitralco.

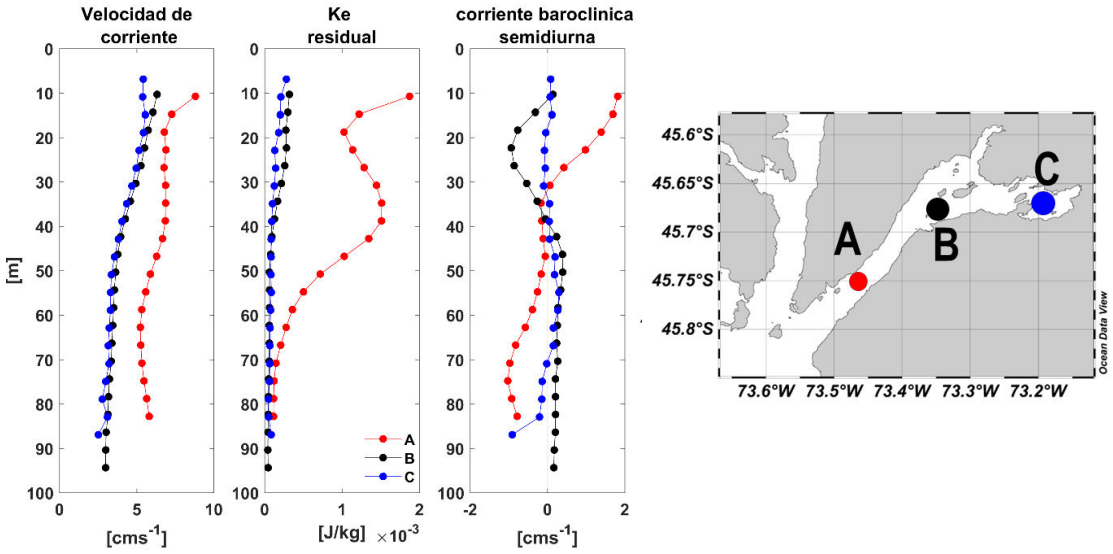


Figura 61: Comparativa del perfil promedio de la corriente a lo largo del fiordo Quitralco. A) velocidad de la corriente total, b) energía cinética de la corriente residual, c) corriente baroclinica semidiurna.

Esto se complementa con la información de la serie de tiempo de oxígeno y temperatura en el punto B (cercana a isla Areco) durante los años 2020, 2021, 2022 (**Figura 62**), se aprecia el proceso de ventilación que sucede durante invierno en capas profundas (90m - 110m), durante otoño alcanza el punto de menor concentración de oxígeno disuelto a lo cual le denominaremos aislamiento, cuando las descargas de agua dulce alcanzan su punto de menor descarga (invierno), aguas con mayor densidad ingresan por la boca del fiordo mientras que en la cabeza en superficie registran menores densidades, dando lugar a un gradiente horizontal y es donde sucede el proceso de ventilación, donde aumenta la concentración de oxígeno disuelto y disminuye la temperatura a estas profundidades. Destaca que durante el año 2021 se observó el punto de aislamiento, pero no la ventilación, esta ocurre en el invierno 2022.

.

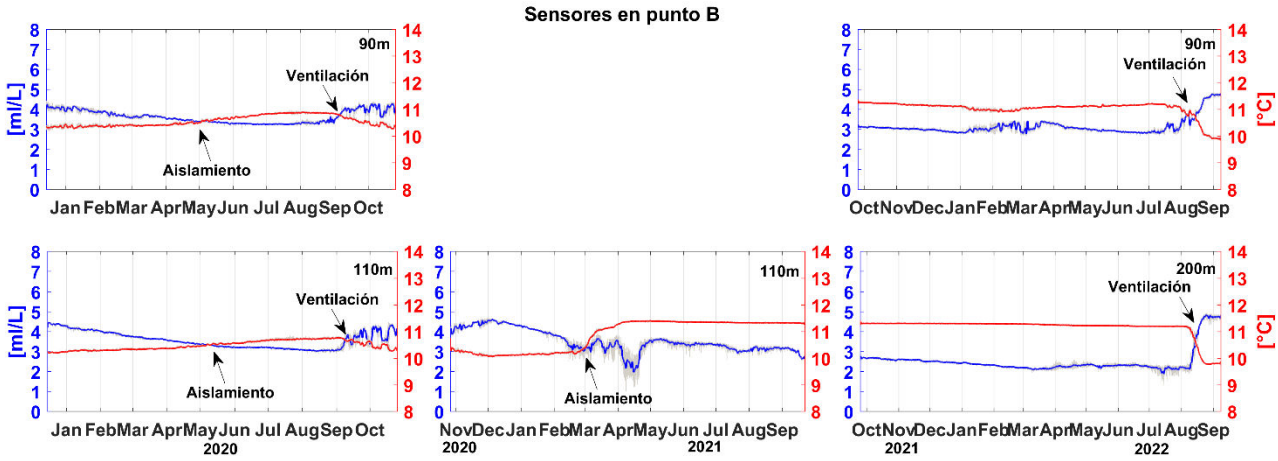


Figura 62: Serie de tiempo sensores de oxígeno y temperatura en el punto B (cercano a isla Areco).

Quitralco es un fiordo estratificado, que a lo largo del año el nivel de estratificación puede variar por las fluctuaciones en las descargas de agua dulce estacionales e interanuales. La **Figura 63** se observa los valores de PEA integral (la profundidad total del perfil) y los valores del parámetro de estratificación **ηs** (1m – 50m) a lo largo del fiordo en el año 2022. El fiordo presento mayores valores de PEA durante mayo con un promedio de 411 J/m^3 estando estratificado a altamente estratificado durante este periodo, durante febrero y septiembre el PEA promedio fue de 274 - 270 J/m^3, en términos de **ηs** el fiordo se encontraba mezclado a parcialmente mezclado.

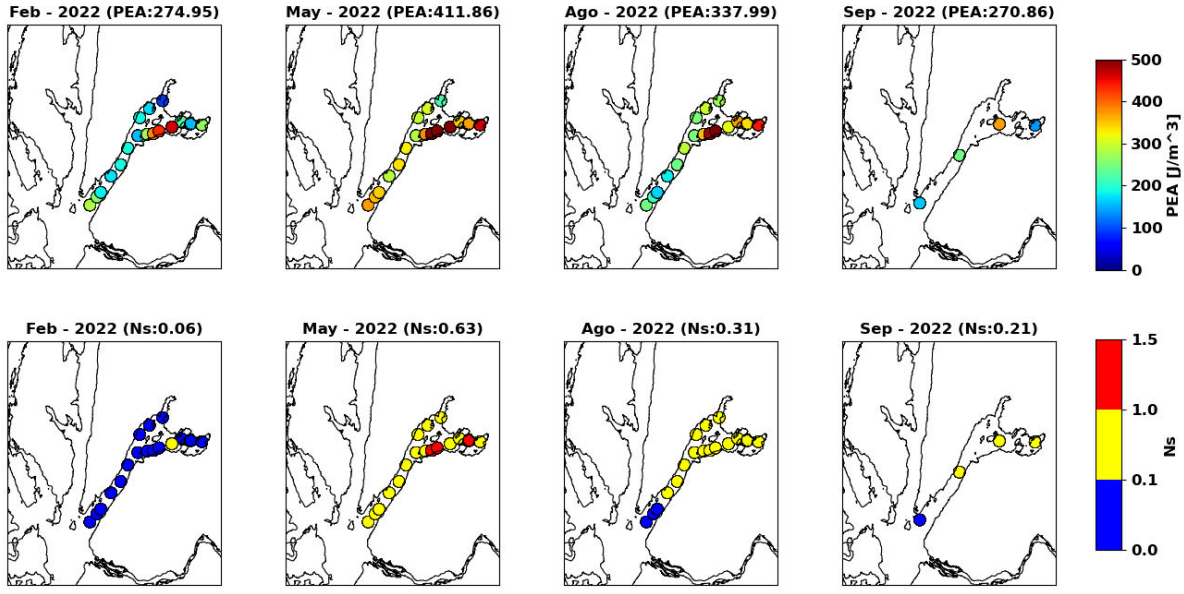


Figura 63: Anomalía de Energía potencial y parámetro de estratificación estacional a lo largo del fiordo Quitralco (**ηs** azul= full mezclado, **ηs** amarillo= parcialmente mezclado, **ηs** rojo = Altamente estratificado).

En la **Figura 64** podemos observar los perfiles de Brunt Vaisala del año 2022, los cuales nos permiten observar la ubicación en la vertical de la picnoclina, durante mayo 2022, la estratificación fue mayor comparativamente a los otros meses, con la picnoclina sobre los 5m.

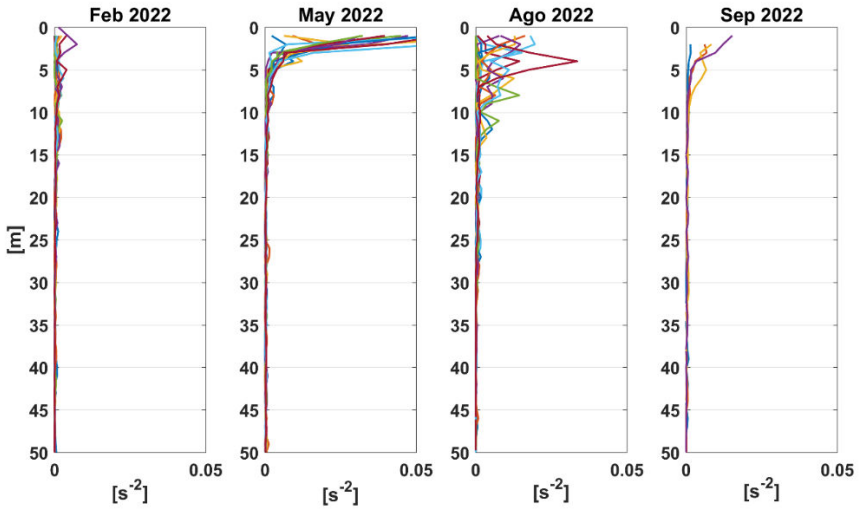


Figura 64: perfil Brunt Vaisala estacional a lo largo del fiordo Quitralco.

Propiedades físico químicas del agua: Los registros históricos de CTDO dentro de fiordo Quitralco han exhibido permanente zonas con bajas de oxígeno disuelto e importantes áreas hipóxicas y anóxicas, con una estructura físico química, propia de sistemas estuarinos. A partir de estos antecedentes es que se mantiene a partir del 2019 un monitoreo permanente. Por otro lado, un aspecto relevante es que, durante el periodo de estudio, dentro de fiordo Quitralco se pudieron realizar mediciones de amonio, en varias estaciones y varios estratos.

Estratificación y Propiedades Hidrográficas: El fiordo Quitralco exhibió una estratificación permanente de la columna de agua, con una picnoclina bien definida entre los 0–12 m de profundidad. La capa superficial presentó una salinidad promedio de 26.5 PSU, denotada por la haloclina de 28 PSU, mientras que las capas subsuperficiales (bajo la picnoclina) registran valores medios de 31 PSU. La ausencia de salinidades superiores a 32 PSU en todo el sistema sugiere una limitada influencia de masas de agua oceánicas (e.g., Agua Subantártica Superficial, ASSA; o Agua Subantártica Modificada, ASAAM), lo que implica un escaso aporte de sus propiedades biogeoquímicas características a la cuenca que aporta al fiordo.

Oxígeno disuelto y eventos de hipoxia: El análisis hidrográfico del fiordo Quitralco evidenció un marcado gradiente vertical en la distribución del oxígeno disuelto (OD), con valores superficiales (0-20 m) con valores sobre 5m/L y máximos de 7 ml/L, indicando condiciones de saturación (90-110%). Debajo de los 50m se observó una marcada ZBO concentración de OD <4 ml/L. En el área de la depresión batimétrica, a partir de los 150, se puede encontrar valores de OD inferior a 3 ml/L, en la zona más profunda destacan las condiciones hipóxicas y anóxicas de manera persistente. Hacia la cabeza estas condiciones se focalizan entre los 100-150m **Figura 65.**

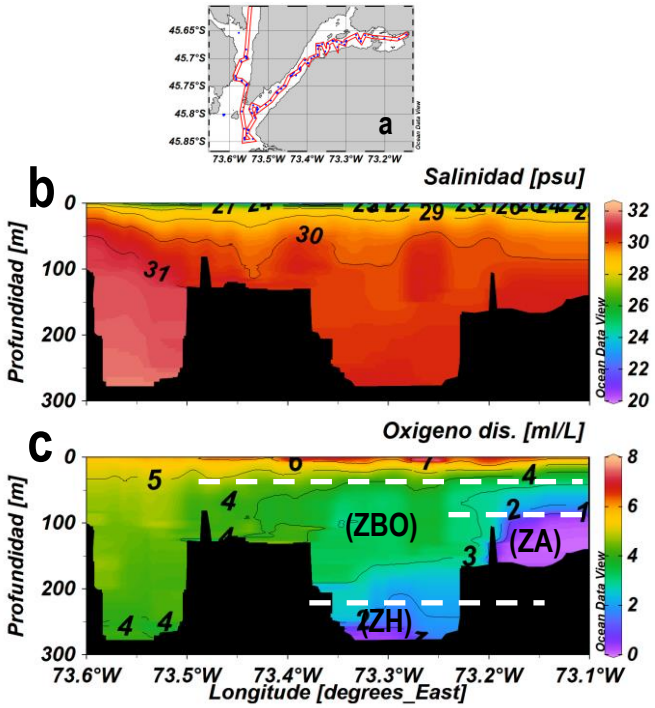


Figura 65: Estructura vertical promedio para transecta desde canal Costa hasta fiordo Quitralco (a). de salinidad (b). oxígeno disuelto (c).

Distribución espacial promedio del nitrato y fosfato (figura 66): La distribución vertical de nitrato y fosfato mostró un patrón similar. Por encima de la picnoclina, las concentraciones fueron bajas (nitrato <5 µM y fosfato <0.5 µM). Por debajo de esta capa, la concentración aumentó de forma constante, alcanzando valores máximos de 15-20 µM para el nitrato y 3-4 µM para el fosfato.

Dentro del fiordo, se observaron concentraciones elevadas de nitrato y fosfato, con picos de nitrato de ~20 µM en la depresión y ~24 µM en la cabecera. A pesar de que los valores máximos de nitrato se registraron en la zona interior del fiordo de Quitralco, las comparaciones mediante un análisis de caja (boxplot) no mostraron diferencias significativas en la concentración promedio de nitrato entre la zona interior y exterior. En cambio, en el caso del fosfato, la concentración promedio y los valores máximos fueron notablemente mayores en el interior del fiordo.

Un aspecto relevante fue la relación entre ambos nutrientes en las zonas anóxicas de la depresión y la cabecera. En estas áreas, se observó que los bajos valores de nitrato coincidieron con altos valores de fosfato, lo que sugiere un proceso de desnitrificación y una rápida remineralización del fosfato.

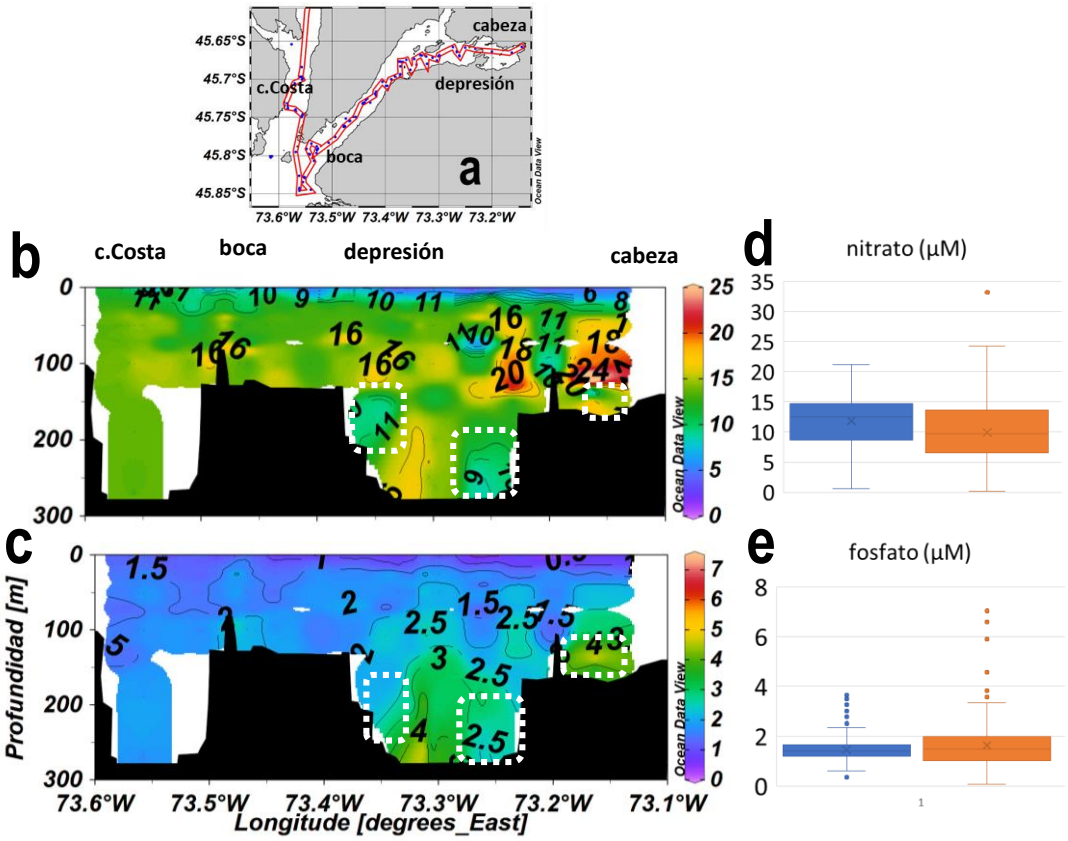


Figura 66: distribución vertical promedio de nitrato y fosfato en columna de agua. Panel derecho comparación boxplot, entre valores de nutrientes dentro del fiordo y el área exterior adyacente

Amonio y su Dinámica en un Fiordo con Hipoxia: Las concentraciones de amonio en el fiordo muestran una clara variabilidad espacial y temporal, directamente ligada a la presencia de zonas hipóxicas y anóxicas por debajo de los 150 metros. En Agosto (invierno), los niveles de amonio fueron bajos, con valores superiores a 0.5 µmol/L observados entre las estaciones Q1-Q13 en toda la columna de agua, estos valores en la estación Q17 (cabeza) fueron considerablemente elevados 15-23 µM. En Diciembre (verano) 2024, se replicó una distribución similar a agosto, valores bajos de amonio, de manera homogénea entre las estaciones Q1- Q 13, pero se detectó un notable incremento en las concentraciones de amonio, formando un núcleo de altas concentraciones (17.5 – 25 µM) en la cabecera (estación Q17). Ambos núcleos de amonio estuvieron asociados con la zona anóxica por debajo de los 150 metros **(figura 67)**.

Los resultados expuestos, confirman una relación directa entre la falta de oxígeno y la acumulación de amonio. La dinámica espacial y temporal del fiordo Quitralco estuvo fuertemente influenciada por la recurrente presencia de zonas anóxicas profundas que condicionaron la distribución del amonio y otros procesos biogeoquímicos. Este patrón de zonificación vertical y horizontal es un indicador clave de las condiciones ambientales únicas del fiordo.

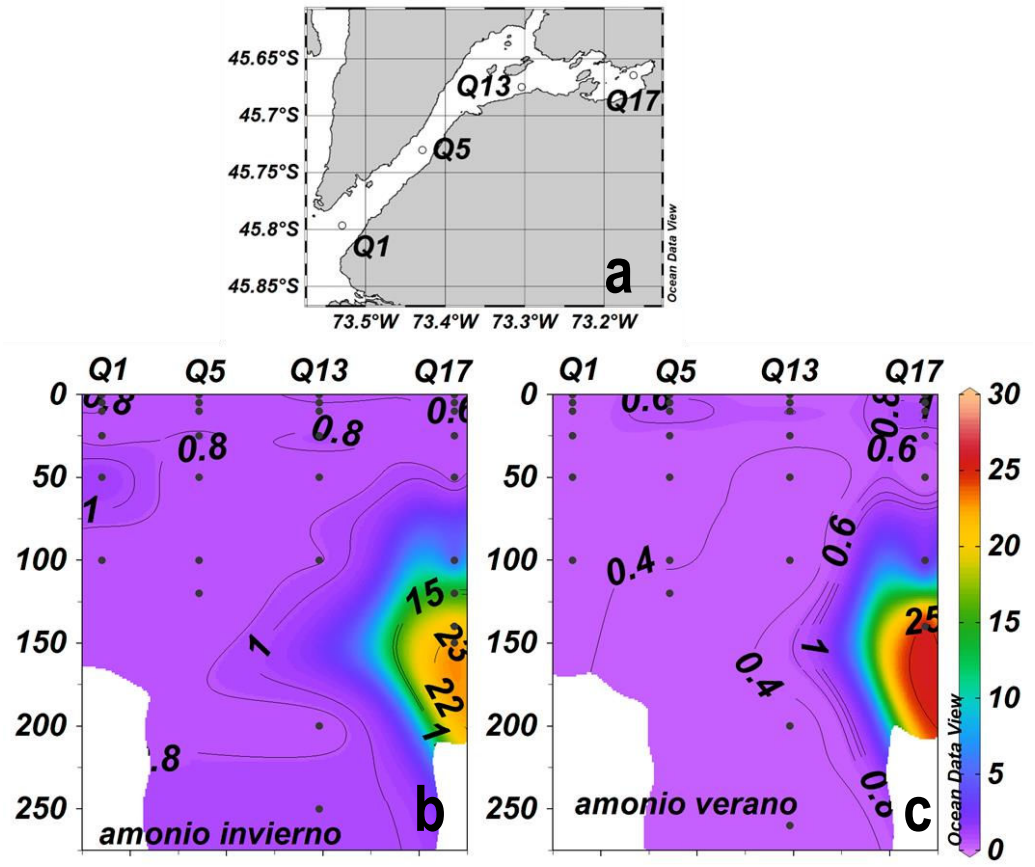


Figura 67: Distribución vertical de amonio en fiordo Quitralco para el periodo de invierno y verano.

Resultados objetivo 4. *Cuantificar los volúmenes de las zonas con bajas de oxígeno disuelto y las condiciones basales de nutrientes y biomasa fitoplanctónica, en algunos fiordos de la Patagonia chilena.*

El desarrollo de este objetivo permitió establecer las condiciones basales en las que se encuentran los fiordos, facilitando la comparación y evaluación del estado de cada uno mediante el análisis de oxígeno disuelto y nutrientes.

Para lograr este objetivo, se realizaron tres etapas:

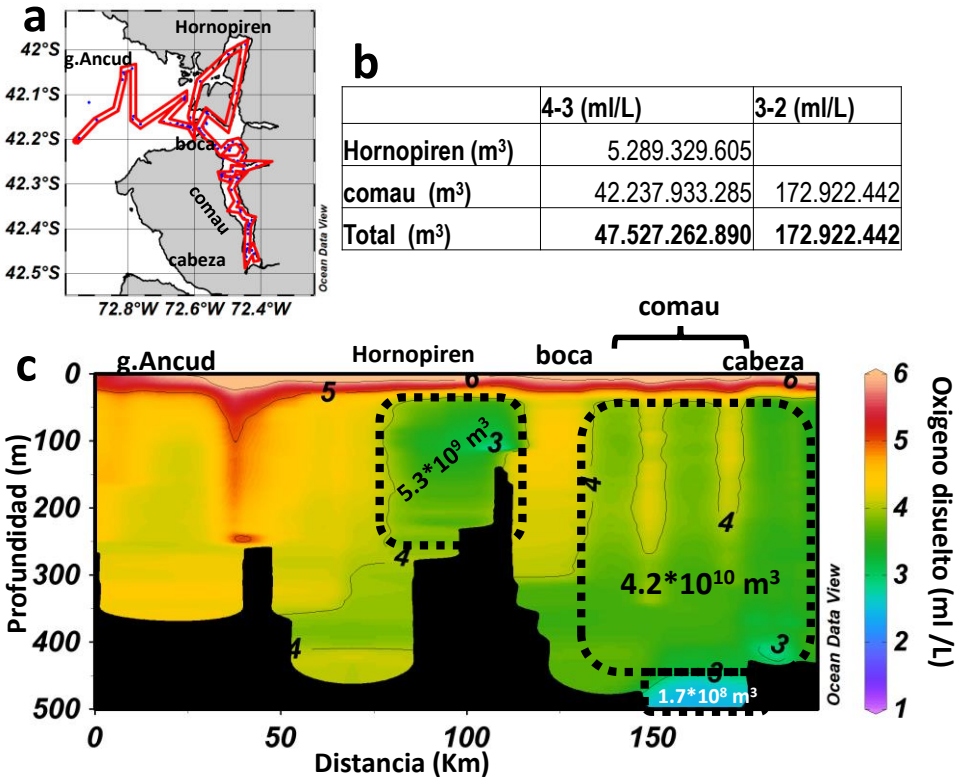
1. Cuantificación de los volúmenes de las Zonas con bajas de oxígeno (ZBO).
2. Identificación de las cargas y flujos de nutrientes.
3. Aplicación de un índice de estado trófico para medir los niveles de eutrofización.

En esta primera fase, se evaluaron tres áreas geográficas distintas: un fiordo en el mar interior de Chiloé, otro en el mar interior de Aysén y uno en la región de Magallanes.

Los resultados obtenidos también permitirán proyectar las zonas con mayor exposición y/o vulnerabilidad a diversos escenarios de cambio climático

Cuantificación de los volúmenes de las Zonas con bajas de oxígeno (ZBO).

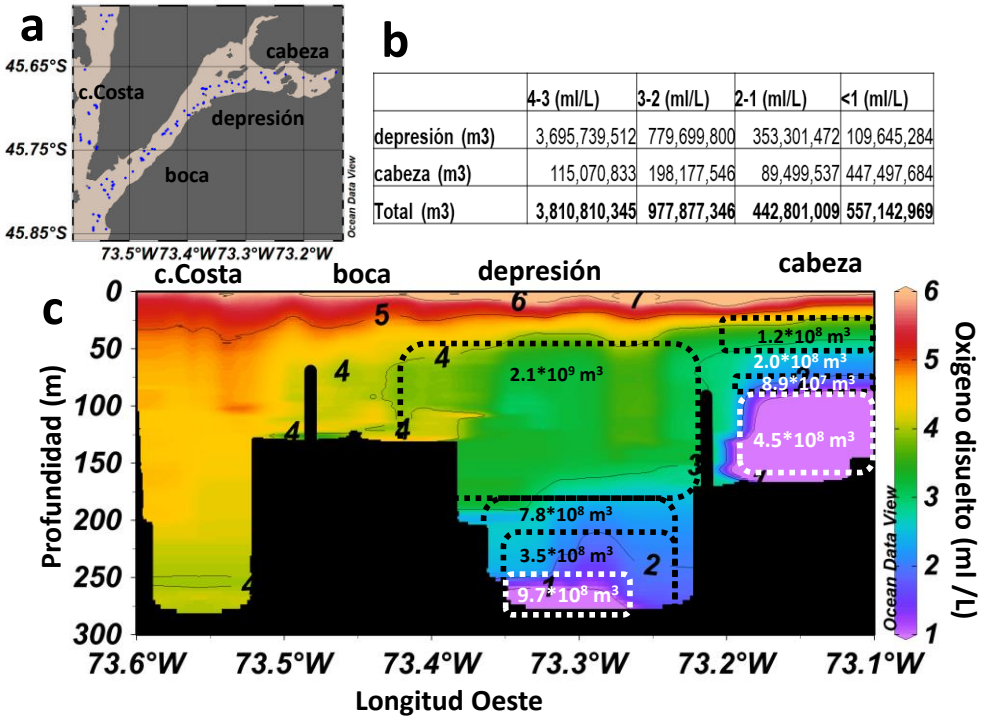
Fiordo Comau: Se analizó la distribución espacial y temporal de las propiedades hidrográficas en el fiordo Comau mediante un transecto longitudinal desde el golfo de Ancud hasta la cabecera del fiordo. Los perfiles de CTDO, obtenidos entre 2019 y 2023, revelaron una columna de agua fuertemente estratificada. En la capa superficial, hasta los 25 metros de profundidad, la columna de agua se mantuvo bien oxigenada. Sin embargo, se observaron diferencias significativas en las capas más profundas. En el golfo de Ancud, fuera del fiordo, la concentración de oxígeno disuelto (OD) por debajo de los 25 m fue uniforme, con valores cercanos a 5 ml/L. En contraste, dentro del fiordo, el OD a profundidades mayores a 25 m fue consistentemente inferior a 4 ml/L. El fiordo Comau presentó volúmenes de agua con diferentes concentraciones de OD. El volumen total del fiordo, desde la boca hasta la cabecera, se estimó en $5.3\times10^{10}m^3$. La región de Hornopirén contribuyó con $5.3\times10^{9}m^3$ de este volumen total. Adicionalmente, se identificó una zona próxima a la boca del fiordo con concentraciones de OD por debajo de 3 ml/L, abarcando un volumen de $1.7\times10^{8}m^3$. (**Figura 68)**



	4-3 (ml/L)	3-2 (ml/L)
Hornopiren (m^3)	5.289.329.605	
comau (m^3)	42.237.933.285	172.922.442
Total (m^3)	**47.527.262.890**	**172.922.442**

Figura 68. Estimación volumétrica de la ZBO en fiordo Comau. a) posición de las estaciones y transecta, b) tabla resumen con los volúmenes por rangos y c) transecta interpolada de OD

Fiordo Quitralco Para el fiordo Quitralco, se utilizaron datos de perfiles de CTDO recopilados entre 2016 y 2023. El análisis longitudinal de estos datos permitió determinar la distribución vertical y las variaciones de la concentración de oxígeno disuelto. La columna de agua en la zona exterior del fiordo (canal Costa) se caracterizó por una fuerte estratificación y una alta oxigenación. Dentro del fiordo, las condiciones de OD fueron significativamente diferentes. A profundidades mayores a 25 m, la concentración se mantuvo por debajo de 5 ml/L. Por debajo de esta capa superficial, la concentración de OD en toda la columna de agua profunda fue inferior a 4 ml/L. Particularmente en la depresión batimétrica, las condiciones de bajo oxígeno se extendieron desde los 50 m hasta los 200 m, con un volumen de $5.3\times10^9 m^3$. Además, se identificaron zonas con condiciones hipóxicas, que se desplazaban hacia el fondo del fiordo y representaban un volumen de $3.5\times10^8 m^3$. Hacia la cabecera del fiordo, las condiciones de anoxia fueron más prominentes, con un volumen de $4.5\times10^8 m^3$. (**figura 69**)



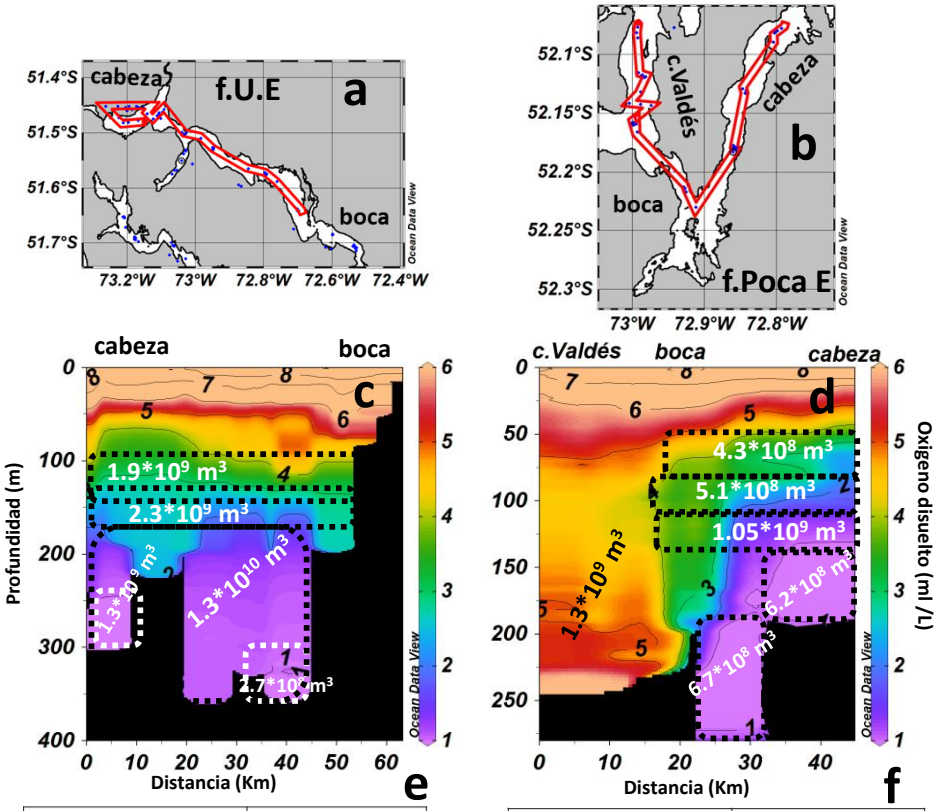
	4-3 (ml/L)	3-2 (ml/L)	2-1 (ml/L)	<1 (ml/L)
depresión (m3)	3,695,739,512	779,699,800	353,301,472	109,645,284
cabeza (m3)	115,070,833	198,177,546	89,499,537	447,497,684
Total (m3)	**3,810,810,345**	**977,877,346**	**442,801,009**	**557,142,969**

Figura 69. Estimación volumétrica de la ZBO en fiordo Quitralco. a posición de las estaciones, b) tabla resumen con los volúmenes por rangos y c) transecta interpolada de OD**.**

Dada la extensión y complejidad del Sistema GAM, las cuantificaciones se realizaron en zonas separadas: fiordo Ultima Esperanza, Fiordo Poca Esperanza, depresión Vattuone y fiordo Worsley (**figura 70**).

Fiordo Última Esperanza: Un transecto de perfiles de OD en el fiordo Última Esperanza (f.U.E) mostró que la columna de agua se encuentra bien oxigenada sobre los 100 m de profundidad, con concentraciones de 5 ml/L. Debajo de esta capa, se registraron valores inferiores a 4 ml/L, con un volumen asociado de $1.9\times10^9 m^3$. Se destaca que, en este fiordo, los grandes volúmenes de hipoxia (1.9×109m3) son considerables en comparación con las zonas anóxicas.

Fiordo Poca Esperanza: El transecto en el fiordo Poca Esperanza reveló una marcada diferencia espacial en comparación con el área del canal Valdés. En el canal, el agua estuvo bien oxigenada (5-8 ml/L) sobre los 50 m, debajo de esta capa la columna de agua se mantuvo homogénea en torno a los 5 ml/L. Dentro del fiordo Poca Esperanza, las condiciones son diferentes, con una columna de agua marcadamente estratificada. El agua está bien oxigenada (>5 ml/L) sobre los 50 m. Por debajo de esta profundidad, la concentración de oxígeno fue inferior a 4 ml/L, destacando altos volúmenes de hipoxia ($1.05\times10^9 m^3$) y anoxia ($1.3\times10^9 m^3$).



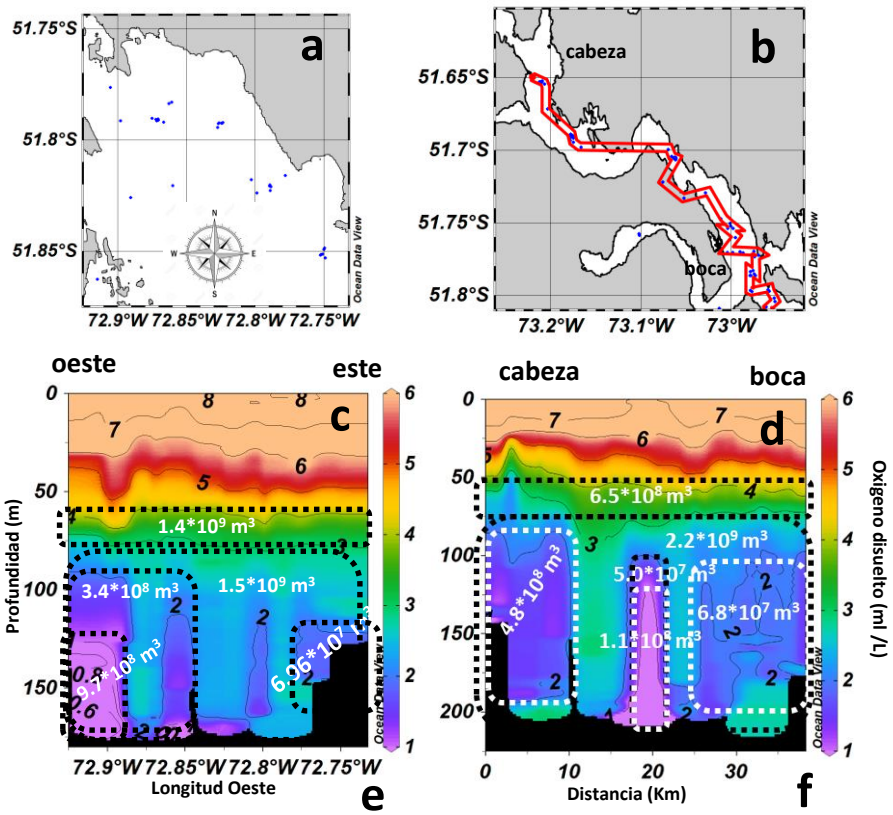
f.U. Esperanza	volumen (m^3)
4-3 (ml/L)	1.964.036.284
3-2 (ml/L)	2.332.293.087
2-1 (ml/L)	13.415.548.378
<1 (ml/L)	1.758.453.764

f.Poca Esper.	volumen (m^3)
4-3 (ml/L)	432.007.022
3-2 (ml/L)	505.317.232
2-1 (ml/L)	1.049.219.627
<1 (ml/L) total	1.292.062.947

Figura 70. Estimación volumétrica de la ZBO. a) posición de las estaciones y transecta en fiordo Ultima Esperanza. b) posición de las estaciones y transecta en fiordo Poca Esperanza. c) transecta interpolada de OD en fiordo Ultima Esperanza**.** d) transecta interpolada de OD en fiordo Ultima Esperanza. e) tabla resumen con los volúmenes por rangos en fiordo Ultima Esperanza f) tabla resumen con los volúmenes por rangos en fiordo Poca Esperanza

Depresión Batimétrica de Vattuone (figura 71a): Otra área relevante con presencia de condiciones hipóxicas y anóxicas es la depresión batimétrica de Vattuone, que tiene una profundidad máxima de 180 m. En esta zona, la concentración de oxígeno disuelto debajo de los 50 m fue inferior a 4 ml/L, lo que equivale a un volumen de 1.4×109m3. Las áreas hipóxicas son significativas, con un volumen total de $4.1\times10^8 m^3$, y la zona anóxica tiene un volumen de $9.7\times10^9 m^3$.

Fiordo Worsley (figura 71b): Finalmente, el transecto de perfiles de OD en el fiordo Worsley exhibió un patrón similar al registrado en Vattuone, con una capa superficial bien oxigenada (>6 ml/L) hasta los 50 m. Dentro de este fiordo, destacan dos áreas con hipoxia, que equivalen a un volumen total de $5.5\times10^8 m^3$, y una zona en la parte media del fiordo con condiciones anóxicas, equivalente a $1.1\times10^8 m^3$.



f. Worsley	Volumen (m^3)
4-3 (ml/L)	645.559.183
3-2 (ml/L)	2.201.058.687
2-1 (ml/L)	654.460.932
<1 (ml/L)	107.893.489

d. Vattuone	Volumen (m^3)
4-3 (ml/L)	1.432.405.152
3-2 (ml/L)	14.785.394.909
2-1 (ml/L)	406.315.533
<1 (ml/L)	96.549.553

Figura 71. Estimación volumétrica de la ZBO. a) posición de las estaciones y transecta en fiordo Ultima Esperanza. b) posición de las estaciones y transecta en fiordo Poca Esperanza. c) transecta interpolada de OD en fiordo Ultima Esperanza**.** d) transecta interpolada de OD en fiordo Ultima Esperanza. e) tabla resumen con los volúmenes por rangos en fiordo Ultima Esperanza f) tabla resumen con los volúmenes por rangos en fiordo Poca Esperanza

Comparación de Zonas con bajas de oxígeno (ZBO) zonas hipóxicas y anóxicas.

Haciendo una comparación con los resultados obtenidos, podemos ver nítidamente, que el mayor volumen de la ZBO, corresponde al fiordo Comau seguido de la depresión de Vattuone, en cambio las condicione de hipoxia fueron significativamente mayo en fiordo Ultima Esperanza (f.U.E), para los casos más severos de oxígeno disuelto (anoxia), el mayor volumen se produce en fiordo Ultima Esperanza, seguido del fiordo Poca Esperanza y Quitralco (**figura 72**)

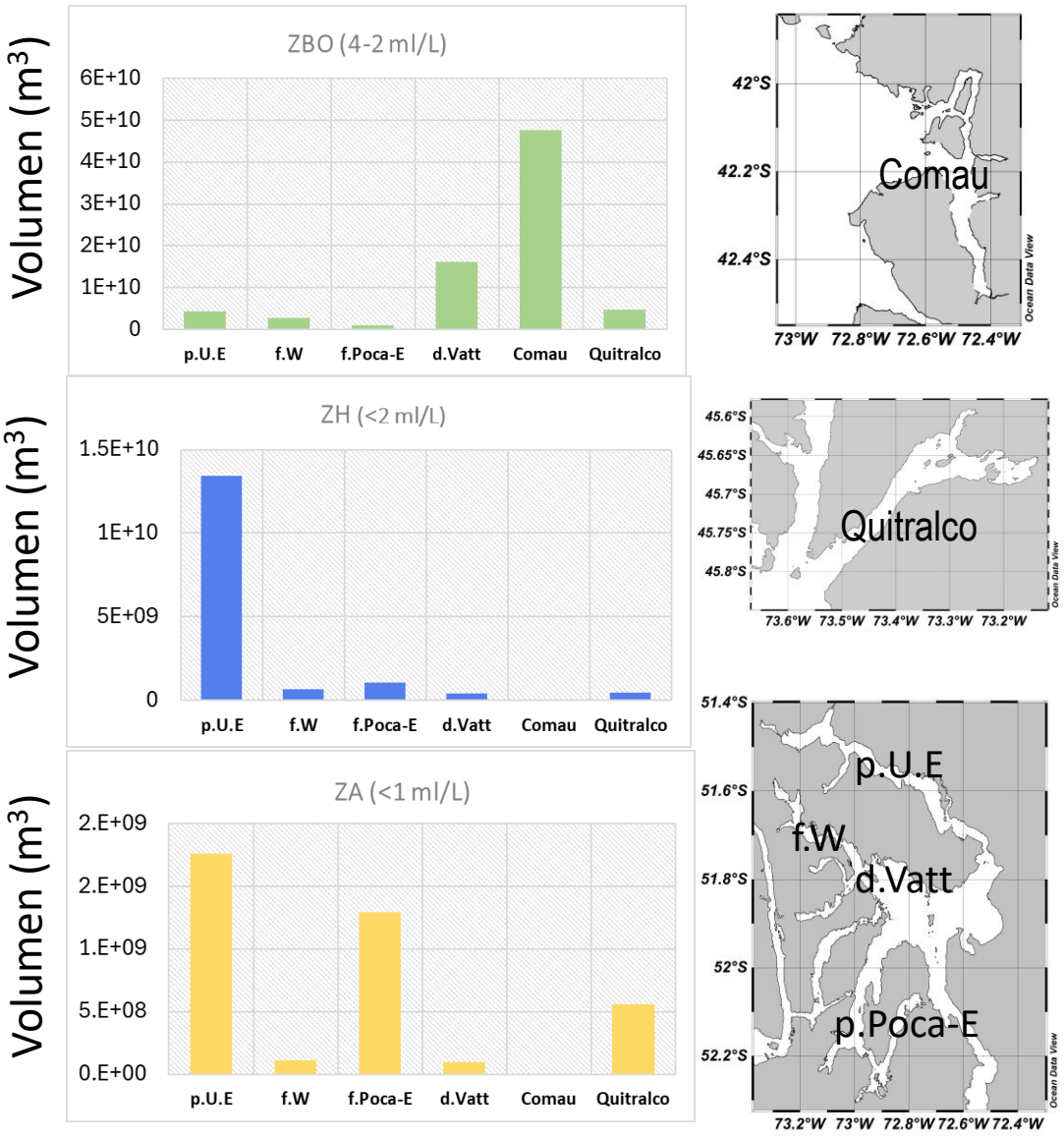


Figura 72: Comparación de los volúmenes de oxígeno entre cada una de las zonas estudias.

Identificación de las cargas y flujos de nutrientes.

Los 3 sistema exhibieron un patrón consistente y similar, los principales aportes (cargas) de nutrientes se producen por flujo advectivo, desde la zona adyacente hacia el interior, el flujo de salida se produce por circulación estuarina en la capa de salida. Los aportes por flujos de agua dulce (ríos y lluvia), fueron poco significativos.

Flujos de fósforo

∆DIP representa el balance neto de fósforo disuelto inorgánico (DIP). Un valor negativo indicó que el sistema está consumiendo fósforo, lo que sugiere que hay un proceso de producción primaria neta (fotosíntesis) que lo utiliza para crecer. Comau muestra un consumo significativamente mayor que Quitralco y GAM.
NEM es el metabolismo neto del ecosistema. Las 3 zonas modeladas, exhibieron una tendencia hacia la autotrofía (valores negativos **figura 73 a, b y c**), es decir, la producción primaria es mayor que la respiración del ecosistema. Comau es mayormente el sistema más autotrófico, produciendo una gran cantidad de materia orgánica.
La relación molar N:P 9 en Comau y GAM es inferior a la relación de Redfield (16:1), lo que podría indicar una limitación por nitrógeno. Quitralco, con un valor de 12, está más cerca de la relación ideal.

Flujos de nitrógeno
∆DIN representó el balance neto de nitrógeno disuelto inorgánico (DIN). Un valor negativo indicó que el sistema está consumiendo DIN. El consumo de nitrógeno en Comau es mayoritario en comparación con Quitralco y el sistema GAM, lo que refuerza la idea de una alta producción primaria.
E∆DIN es el balance neto de nitrógeno esperado basado en la relación N:P y el consumo de fósforo. El valor negativo esperado es muy bajo en Quitralco, lo que sugiere que este fiordo tiene otros procesos de transformación de nitrógeno que no siguen la estequiometría de Redfield**.**
N Fix – Denit: es el balance entre la fijación de nitrógeno y la desnitrificación. Un valor negativo como el de todos los fiordos indica que la desnitrificación (pérdida de N^2 gaseoso a la atmósfera) es probable que sea el proceso dominante. Esto es coherente con la aparente limitación por nitrógeno en Comau y GAM. Los valores de Comau y GAM son muy similares, sugiriendo una tasa de desnitrificación, mientras que Quitralco tiene una tasa mucho menor (**figura 73 d, e y f**).

Fiordo Comau: Es el sistema más productivo y activo. exhibió el mayor consumo de fósforo y nitrógeno, y el más alto NEM, lo que indica una producción primaria neta significativa. La baja relación N:P sugiere que el nitrógeno es el nutriente limitante, y la alta tasa de desnitrificación lo confirma. Este fiordo funciona como un sumidero significativo de nutrientes inorgánicos**.**
Fiordo Quitralco: Es el sistema menos productivo en términos de NEM y consumo de nutrientes. Su relación N:P está más cerca del valor de Redfield, y la desnitrificación es significativamente menor que en los otros fiordos. Esto podría sugerir que las condiciones de nutrientes están más equilibradas.

Sistema GAM: Presentó una productividad y consumo de nutrientes intermedio entre Comau y Quitralco. Aunque su NEM es menor que el de Comau, la alta tasa de desnitrificación, similar a la de Comau, sugiere una fuerte limitación por nitrógeno.

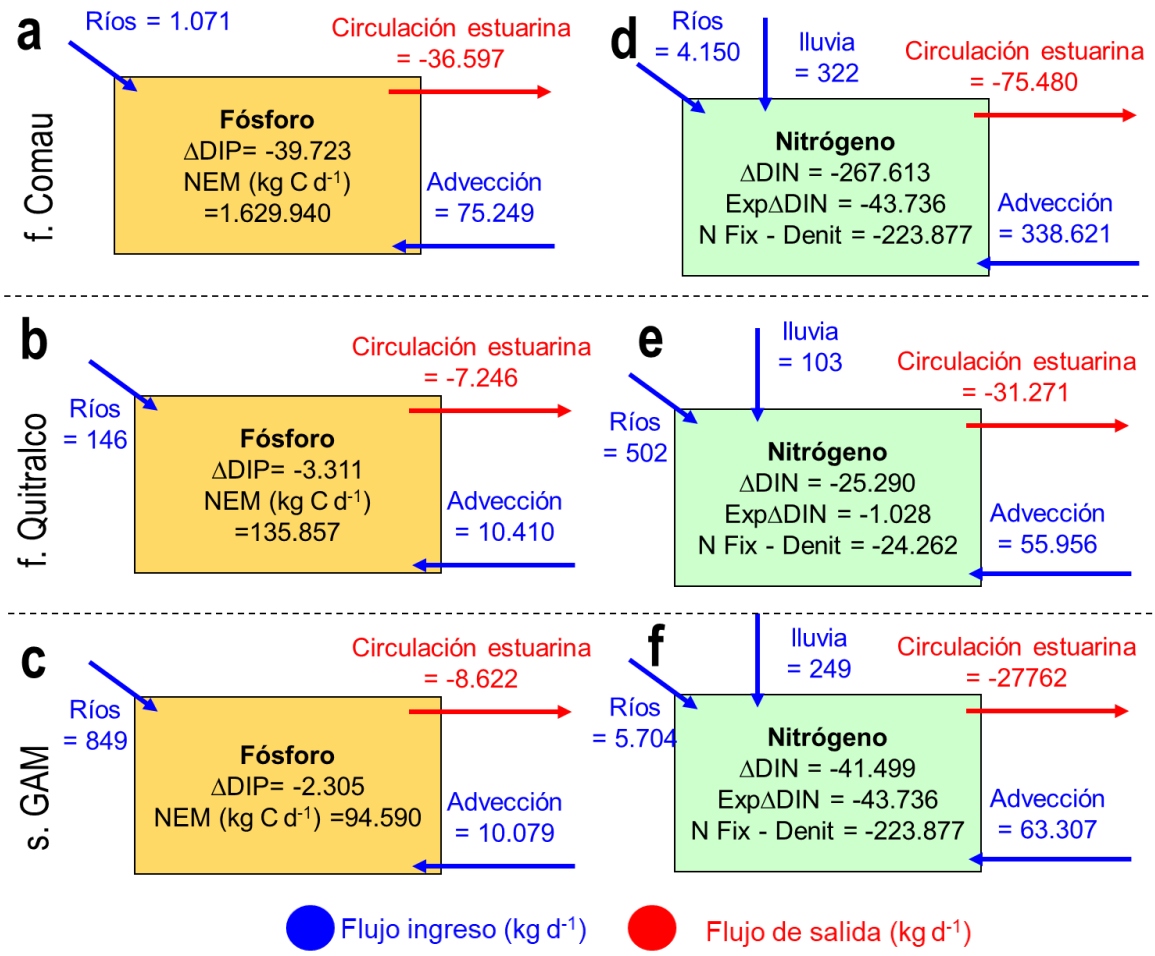


Figura 73. Flujo de nutrientes fiordo Comau, fiordo Quitralco y sistema GAM

Índice de eutrofización Karydis (figura 74)

Estado trófico del nitrato: El análisis del índice de eutrofización de Karydis (1983) reveló que todas las estaciones de muestreo (fiordos Comau, Quitralco y Sistema GAM), exhibieron resultados con valores >3 y <5, catalogando a cada uno de los sistemas como mesotróficos, en relación con el nitrato. Esto sugiere una productividad biológica intermedia en estas zonas, impulsada por la disponibilidad de este nutriente. La variabilidad del índice fue relativamente baja en los fiordos Comau y Quitralco,

indicando una situación trófica similar. No obstante, las estaciones del Sistema GAM mostraron una mayor variabilidad, destacando que la única estación con valores bajos (oligotrófico), no se observaron condiciones de hipoxia o anoxia. El fiordo Comau registró los valores más altos del índice, con un promedio de 4.04, seguido por el fiordo Quitralco con 3.62 y el Sistema GAM con 3.7

Estado trófico del fosfato: Los valores para el fiordo Comau varían entre 2.91 y 3.16. La mayoría de los datos se encuentran en el rango de > 3 y < 5, con un valor promedio de 3.01, lo que lo clasifica como mesotrófico. El estado mesotrófico representa una condición intermedia, donde la concentración de nutrientes es moderada. Esto se traduce en una productividad biológica mayor que la de un fiordo oligotrófico, pero sin llegar a los niveles de eutrofización.

Los valores del fiordo Quitralco se encuentran entre 2.44 y 3.02, Con una excepción (el valor de 3.02), todos los datos caen dentro del rango de 1 y < 3, estado oligotrófico Quitralco es un ecosistema con un potencial moderado, en termino de los niveles de fosfato, con un índice promedio de 2.7 (más próximo a una condición mesotrófica).

Los valores para el sistema GAM oscilaron entre 2.36 y 3.29, con un promedio 2.8. La mayoría de las estaciones, se encuentran dentro del rango de 1 y < 3, lo que indicó un estado oligotrófico, excepcionalmente las estaciones 17 (3.06) y 21 (3.29), indicaron una condición mesotrófica.

De manera complementaria los valores en las relaciones N:P, indican que el nutriente limitante sería el nitrógeno, por la baja relación observada en las 3 áreas observadas fiordo Comau (N:P=9), fiordo Quitralco (N:P=12) y sistema GAM (N:P=9), estos valores fueron obtenidos del flujo de nutrientes.

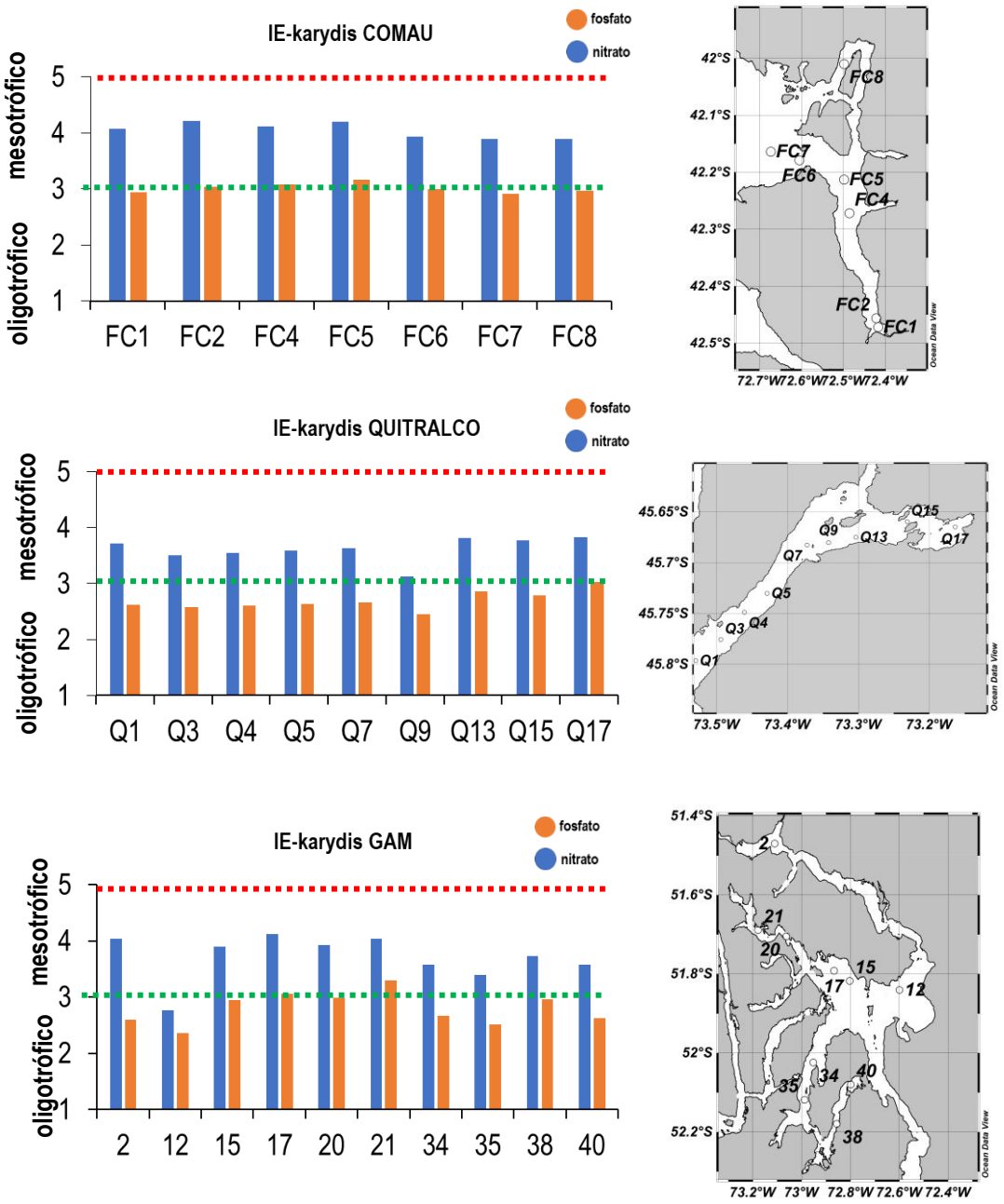


Figura 74. Índice Karydis aplicado a fiordo Comau, fiordo Quitralco y GAM, panel izquierdo. Mapa con las estaciones por zonas (panel derecho).

4.4 Resultados objetivo 5. *Determinar las condiciones de acidificación y los principales forzantes locales.*

Condiciones de Acidificación durante el verano y otoño tardío.

Durante la temporada de verano, los valores de pH oscilaron entre 6.83 y 8.43, observándose que los máximos se registraron en superficie y los mínimos en profundidad **(Figura 75; tabla 1, Anexo 2)**. En particular, la estación 6 presentó un gradiente vertical pronunciado, con los valores extremos mencionados anteriormente. En contraste, las estaciones 17 y 38 mostraron un rango más estrecho, entre 7.30 y 7.89, mientras que la estación 56 presentó valores cercanos a 8.0, con muy poca variación vertical **(Figura 75)**. El pCO_2 varió ampliamente, desde 58.8 hasta 4772 µatm, siendo la estación 6 la que concentró los valores más extremos, con máximos en profundidad y mínimos en superficie. En las estaciones 17 y 38, los valores se mantuvieron por debajo de los 2000 µatm, siguiendo la misma tendencia vertical: valores más bajos en superficie y más altos en profundidad **(Figura 75)**. La estación 56 registró valores entre 292 y 600 µatm, sin fluctuaciones marcadas a lo largo de la columna de agua, salvo un incremento puntual a aproximadamente 30 metros de profundidad.

La alcalinidad total (A_T) osciló entre 602 y 2218 µmol kg^{-1}, con valores mínimos en superficie y máximos en profundidad. La estación 6 presentó el valor más bajo, mientras que la estación 56 registró el valor más alto **(Figura 75)**. Las estaciones 17 y 38 mostraron valores intermedios, entre ~1100 y 1600 µmol kg^{-1}. El carbono inorgánico disuelto (DIC) presentó un patrón similar al de la alcalinidad total, con valores entre 557 y 2117 µmol kg^{-1}, observándose los mínimos en la estación 6 y los máximos en la estación 56 **(Figura 75)**. En términos de estado de acidificación, la estación 6 fue la más impactada, registrando los pH más bajos y los pCO_2 más altos, especialmente en profundidad. Además, esta estación presentó valores bajos de alcalinidad total, lo que implica una menor capacidad buffer para contrarrestar los procesos de acidificación **(Figura 75)**.

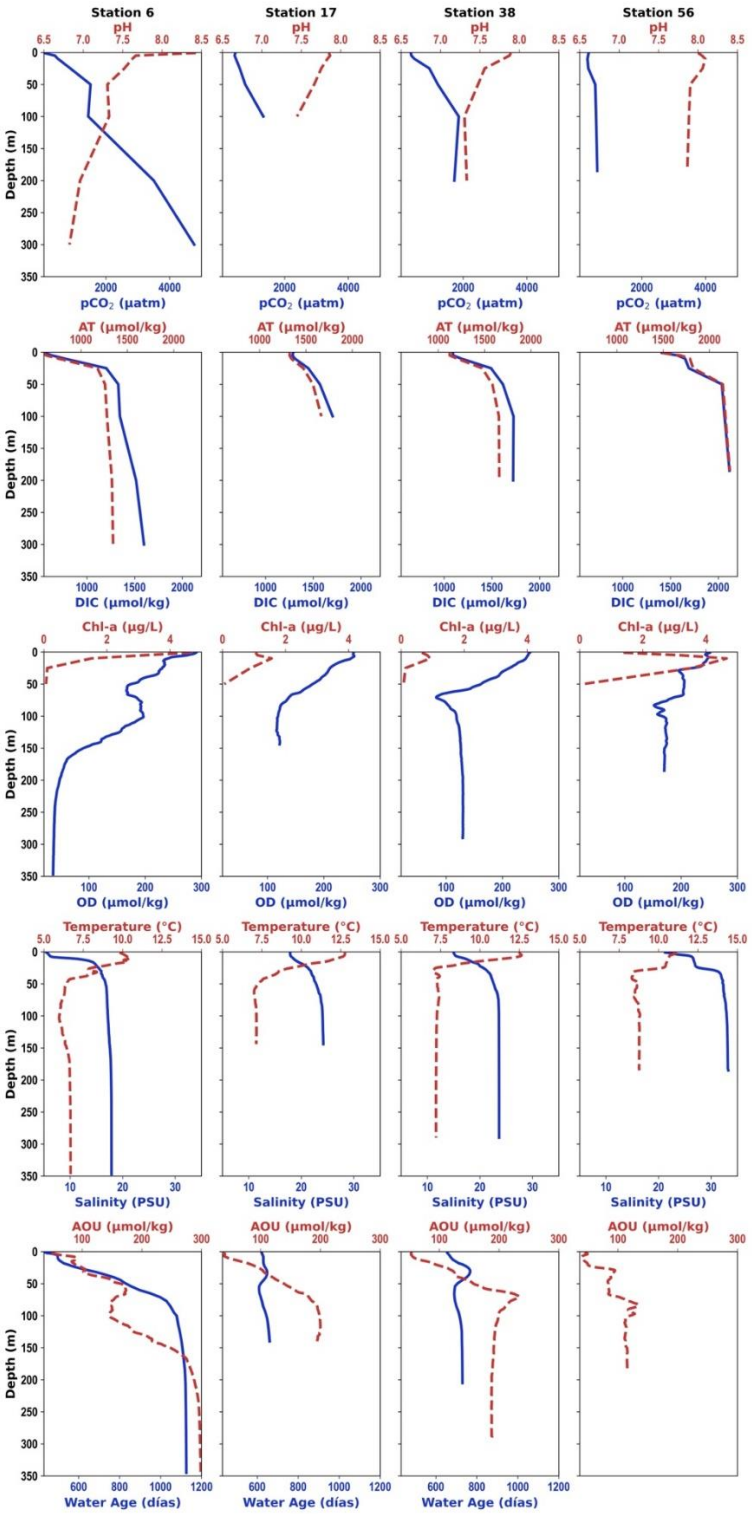


Figura 75. Perfiles verticales de variables del sistema carbonato, clorofila a, utilización aparente de oxígeno (AOU) y edad del agua para la temporada de verano.

Durante la temporada de otoño tardío, los valores de pH oscilaron entre 6.92 y 8.07, observándose máximos en superficie y mínimos en profundidad **(Figura 76; anexo 2, tabla 2)**. La estación 6 presentó un gradiente vertical pronunciado, con el valor más bajo de todas las estaciones en profundidad. La estación 17 registró un valor cercano a 8.0 en superficie, que disminuyó hasta aproximadamente 7.3 en profundidad. La estación 38 mostró un gradiente vertical menos marcado, con valores de 7.73 en superficie y 7.33 en profundidad. En contraste, la estación 56 mantuvo un gradiente vertical más conservado hasta la zona más profunda, con valores cercanos a 8.0 en toda la columna de agua. En general, para este período del año, las estaciones muestreadas presentaron valores por debajo de 8.0, a excepción de la estación 56 **(Figura 76)**.

El pCO_2 presentó una amplia variabilidad, desde 319 hasta 3873 µatm. La estación 6 concentró los valores más altos en profundidad, mientras que el valor más bajo se registró en superficie en la estación 17 **(Figura 76)**. En las estaciones 17 y 38, los valores se mantuvieron por debajo de 2000 µatm, siguiendo la tendencia vertical de presentar concentraciones más bajas en superficie y más altas en profundidad. La estación 56 registró valores considerablemente más bajos que el resto de las estaciones, con un rango de 326 a 533 µatm, sin fluctuaciones marcadas a lo largo de la columna de agua. La alcalinidad total (A_T) varió entre 955 y 2241 µmol kg^{-1}, con valores mínimos en superficie y máximos en profundidad **(Figura 76).** La estación 6 presentó el valor más bajo, mientras que la estación 56 alcanzó el máximo **(Figura 76)**. Las estaciones 17 y 38 mostraron valores intermedios, entre aproximadamente 1000 y 1600 µmol kg^{-1}. El carbono inorgánico disuelto (DIC) presentó un patrón similar al de la A_T, con valores entre 972 y 2121 µmol kg^{-1}, observándose los mínimos en la estación 6 y los máximos en la estación 56 **(Figura 76)**.

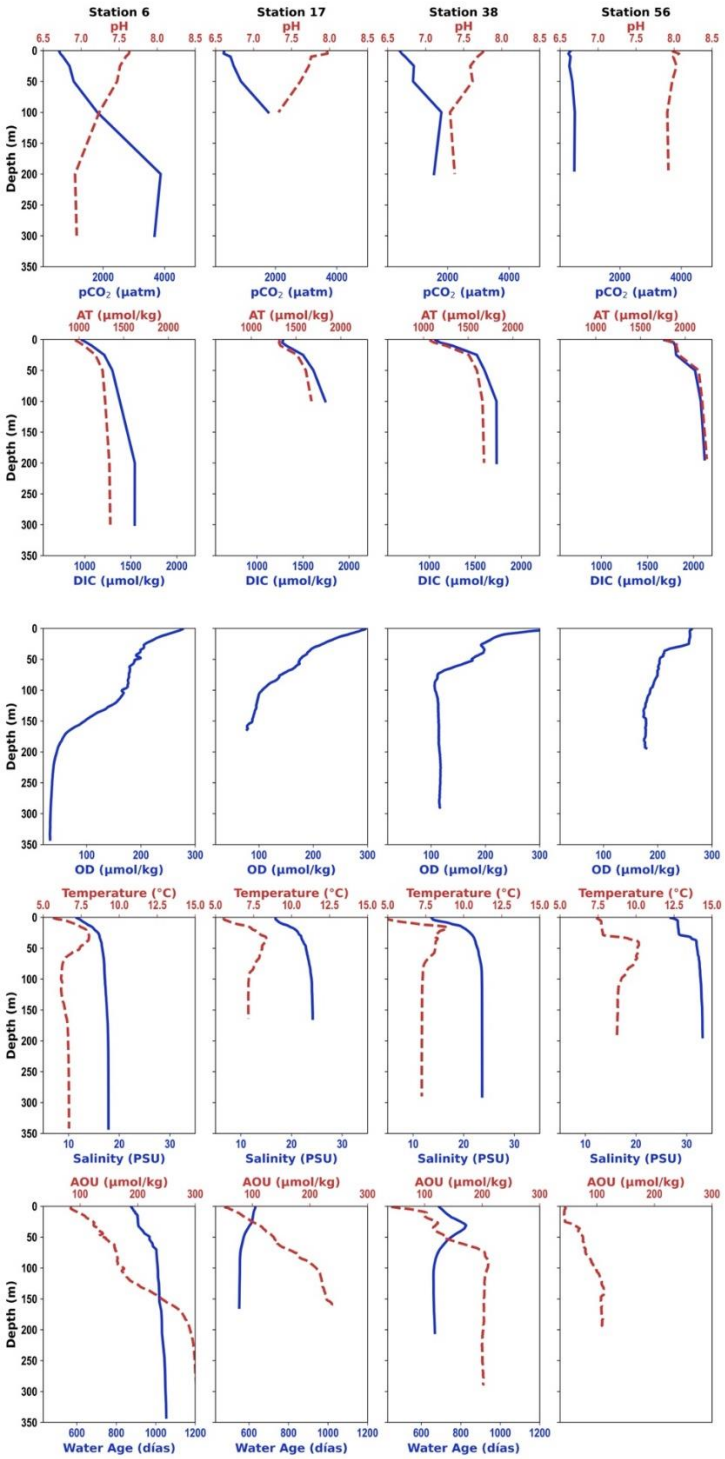


Figura 76. Perfiles verticales de variables del sistema carbonato, utilización aparente de oxígeno (AOU) y edad del agua para la temporada de otoño.

En términos de estado de acidificación, la estación 6 presenta condiciones indicativas de una amplificación de los procesos de acidificación, registrando los pH más bajos y los pCO_2 más altos en ambas temporadas de años **(verano y otoño tardío: Figuras 75 y 76**). Esta condición fue particularmente marcada en verano, cuando se observaron los valores mínimos de pH y máximos de pCO_2, especialmente en las capas profundas. Asimismo, la estación 6 presentó valores bajos de alcalinidad total (A_T), lo que implica una menor capacidad de amortiguamiento frente a cambios en el sistema carbonato. Estos valores bajos de A_T se registraron principalmente en verano y se extendieron aproximadamente hasta los 50 m de profundidad, patrón que también se observó en el carbono inorgánico disuelto (DIC). Además, se evidenció que los valores más bajos de pH y pCO_2 se concentraron por debajo de los 200 m en esta estación (**Figuras 75 y 76**).

3.2. Principales impulsores de los cambios de sistema carbonato

La hidrografía ejerce una influencia determinante sobre la dinámica del sistema carbonato en el golfo subantártico Almirante Montt. En ambas temporadas evaluadas, los valores más bajos de alcalinidad total (A_T) se registraron principalmente en la superficie de la columna de agua, zona dominada por la influencia de agua dulce proveniente del deshielo glaciar. Esta influencia se evidencia no solo en los perfiles verticales de A_T y salinidad, sino también en los niveles de oxígeno disuelto **(figura 75)**, dado que las aguas derivadas de glaciares son naturalmente ricas en oxígeno, lo que contribuye a incrementar su concentración en superficie.

Los resultados de la regresión lineal entre A_T y salinidad **(Figura 77)** muestran una relación estrecha entre los aportes de agua dulce y oceánica en la dinámica del sistema carbonato: los valores más altos de A_T y salinidad se asocian a masas de agua con propiedades oceánicas, mientras que los valores bajos de A_T y salinidad corresponden a aguas influenciadas por aportes continentales.

En general todas las estaciones, presentan valores bajos de A_T en superficie. En particular, la estación 6, localizada en una zona con fuerte influencia de agua dulce, presentó los valores más bajos de A_T, los cuales se extendieron hasta aproximadamente 50 m de profundidad, con mayor intensidad en verano. En contraste, la estación 56, situada hacia el sector más abierto del golfo, presentó los valores más altos de A_T y salinidad, con propiedades correspondientes a agua subantártica modificada **(Figura 78).** Por su parte, las demás estaciones, como la 17 y la 58, mostraron propiedades estuarinas y se ubicaron en la zona de mayor mezcla de masas de agua que influencian el golfo **(Figuras 77 y 78).**

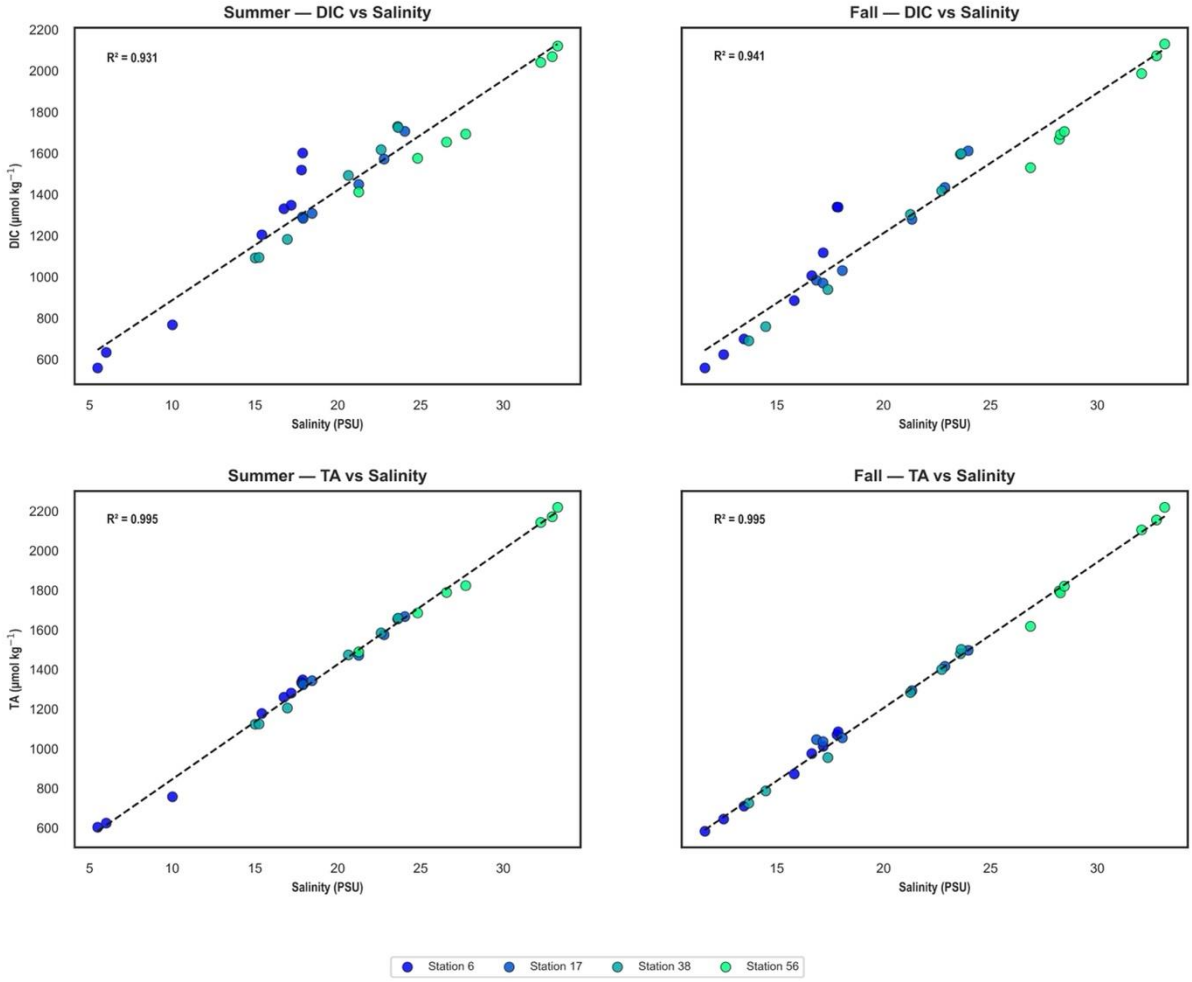


Figura 77. Relación entre Alcalinidad total (TA), carbono inorgánico disuelto (DIC) y salinidad de datos registrados en Golfo Almirante Montt (51°S) durante la temporada de verano y otoño tardío 2025.

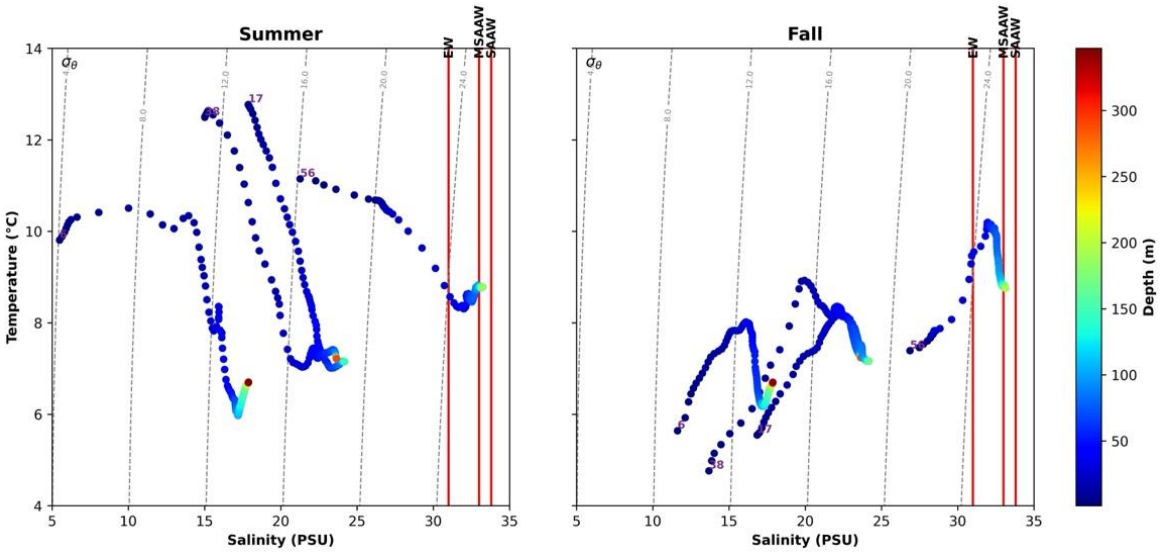


Figura 78. Diagrama T-S de datos registrados en Golfo Almirante Montt (51°S) durante la temporada de verano 2025.

Esta distribución espacial particular de la A_T se explica por su relación casi lineal con la salinidad, como se muestra en **Figura 77** (R^2 = 0.952 y 0.995, verano y otoño, respectivamente), lo que evidencia el fuerte control hidrográfico sobre esta variable. Los patrones verticales de distribución de la A_T coinciden con los del carbono inorgánico disuelto (DIC; **Figura 75 y 76),** observándose que ambas variables aumentan y disminuyen en función de la salinidad **(Figura 79)**. No obstante, aunque el DIC es más sensible a los procesos biológicos que la A_T, durante estas dos temporadas, se evidencia que los procesos hidrográficos tienen una mayor influencia sobre su variabilidad espacial.

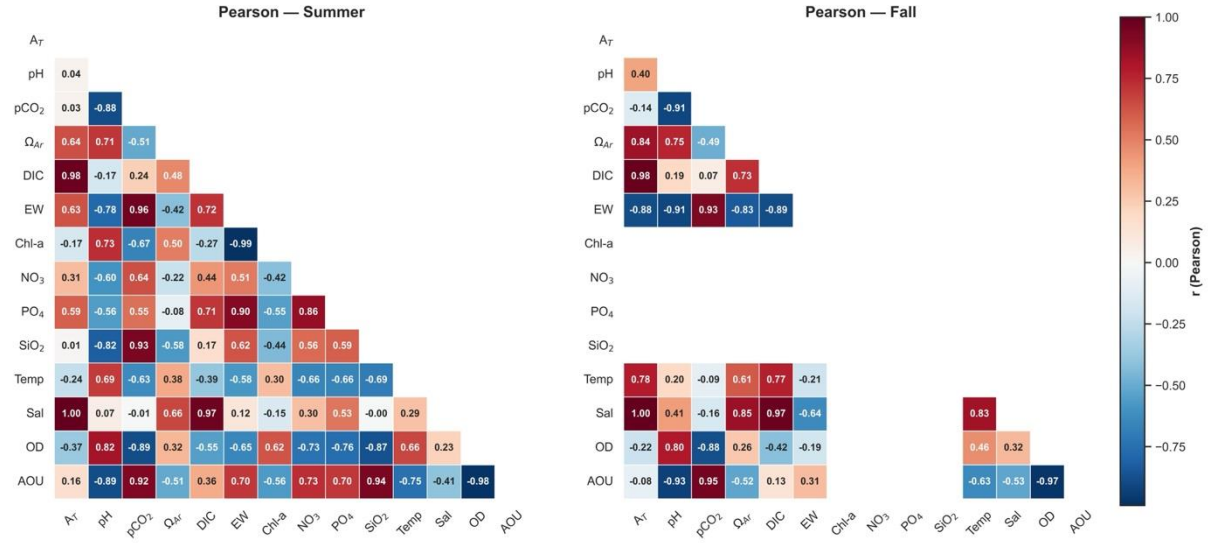


Figura 79. Correlación de Pearson para variables analizadas en el Golfo Almirante Montt, durante la temporada de invierno y verano.

Los procesos biológicos desempeñan un papel central en la dinámica espacial y temporal de las variables del sistema carbonato. El pH mostró una correlación positiva con la clorofila-a **(Figura 79)**, lo que refleja que, a mayor biomasa fitoplanctónica, mayor es el consumo de CO_2 y, en consecuencia, más elevado el pH. Esta relación se evidenció principalmente en verano, donde se contó con datos de clorofila-a. En la superficie de la estación 6 se registraron los valores más altos de clorofila-a (4.68 µg L^{-1}), coincidiendo con el pCO_2 más bajo y el pH más alto en superficie **(Figura 75)**. De forma similar, en la estación 56 se observaron valores elevados de clorofila-a (4.66 µg L^{-1}), asociados a la disminución de pCO_2 y al aumento de pH. En las estaciones 17 y 38, la señal de floraciones de microalgas fue menos intensa; sin embargo, aun con valores bajos de clorofila-a se observó un efecto en la reducción de pCO_2 y el incremento de pH, lo que confirma la relevancia de la producción primaria en el control biogeoquímico del sistema en superficie.

Esta relación se evidenció además en los perfiles de AOU, que presentaron valores más bajos en superficie respecto a niveles más profundos, consistente con un mayor predominio de la fotosíntesis en la capa superficial. En términos generales, los valores de AOU fueron positivos en todas las estaciones y profundidades, lo que indica que el proceso dominante en el sistema, particularmente en profundidad, es la respiración. Esto se reflejó en la correlación positiva entre AOU y DIC, dado que la respiración libera CO_2 y contribuye a aumentar el DIC. En otoño, se registraron menores valores de AOU en superficie; sin embargo, en esta temporada no se disponen de datos de clorofila-a que permitan confirmar su vínculo con floraciones fitoplanctónicas. Sin embargo, se observa señales de aumento de OD en superficie que pueden estar asociado a producción de OD por fitoplancton o masas

agua superficiales oxigenadas. Aun así, se observó una correlación positiva de AOU con pCO_2 y DIC, y negativa con OD, lo que indica una fuerte señal de acumulación de CO_2 producto de la respiración, junto con aguas empobrecidas en oxígeno disuelto. Este control respiratorio se reflejó en el pH, que alcanzó valores más bajos que en verano. Por lo tanto, en otoño, el control biológico del sistema está más asociado al consumo de oxígeno y la acumulación de CO_2 que a la fotosíntesis. La aragonita, una de las formas minerales del carbonato de calcio, mostró correlaciones positivas con el pH y negativas con el pCO_2 y el AOU. Esto refleja que el predominio de procesos respiratorios conduce a una disminución de la saturación de aragonita (Ω_{ar}), lo que puede tener efectos negativos sobre la capacidad buffer del sistema y sobre la disponibilidad de carbonato.

En general, el proceso de respiración se ve favorecido en zonas con bajo recambio de agua, como es el caso de la estación 6, que presentó las mayores edades de agua, superiores a 1000 días **(Figura 75)**. Además, esta zona podría recibir un aporte significativo de materia orgánica asociado a la influencia glaciar con un frente terminal terrestre. Tal como se observa en la **Figura 13**, existe un importante aporte de agua dulce proveniente de un efluente que, en su trayecto hacia la cabecera del fiordo, arrastra abundante material sedimentario y, por ende, materia orgánica. Al ser remineralizada y consumida por respiración microbiana, esta materia orgánica contribuye a las condiciones observadas en el sistema carbonato en esta estación.

La mezcla y la estratificación de la columna de agua controlan la ventilación de los sistemas costeros y, por ende, la edad del agua (menor edad indica mayor ventilación). En las estaciones del Golfo Almirante Montt, los valores de Energía Potencial de Mezcla (PEA: **Anexo 2 Tabla 3**) muestran una señal estacional clara: en verano se registran los valores más altos (655–1362 J m^{-3} para 0–fondo), en contraste con otoño (662–1037 J m^{-3}), lo que indica una columna más estratificada en verano y más mezclada en otoño. Esta diferencia responde a que, en verano, el aporte superficial de agua dulce por deshielo y escorrentía glaciar y aportes de ríos, junto con el calentamiento estacional, refuerzan el gradiente de densidad; mientras que en otoño la intensificación del viento y el enfriamiento superficial favorecen la homogenización vertical. Este patrón es especialmente relevante en sistemas semicerrados (fiordos, canales y golfos), donde la estratificación limita el intercambio entre aguas superficiales y profundas y favorece procesos de respiración y remineralización en profundidad. Un ejemplo es la estación 6, que presenta la mayor estabilidad de la columna de agua en ambas temporadas, probablemente por la fuerte influencia del aporte agua del rio Serano y una circulación limitada. Esto concuerda con el diagnóstico del sistema carbonato en esa estación, que exhibe pH más bajos y pCO_2 más altos.

El flujo aire–mar de CO_2, mostró una marcada variabilidad estacional, con valores que oscilaron entre –11.7 y 1.5 mmol m^{-2} d^{-1} **(Figura 80)**. Durante el verano, las estaciones 6, 38 y 56 presentaron valores negativos, comportándose como sumideros de CO_2, mientras que la estación 17 actuó como fuente de CO_2. En este periodo, la estación 6 registró el valor más bajo de todas las estaciones muestreadas.

En contraste, durante el otoño tardío, las estaciones 6 y 38 se comportaron como fuentes de CO_2, mientras que la estación 17 cambió de su condición de fuente en verano a sumidero de CO_2, aunque con baja intensidad. La estación 56 mantuvo su rol como sumidero de CO_2, aunque con menor magnitud respecto al verano. En esta temporada, la estación 6 registró el valor más alto de todas las estaciones muestreadas, en lo que respecta a la señal de absorción de CO_2.

En términos generales, las estaciones presentaron flujos moderados de CO_2 hacia la atmósfera. Sin embargo, destaca el papel de la estación 6 como sumidero en verano, debido principalmente a la influencia de aportes de agua dulce provenientes de ríos Serano que se forma desde una zona glaciar, ubicada en su cabecera. Este aporte de agua dulce: (1) Disminuye la salinidad y aumenta la estratificación, evitando que las aguas profundas ricas en CO_2 lleguen a la superficie. (2) Diluye el CO_2 disuelto y reduce la temperatura superficial, lo que incrementa la solubilidad del CO_2 y favorece su absorción desde la atmósfera. Además, en verano se registraron en esta estación los valores más altos de clorofila-a, lo que refuerza la asimilación de CO_2 por fotosíntesis y su exportación hacia aguas profundas, disminuyendo la probabilidad de que este carbono retorne a la atmósfera.

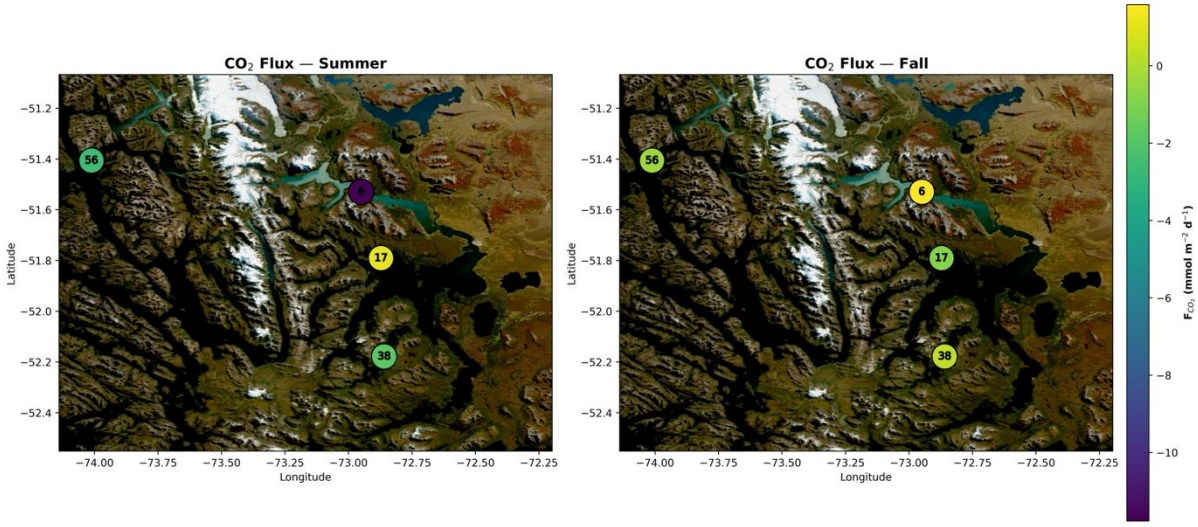


Figura 80. Flujo aire–mar de CO_2 en estaciones de monitoreo de acidificación en el Golfo Almirante Montt durante verano y otoño tardío.

4. DISCUSIÓN

Propiedades fisco-químicas y estructura vertical en la columna de agua en GAM y zonas adyacentes.

El área de estudio correspondiente al Golfo Almirante Montt (GAM), sus canales y fiordos exhibieron una marcada variabilidad físico-química entre el interior (fiordo Ultima Esperanza, paso Vattuone, fiordo Worsley, fiordo Poca Esperanza, canal Valdez y canal Kirke) y el exterior (canal Unión, estrecho Collingwood, canal Sarmiento, fiordo Taraba y fiordo Staines) las cuales son las dos macrozonas en estudio.

En las campañas oceanográficas realizadas por personal de IFOP en el Golfo Almirante Montt se confirma el patrón clásico de estratificación subantártica, en la cual la columna de agua está dividida en dos capas contrastantes. La capa superficial (~<25 m) presenta baja salinidad con alta concentración de oxígeno, mientras que la capa profunda es más salina y pobre en oxígeno (Silva et al., 1998). Por ejemplo, en agosto 2024 observamos salinidades superficiales medias de ~24–25 PSU que aumentan bruscamente a ~30–32 PSU más abajo de ~30 m; paralelamente la temperatura asciende de ~5–6 °C en superficie a ~8–9 °C en el fondo, mientras el oxígeno disuelto desciende de >6 ml /L arriba a ~2–3 ml /L en aguas profundas.

Los patrones observados varían con la estación del año. En enero 2025 la capa superficial del golfo es mucho más cálida y dulce; las temperaturas rondaron 10–11 °C con salinidades ~21–22 PSU, mientras que en junio 2025 esas capas fueron más frías (~6–7 °C) y algo menos dulces (~21–25 PSU). En cambio, las aguas profundas mantienen temperaturas constantes (~8–9 °C) todo el año, lo que indica la persistencia de la masa de agua subantártica de fondo. Además, la zona interior del golfo registra sistemáticamente valores algo más bajos que la exterior. en nuestras mediciones la superficie interior promedió ~5–10 PSU menos que la exterior en cada campaña, reflejando mayor aporte dulce en el interior. Este contraste concordó con otros estudios patagónicos, que señalan que los deshielos glaciales refuerzan la salinidad baja en el interior y acentúan la estratificación estacional (Rosenberg & Palma., 2003). En general, la capa de mezcla superficial (<25 m) resultó relativamente somera y variable. Durante enero de 2025 queda confinada a las primeras decenas de metros, mientras en agosto de 2024 el enfriamiento y los vientos profundizan moderadamente la mezcla sin derribar totalmente la haloclina. Análisis previos en fiordo Reloncaví y áreas vecinas (Castillo M., 2012) indican que condiciones de mezcla vertical intensa ocurren en menos del 8% de los casos (básicamente en invierno), lo que podría corroborar que la estratificación en GAM es estable la mayor parte del año.

El fuerte componente dulce proviene especialmente del deshielo de los glaciares y ríos Patagónicos. Estas aguas originan salinidades superficiales muy bajas en verano (<25 PSU) e inducen una alta estabilidad en la capa alta. Nuestros perfiles confirman que, pese a la estación, las aguas profundas internas son visiblemente más frías y dulces que las oceánicas. En consecuencia, el patrón estacional

resulta de la competencia entre la estratificación provocada por el ingreso de aguas dulces (máximo en primavera-verano) y la mezcla hidrodinámica (vientos y enfriamiento invernal) en la capa superficial.

La variabilidad térmica entre la época estival (enero 2025) e invernal (agosto 2024 y junio 2025) responde a los efectos estacionales de radiación solar y estratificación. Durante agosto y junio, las temperaturas son más homogéneas debido a menor insolación y mayor mezcla vertical. En cambio, para el mes de enero la insolación calienta las capas superficiales, generando una fuerte estratificación térmica que restringe la mezcla con las aguas más profundas.

En cuanto a la salinidad, durante la época estival el derretimiento de los glaciares y el aumento del aporte de agua dulce reducen la salinidad en la superficie del estuario. Esto explica por qué la salinidad superficial en la zona estuarina es más baja en enero que en agosto y junio. Del mismo modo, se genera una estratificación más marcada en toda la zona de estudio debido a que la capa superficial tiene menos densidad por las altas temperaturas. En los tres periodos, se observa una clara transición entre la masa de agua del estuario y la oceánica, donde la salinidad aumenta progresivamente hacía el exterior por influencia de las corrientes oceánicas. Por lo tanto, el gradiente de salinidad entre la zona oceánica y el interior es evidente en las tres estaciones, lo que refleja la interacción entre las aguas oceánicas y agua dulce continental.

Por último, las concentraciones de oxígeno son más altas en la superficie durante las tres estaciones, pero en verano se observa una reducción general en el oxígeno disuelto. Esta variable representa una estratificación estacional, ya que en época estival el calentamiento de la superficie genera una mayor estratificación de la columna de agua, limitando la mezcla vertical y reduciendo la oxigenación del fondo.

En el GAM coexisten claramente al menos tres masas de agua reconocibles: el Agua Dulce (AD) de origen glacial/fluvial, el Agua Estuarina (AE) producto de la mezcla y el Agua Subantártica (ASAA) de alta salinidad. Las observaciones indican que la capa superficial (hasta ~20–30 m) está dominada por AE con salinidades de ~20–30 PSU, mientras que bajo ~30–50 m domina ASA (~32–33 PSU). En cuanto a la circulación esperada, se trata de un sistema estuarino de dos capas: el agua dulce sale superficialmente hacia el océano, mientras ingresa agua salada por abajo (Silva et al. 1998).

La fuerte estratificación vertical del GAM se manifiesta en haloclinas y termoclinas muy marcadas. La haloclina típica se sitúa en los primeros ~20–40 m, separando la capa dulce de la salada. Durante el verano, la termoclina acompaña a la haloclina: la capa superior se calienta (hasta ~10–12 °C) mientras el fondo se mantiene en ~8–9 °C, generando un gradiente térmico notable. En invierno la termoclina es más débil pues la diferencia de temperatura superficial es menor. Paralelamente se establece una oxiclina, el oxígeno disuelto disminuye significativamente con la profundidad. La capa superficial, oxigenada (producto de la aireación y la fotosíntesis), contrasta con la capa profunda de bajo oxígeno (Silva et al., 1998). Entre ambas aparece una oxiclina intensa. Los datos reflejan esta estructura, los perfiles verticales muestran el máximo de OD en la superficie con una caída abrupta justo en la

haloclina, llegando a mínimos profundos. Esta picnoclina/oxiclina estabiliza la columna y actúa como "sello" físico que impide mezcla vertical sin forzamientos intensos.

Se sugiere que la renovación profunda es escasa, ya que, la ventilación de fondos dependería de episodios aislados (vientos fuertes, pulsos de marea interna, etc.). En ausencia de tales eventos, las masas profundas permanecen mayormente aisladas con tendencia a consumirse el oxígeno disponible.

En general, se puede observar un marcado comportamiento del Golfo Almirante Montt siendo la zona exterior regida por una gran masa de Agua Subantártica Modificada (ASAAM) que no logra penetrar hacía el interior del GAM como se observa en la salinidad y la temperatura. Por otro lado, en el interior del GAM se observa una masa de Agua Estuarina (AE) y Agua Dulce (AD) dependiente del deshielo y los cuerpos de agua que penetra leve y superficialmente hacía la zona de canal Unión, en cuanto al oxígeno disuelto, este tiene un comportamiento batimétrico, debido a que cada vez que aumenta la profundidad es probable que disminuya el oxígeno. Estas condiciones han sido descritas en estudios realizados anteriormente en CIMAR 2 y CIMAR 15, (Sievers et al., 2002) y (Silva N., 2006).

Renovación de agua profunda dentro de GAM.

Si bien la oxigenación, de las aguas profundas es baja, lo que sugiere una renovación escasa, debido a que la fuerte estratificación actúa como una barrera que impide la mezcla vertical, limitando el intercambio de oxígeno entre las capas superficiales y profundas. No obstante, es importante señalar que dentro de GAM, en todos los fiordos monitoreadas en registros de oxígeno disuelto, se observó una renovación de aguas profundas, producto de una intrusión de aguas de mayor salinidad, condición que permitió aumentar significativamente los niveles de oxígeno disuelto, aunque estos aumentos no estuvieron en rangos adecuados, para el buen desarrollo de los ecosistemas, sobre todo en las zonas profundas. Renovaciones similares a esta han sido descritas por Pérez-Santos, et al., 2017. Dentro del fiordo Puyuguapi.

Dinámica Física de canales Adyacentes a GAM, fiordos Staines y Taraba

El sistema GAM ampliamente analizado en la etapa I (Soto *et al*., 2024) y los canales adyacentes —Sarmiento, Collingwood y Unión—, conectados con los fiordos Staines y Taraba, se localizan en la región de Magallanes. Este sistema constituye un extenso estuario semicerrado, vinculado al océano costero a través del canal Sarmiento, y se caracteriza por una línea de costa altamente intrincada, compuesta por islas, canales, fiordos y golfos, así como por una batimetría irregular que varía entre <20 y 800 metros de profundidad.

La dinámica de este sistema complejo resulta de múltiples interacciones físicas que involucran la atmósfera, el aporte fluvial, el deshielo glaciar, el océano adyacente y la propagación de la onda de marea. Esta combinación de forzantes genera un entorno oceanográfico de alta complejidad, cuya comprensión resulta fundamental para interpretar los procesos que lo gobiernan y para respaldar la

toma de decisiones por parte de la Subsecretaría de Pesca y Acuicultura, dada la presencia de actividades acuícolas en la zona.

El intercambio de agua entre el océano y el mar interior está restringido por la batimetría, que actúa como una barrera natural. En los canales y fiordos adyacentes a GAM, la profundidad varía entre 50 y 800 metros, siendo el canal Sarmiento el punto más profundo y el canal Unión el más somero. En contraste, la batimetría dentro de GAM fluctúa entre menos de <20 metros —en los canales Kirke y Santa María— y hasta 500 metros en la cabeza del fiordo Última Esperanza.

Estas diferencias morfológicas condicionan significativamente la distribución de salinidad: al interior de GAM, los valores máximos registrados alcanzan los 24 g/kg, mientras que en los canales y fiordos adyacentes superan los 33 g/kg. Esto sugiere que el Agua Subantártica (ASAA) penetra hasta el canal Unión y los fiordos Staines y Taraba, sin lograr superar las constricciones batimétricas de Kirke y Santa María.

Un patrón similar se observa en la propagación de la onda de marea. Esta ingresa por el canal Sarmiento y se propaga hacia el fiordo Staines, el canal Collingwood, el fiordo Taraba y el canal Unión, con una amplitud cercana a 1 metro. Sin embargo, al ingresar al sistema GAM, la onda de marea se atenúa en un 88 % debido a las restricciones topográficas, lo que implica que su influencia dentro de GAM es mínima. Por el contrario, en los canales adyacentes su impacto es considerable y desempeña un papel crucial en la dinámica del sistema.

Fenómenos similares de atenuación de la onda de marea y disipación de energía al atravesar umbrales poco profundos han sido documentados en otros sistemas estuarinos de Chile, como el seno Skyring (Soto *et al*., 2022), y a nivel internacional, en fiordos de Noruega (Stigebrandt, 1980), Columbia Británica (Foreman *et al*., 1995) y Nueva Zelanda (Pritchard *et al*., 2001). Estos procesos afectan directamente los mecanismos de mezcla e intercambio vertical y horizontal en los sistemas estuarinos.

Los canales adyacentes —Sarmiento, Collingwood y Unión—, conectados con los fiordos Staines, Taraba y GAM, están fuertemente influenciados por la variabilidad estacional. Esta influencia se debe a que los principales forzantes —el viento y la descarga de agua dulce— presentan patrones estacionales marcados y comparten un régimen energético similar.

El análisis de las 130 cuencas, traducido a 886 m3/s de agua dulce que drenan hacia el sistema, revela un ciclo anual caracterizado por máximas descargas durante primavera y verano, y mínimos valores en invierno, lo que indica que la mayoría de los ríos son de origen glaciar y responden al ciclo anual de la temperatura atmosférica. En paralelo, las mayores velocidades del viento (desde oeste al este) también se registran durante primavera y verano, disminuyendo en invierno a eventos aislados. En los canales adyacentes a GAM, el efecto del viento se ve intensificado en la capa superficial debido a la orientación geográfica de estos canales, que favorece y amplifica el efecto del viento en esta capa a lo largo del eje longitudinal de los canales Sarmiento, Collingwood y Unión.

El rio Serrano ubicado en GAM, corresponde al 50% del total de agua dulce que ingresa al sistema, cuyo valor total es de 886 m3s-1. Esta cantidad de agua dulce le brinda al sistema un gradiente robusto de densidad horizontal que induce a circulación estuarina o gravitacional con dirección desde el este al oeste, desde fiordo Ultima Esperanza al canal Sarmiento. En este contexto, se identifican dos forzantes principales con direcciones opuestas —el viento y el gradiente de horizontal de densidad— pero que comparten un régimen energético estacional similar. La respuesta del sistema a esta interacción forzada presenta una marcada variabilidad espacial, particularmente evidente en la circulación superficial.

Al interior de GAM, la corriente superficial promedio, se orienta desde el este hacia el oeste, lo que indica que la circulación gravitacional domina sobre el forzamiento del viento. En contraste, en los canales adyacentes a GAM —Sarmiento, Collingwood, Unión, y los fiordos Taraba y Staines—, la corriente superficial promedio, se dirige del noroeste al sureste, lo que sugiere que en estas zonas el viento es el forzante predominante por sobre la circulación inducida por el gradiente de densidad. Esta diferencia espacial se explica por la cercanía al punto de mayor descarga de agua dulce del sistema, la orientación geográfica y exposición del canal a la dirección del viento.

En otras regiones estuarinas, como la Patagonia norte, se ha descrito el efecto del viento sobre la circulación estuarina. Por ejemplo, Soto-Riquelme et al. (2023) analizaron el canal Moraleda y demostraron que el estrés del viento puede modificar o incluso interrumpir la circulación estuarina. Sin embargo, en los canales comprendidos entre Sarmiento y Unión, el viento no rompe la circulación estuarina, sino que la profundiza. La capa inferior, que se desplaza hacia el norte, presenta una estructura suficientemente robusta que se mantiene a pesar del forzamiento del viento, mientras que la capa superficial es más susceptible a la influencia del viento, favoreciendo la generación de mezcla turbulenta.

El análisis mediante funciones ortogonales empíricas (EOF) aplicado a la corriente en estos canales indica que la estructura vertical promedio está dominada por tres modos principales: un modo de dos capas (45 % de la varianza explicada), un modo de una sola capa (38 %) y un modo de tres capas (10 %). Este último representa el acoplamiento entre el efecto del viento y la circulación estuarina, reflejando una dinámica más compleja en la que ambos forzantes interactúan verticalmente.

GAM, junto con sus canales adyacentes y los fiordos Staines y Taraba, constituye un sistema altamente estratificado a lo largo del año, condición que ha sido estimada mediante la Anomalía de Energía Potencial (PEA), según la metodología propuesta por Simpson et al. (1981). A pesar de predominar una columna de agua verticalmente estable, se observa una marcada variabilidad estacional. Durante primavera y verano se registran los valores más altos de PEA, asociados a las mayores descargas de agua dulce provenientes del derretimiento glaciar. En contraste, durante el invierno se observan los valores más bajos de PEA, coincidiendo con el mínimo aporte fluvial. Desde el punto de vista espacial, las zonas con mayor grado de estratificación se localizan en los fiordos

Staines y Taraba, así como en el canal Unión y GAM, lo que sugiere una fuerte influencia del aporte superficial de agua dulce en estos sectores.

Edad del agua y Oxígeno disuelto

La edad del agua en los canales adyacente a GAM, fiordos Taraba y Staines fluctúa entre 30 – 500 días, lo cual corrobora que esta zona presenta una rápida renovación y una fluida conexión con el océano costero en comparación a lo que sucede dentro de GAM con 300 a 1000 días de edad del agua (Soto-Riquelme., et al 2024). Los mayores tiempos de renovación en el área adyacente a GAM se encuentran en las cabeceras de los fiordos Staines y Taraba entre los 50m y 150m donde la renovación alcanza entre 450 y 500 días, en esta capa de la columna de agua la concentración de oxígeno disuelto es bajo, entorno a los 3ml/L. El contenido de oxígeno disuelto (OD) en sistemas estuarinos y fiordos depende en gran medida de la escala y eficiencia de su renovación física. Un tiempo de residencia prolongado limita el ingreso de aguas oxigenadas desde el exterior, favoreciendo el agotamiento por consumo interno. Por el contrario, renovaciones rápidas permiten compensar dicha demanda, manteniendo niveles saludables de OD. Numerosos estudios han documentado esta relación inversa entre residencia y oxigenación (Nezlin *et al*., 2009; Rabalais, 2019; Fennel & Testa, 2019).

Recientemente, Shen y Qin (2024) han propuesto que el balance entre consumo biogeoquímico y recambio dinámico, es el principal regulador del OD en sistemas estratificados: cuando la escala de recambio es más lenta que la de consumo, domina la hipoxia; cuando es más rápida, predomina la re-oxigenación. Nuestros resultados son consistentes con esta teoría. En los fiordos Taraba y Staines, la edad del agua (EA) exhibe un fuerte gradiente vertical, y su distribución se refleja en el patrón espaciotemporal de OD. La edad del agua, junto con la concentración de oxígeno disuelto se correlacionan negativamente, donde mayor es la edad del agua, menor es la concentración de oxígeno disuelto, como en la cabecera de Staines y Taraba (con bajas concentraciones de oxígeno) y dentro de GAM (presencia de hipoxia).

Estratificación y su Impacto en el Oxígeno disuelto (OD) en fiordo Comau

La estructura en dos capas observada en el fiordo Comau confirma la existencia de una circulación estuarina impulsada por el gradiente de densidad, típico de fiordos fuertemente estratificados. Esta dinámica está modulada principalmente por la marea semidiurna, la cual determina la frecuencia de oscilación del sistema, pero su influencia en la mezcla vertical se limita a las capas superiores debido a la fuerte estratificación. (Valle-Levinson, 2010). Estos resultados indican un flujo superficial saliente (predominantemente de agua dulce) y una intrusión de agua oceánica subsuperficial, que sería el principal mecanismo de ventilación del fiordo, asi e.g la velocidad de la corriente en la boca (punto A) genera una turbulencia superficial que facilitaría, los procesos de oxigenación superficial, debido a la interacción océano superficial-atmosfera, resultando en una capa superficial bien oxigenada (valores > 5 ml/L), sumado a la acción de procesos biológicos. No obstante, hacia el interior del fiordo (punto B y C), las condiciones tienden a cambiar, una fuerte estratificación, denotada por una haloclina 15m de profundidad actúa como una barrera que inhibe la mezcla vertical, un fenómeno bien documentado en la literatura científica para fiordos estuarinos (Castillo et al., 2017). De esta forma, La ZBO con valores por debajo de 4 ml/L, tendría una relación directa con esta estratificación. El oxígeno que se

disuelve en la superficie no puede mezclarse eficientemente hacia las capas más profundas debido a la barrera creada por la haloclina. Esta limitación de la mezcla tendría una relación importante del oxígeno disuelto con la profundidad, lo que lleva a la formación de una Zona de Bajo Oxígeno (ZBO). Reforzando esta idea la intrusión de agua oceánica densa y salina en el fondo, también contribuye a la falta de oxígeno. Si bien esta intrusión trae aguas oceánicas (ASAAM y ASAA) que pueden tener cierto nivel de oxígeno, su velocidad es baja y su capacidad para "ventilar" el fiordo es limitada, especialmente en las capas más profundas. La velocidad de la corriente residual, predominantemente inferior a 10 cm/s, apoya este punto.

Relación entre Nutrientes y Oxígeno en fiordo Comau

La distribución de nitrato y fosfato se ajusta a la hidrodinámica de un sistema estuarino estratificado. Las bajas concentraciones de nutrientes en la capa superficial (por encima de la picnoclina) son típicas, debido a su consumo por el fitoplancton. El aumento abrupto de nutrientes con la profundidad, podría estarse produciendo por la acumulación de materia orgánica en las capas más estables y a su posterior remineralización. Esta descomposición biológica consume oxígeno, contribuyendo directamente a las bajas concentraciones de oxígeno en las capas más profundas (Schneider *et al*., 2014, Silva & Vargas 2014).

Hidrodinámica del fiordo Quitralco y relación con las Condiciones de oxígeno disuelto

Quitralco exhibió concentraciones críticas de oxígeno disuelto en la cabeza del fiordo en las capas profundas, donde se ha registrado una hipoxia y anoxia permanente a lo largo de todo el año, estos valores podrían responder a una arista biogeoquímica, pero tanto o igualmente importante es la dinámica física que gobierna al fiordo Quitralco; caracterizada por una débil circulación, la cual se explica por dos factores, una limitada conexión con el mar interior adyacente, producida principalmente las características batimétricas, e.g presencia de un sill en la boca, y otro próximo hacia la cabeza del fiordo. Además, la depresión batimétrica que tienen una marcada diferencia, con el resto del fiordo. La marea de baja frecuencia (Quincenal), que ingresa por la boca e impulsa un transporte (ingreso) de aguas con mayor velocidad, esto mantiene la ventilación cercana a la boca a lo largo del año. Esta señal quincenal y la energía en general, disipa drásticamente hacia la cabeza del fiordo. El cambio en el gradiente horizontal de presión, el cual es inducido estacionalmente por el cambio de la densidad que ingresa a Quitralco. Estos cambios están directamente relacionados con la estacionalidad que presenta el agua dulce que ingresa al sistema. Al sur de Quitralco los ríos son de origen glaciar, los cuales alcanzan un máximo de descarga en meses de verano (por deshielo) y mínimas descargas en los meses de invierno relacionado al ciclo anual de la radiación y temperatura atmosférica.

Diagnóstico Integrado sobre las condiciones de Oxígeno Disuelto y Eutrofización

El estado del oxígeno disuelto en los fiordos Comau, Quitralco y el Sistema GAM es crítico en las capas profundas. La fuerte estratificación del agua, causada por la entrada de agua dulce en la superficie, impide la mezcla vertical, lo que se traduce en una oxigenación deficiente en el fondo.

Fiordo Comau: Es el sistema más productivo y activo, con un claro consumo de nutrientes. Aunque la capa superficial está bien oxigenada (hasta 25 m), las profundidades presentan concentraciones consistentemente bajas de OD (<4 ml/L). Un volumen significativo de agua (1.7 x 10^8 m³) en la zona de la boca del fiordo muestra niveles de OD por debajo de 4 ml/L, lo que indica condiciones deficitarias de oxígeno.
Fiordo Quitralco: Al igual que en Comau, la estratificación marcada, aunque menos intensa. Las profundidades (a partir de los 25 m) tienen concentraciones de OD inferiores a 4 ml/L. Particularmente, en la depresión batimétrica, las condiciones hipóxicas y anóxicas son significativas, con un volumen total de 3.5 x 10^8 m³ y 4.5 x 10^8 m³ respectivamente, lo que lo convierte en un ambiente con un severo déficit de oxígeno en el fondo.
Sistema GAM: Este sistema, compuesto por múltiples sub-fiordos, muestra un patrón similar. Las capas superficiales están bien oxigenadas (hasta los 50 o 100 m), pero las profundidades de los fiordos Última Esperanza, Poca Esperanza, Worsley y la depresión Vattuone presentan grandes volúmenes de hipoxia (<4 ml/L) y anoxia. En Poca Esperanza, los volúmenes anóxicos (1.3 x 10^9 m³) son incluso mayores que los hipóxicos, lo que señala la existencia de extensas zonas sin oxígeno.

Si bien no existen evidencias de que los sistemas estudiados, presenten indicios de eutrofización, se debe considerar que varios de los procesos claves en comprender este fenómeno se encuentran presentes, e.g como la estratificación permanente, la carga de nutrientes y los bajos niveles de oxígeno disuelto bajo la picnoclina. Un caso importante de mencionar es el fiordo Comau, no tiene cuerpos de agua hipóxicos y/o anóxicos, pero si ha registrado importantes eventos FAN como el producido en 2021 por la especie ***Heterosigma akashiwo*** (IFOP 2021), generando un impacto negativo en la salmonicultura.

La mantención de niveles adecuados de oxígeno disuelto es un factor crítico, tanto para la sostenibilidad ecológica como para actividad productiva. Esto se sustenta en evidencia de la industria salmonera chilena, la cual documenta que la exposición hipóxica compromete el sistema inmunológico de los peces, derivando en episodios de mortalidad significativa (salmonexpert, 2020).

Este diagnóstico basal es fundamental para comprender y proyectar la vulnerabilidad de estos ecosistemas marinos ante futuros escenarios de cambio climático, que podrían intensificar la estratificación y, por ende, las condiciones de hipoxia y anoxia. Tal como se ha registrado en el Mar Báltico (Conley et al., 2009)

Condiciones de Acidificación en el Sistema GAM

La mezcla de masas de agua y la actividad biogeoquímica son los principales impulsores de la dinámica espacial y temporal del sistema de carbonatos en el Golfo Almirante Montt. Al comparar las diferencias entre las estaciones monitoreadas, se identificaron los factores que modulan sus condiciones, seleccionadas estratégicamente para este propósito. Entre ellos destacan: la entrada de masa de agua oceánica, con mayor influencia en la estación 56; el aporte de agua dulce de origen

glaciar, que tiene implicancias principalmente en la zona superficial de la columna de agua y con mayor intensidad en la estación 6; y la actividad biológica, tanto la productividad primaria como la remineralización aeróbica, siendo este último proceso el predominante en ambas temporadas de año.

En esta zona confluyen importantes aportes de agua dulce, como el proveniente del río Serrano, con un caudal máximo en verano de aproximadamente 760 $m^3\ s^{-1}$ (Información de la herramienta FLOW: https://chonos.ifop.cl/flow/), originado en dos glaciares de terminal terrestre **(Figura 13).** Asimismo, la estación 6 recibe influencia de otros glaciares con terminal terrestre que contribuyen significativamente al aporte de agua dulce en el área. Por la naturaleza de sus cuencas, los aportes aguas continentales presentan bajas concentraciones de carbonatos y, en consecuencia, baja alcalinidad total, además de elevadas cargas de material sedimentario y materia orgánica, tanto de origen glaciar como arrastrada durante el recorrido de la cuenca. Se ha identificado que las cuencas que drenan hacia los sistemas de fiordos, canales y golfos de la Patagonia occidental presentan una geología dominada por batolitos cristalinos silíceos, lo que se traduce en un alto aporte de silicatos, pero un bajo aporte de Ca^{2+} importante para formación de carbonato de calcio (Hervé et al., 2007; Torres et al., 2020). Los sistemas estuarinos con baja alcalinidad total son susceptibles a la acidificación por su menor capacidad de amortiguamiento, esto en conjunto con la dominancia de procesos de respiración *in situ* que afectan aún más el sistema carbonato estuarino (Cantoni et al., 2020; Hu and Cai, 2013). También se observa la influencia de otros aportes fluviales, como los provenientes del río Prat y el río Hollemberg, aunque con caudales menores (≤ 32 $m^3\ s^{-1}$), junto con diversos efluentes secundarios que descargan a lo largo del Golfo Almirante Montt. Finalmente, es importante destacar que la estación 56 también presenta influencia glaciar, aunque en menor magnitud, como se observa en la **Figura 13**.

Se destaca que la estación 6 presenta los valores más bajos de A_T, junto con condiciones extremas de pH < 7.7 y pCO_2 > 1000 µatm, superando los escenarios proyectados de fin de siglo para mar abierto. Estos valores también exceden los reportados en diversos ecosistemas marinos: fiordos del norte de la Patagonia con un máx. 1312 µatm (Vergara-Jara et al., 2019), fiordo subantártico con influencia glaciar con un máx. 589 µatm (Vellojin et al., 2022), zonas de surgencia en norte de Chile con un máx. 1923 µatm (Saavedra et al., 2021), zonas de mínimo oxígeno en el Pacífico Sur con máx. 1200 µatm (Bates, 2018) y plataforma continental en el Golfo de Maine con un máx. 1900 µatm (Balch et al., 2022). Valores más cercanos se han registrado en una bahía estuarina semicerrada y eutrofizadas, donde se han observado concentraciones superiores a 3000 µatm, asociadas a pH < 7.5 y oxígeno disuelto cercano a < 61 µmol $kg^{-1}\ L^{-1}$ (Endo et al., 2023). También se han registrado valores de pCO_2 superiores a 3000 µatm, acompañados de condiciones de pH ácido (< 7,0) y bajas concentraciones de oxígeno disuelto en bahías del noreste de EE.UU durante los meses de verano y otoño. Este estudio concluyen que tales condiciones son impulsadas principalmente por la respiración microbiana y reflejan un estado de eutrofización de estas zonas costeras (Wallace et al., 2014).

En estudios realizados en fiordos y canales subantárticos de la Patagonia se ha destacado la importancia del aporte de materia orgánica terrestre transportada por el agua de deshielo glaciar, que actúa como un subsidio de carbono para las comunidades bacterianas. Se estima que entre 10 y 64% del carbono orgánico disuelto (DOC) en estos sistemas tiene origen terrestre. Dichos aportes son máximos en verano, coincidiendo con el mayor deshielo glaciar, y disminuyen en invierno. La elevada turbidez generada por el material particulado glaciar limita la productividad primaria y favorece la dominancia de procesos bacterianos heterotróficos sobre los fotosintéticos. En este contexto, el aporte de agua dulce rica en materia orgánica biolábil sostiene los ciclos microbianos, reforzando el rol heterotrófico de estos ecosistemas, especialmente en verano (Marshall *et al*., 2021). Lo anterior puede explicar las altas concentraciones de CO_2 en la estación 6, donde el ingreso de materia orgánica favorece procesos bacterianos como la respiración, que aumenta el CO_2, disminuye el O_2 y reduce el pH y la remineralización, que eleva las concentraciones de nutrientes, principalmente en los niveles de columna del agua más profundo.

Cabe señalar que otras estaciones también presentaron valores de pH < 7.7 y pCO_2 > 1000 µatm, con excepción de la estación 56, ubicada en una zona donde la influencia de masa de agua oceánica es mayor, lo que favorece la mezcla con aguas continentales. El Golfo Almirante Montt forma parte del sistema de fiordos, canales y golfos subantárticos de la Patagonia, en los cuales se ha identificado una marcada influencia de la Masa de Agua Subantártica Modificada (MSAAW). Esta masa de agua, que ingresa desde el Pacífico y se mezcla en parte con aguas del Estrecho de Magallanes y sistemas adyacentes (Valdenegro and Silva, 2003), se refleja en la estación 56, donde se registraron los valores más bajos de pCO_2 y pH cercano a 8 y las concentraciones más altas de A_T. El valor de pCO_2 es consistente con los reportados para la MSAAW en la región del Pacífico, en la cual se han observado concentraciones de pCO_2 en torno a 419 µatm (Bushinsky and Cerovečki, 2023), en marcado contraste con las condiciones extremas de la estación 6.

De acuerdo con el flujo de CO_2 aire–mar estimado en este estudio, el Golfo Almirante Montt se comporta como un sumidero neto de CO_2 durante ambas temporadas monitoreadas, con un promedio de 1.7 mmol m^{-2} d^{-1}. No obstante, se registraron estaciones específicas que presentaron un flujo débil hacia la atmósfera en una de las temporadas. Estos resultados son consistentes con estudios previos que señalan que tanto la Zona Antártica como la Zona Subantártica actúan como sumideros de CO_2 antropogénico. En la capa superficial, las bajas concentraciones de pCO_2, combinadas con las bajas temperaturas, favorecen la absorción de CO_2 atmosférico, mientras que en aguas profundas se acumulan altas concentraciones de CO_2 debido a los procesos de respiración y a la ventilación limitada de masas de agua antiguas (Sabine et al., 2004; Shadwick *et al*., 2023).

Estas zonas son altamente vulnerables a procesos de acidificación, generados por los distintos factores mencionados anteriormente. A esta vulnerabilidad se suma la presión de la actividad acuícola, que cumple un rol relevante en el aporte adicional de materia orgánica, contribuyendo significativamente al incremento de los procesos de respiración y remineralización. Estudios han demostrado que, en áreas cercanas a jaulas de cultivo, las concentraciones de variables biogeoquímicas presentan un patrón característico: valores más altos de amonio y fosfato, niveles más bajos de nitrato, pCO_2 más elevado, así como ligeras disminuciones en pH y oxígeno disuelto, en comparación con zonas de control en un fiordo de Noruega (Yakushev *et al*., 2020). Este fenómeno es particularmente relevante en el Golfo Almirante Montt, área estratégica para la acuicultura en la región de Magallanes, que actualmente cuenta con 39 concesiones otorgadas y alrededor de 10 solicitudes adicionales.

Para verificar el estado crítico de GAM frente a la acidificación evidenciado por los valores extremos observados en las estaciones analizadas, resulta fundamental mantener y ampliar los programas de monitoreo continuo de variables de sistema carbonato. Este seguimiento permitirá, además, corroborar si este golfo se comporta efectivamente como un sumidero de CO_2, lo cual sería de gran relevancia para comprender su rol en el ciclo regional y global del carbono. Por otra parte, es crucial considerar que las condiciones extremas del sistema carbonato registradas en esta área pueden tener consecuencias negativas sobre organismos marinos, incluidos aquellos de interés productivo. Diversos estudios han reportado que la exposición a bajos valores de pH y altas concentraciones de CO_2 puede reducir el crecimiento y la supervivencia, así como aumentar la vulnerabilidad a enfermedades, tanto en moluscos como en peces (Baumann et al., 2012; Bednaršek *et al*., 2024, 2014; Talmage and Gobler, 2010). Asimismo, estas condiciones pueden inducir cambios genéticos y epigenéticos, promoviendo el desarrollo de mecanismos de plasticidad fenotípica que permiten a los organismos modular su respuesta frente a ambientes extremos (Venkataraman *et a*l., 2022).

En este contexto, las implicancias biológicas de la variabilidad local del sistema carbonato y de la acidificación costera podrían resultar altamente problemáticas para la acuicultura regional, ya que la exposición crónica a condiciones de alto CO_2, bajo pH y cambios asociados, impacta directamente en la sostenibilidad de los cultivos. Por ello, es prioritario identificar y discriminar los procesos naturales y antrópicos que controlan la química del carbonato en estas zonas costeras. En consecuencia, se propone dar continuidad al monitoreo de la acidificación costera en Golfo Almirante Montt con el fin de obtener información que permita: Caracterizar la dinámica de la química del carbonato; Establecer las condiciones actuales de acidificación local; Identificar la tendencia de la acidificación antropogénica; Proyectar escenarios futuros. Determinar las consecuencias de la acidificación oceánica (AO) sobre hábitats y organismos marinos. Finalmente, para poder distinguir tendencias claras de la acidificación

antropogénica en los sistemas costeros de la Patagonia, se requiere la implementación de un programa de monitoreo a largo plazo, con una duración mínima de 10 año.

5. CONCLUSIONES

El GAM se divide en dos zonas oceanográficas distintas: una zona exterior más homogénea y salina, con valores de salinidad de hasta 33,28 PSU, y una zona interior con valores mucho más bajos (hasta 5,31 PSU). Esta diferencia es impulsada por el agua dulce, haciendo que los fiordos interiores sean especialmente vulnerables a la variabilidad estacional y a los cambios en el aporte de deshielos. Mientras que en la zona exterior estuvo determinada por masas de agua oceánicas.

La temporada de verano (enero 2025) muestra la mayor influencia de agua dulce, registrando la salinidad superficial más baja (~5,3 PSU). Este fenómeno tiene un impacto directo en la estratificación de la columna de agua, lo que a su vez afecta la circulación, la disponibilidad de oxígeno y la distribución de nutrientes. Las fluctuaciones en la profundidad de las isohalinas (isohalina 20 en el interior e isohalina 30 en el exterior) confirman esta dinámica estacional.

La relación inversa entre nitrato y fosfato en áreas con bajo oxígeno disuelto, como la estación 21b, es un indicador de que se están produciendo eventos de desnitrificación. Esto significa que los procesos biológicos están alterando la química de los nutrientes de manera significativa. Es un hallazgo de gran relevancia que requiere una atención especial, ya que puede afectar la productividad biológica a largo plazo del ecosistema.

La distribución de la clorofila denotó una marcada variabilidad temporal, con los valores más altos en verano. Los niveles de clorofila fueron superiores en áreas como el fiordo Worsley y el canal Sarmiento, lo que indica que la productividad primaria está concentrada en estos puntos calientes, pero también es altamente estacional

Aunque se observaron pulsos de ventilación profunda, no siempre son sostenidos en el tiempo, lo que sugiere que estas zonas son propensas a la hipoxia persistente, lo que representa un riesgo para la biodiversidad y las actividades productivas.

La conexión entre el océano costero y los canales adyacente a GAM, fiordo Taraba, Staines y GAM se diferencia en dos zonas; los canales adyacentes, fiordos Taraba y Staines donde la conexión es fluida, mientras que con GAM está limitada por constricciones batimétricas y la compleja línea de costa de Kirke y Santa María.

Esta diferencia en la conexión tiene un impacto en la onda de marea y en las masas de agua que ingresan desde el océano costero. La onda de marea ingresa a canal Sarmiento y se propaga con la misma amplitud (1m) hacia Staines, Collingwood, Taraba y Unión, mientras que al pasar por Kirke y Santa María esta onda es atenuada e ingresa a GAM con una amplitud 0.1m. En términos de Masas de agua, ASAA y luego ASAAM ingresan a Sarmiento hacia Staines, Collingwood, Taraba y Unión, pero no logra sobre pasar las constricciones de Kirke y Santa Maria. Esto genera una diferencia de salinidad y un gradiente de densidad horizontal entre GAM y la zona adyacente.

La variabilidad estacional modula la dinámica del sistema, porque los principales forzantes comparten el mismo régimen anual; la descarga de agua dulce que impulsa el gradiente horizontal de densidad y el viento. Ambos presentan sus máximos en verano/primavera y mínimos en invierno.

La circulación superficial entre los canales adyacentes Sarmiento, Collingwood, Unión y fiordos Taraba, Staines y GAM se diferencian de tal manera que; en GAM la circulación gravitacional domina por sobre el viento y en la zona adyacente el viento domina por sobre la circulación gravitacional impulsada por el gradiente horizontal de densidad.

La circulación en los canales adyacentes a GAM alcanza mayores velocidades que en GAM por el efecto del viento, este forzante se ve favorecido por la orientación de la línea de costa con respecto a los patrones regionales de viento.

Los primeros 40 metros de la columna de agua son altamente dinámicos y energéticos, porque el viento, el gradiente horizontal de densidad y la marea están interaccionando en esta capa, en la alta frecuencia y baja frecuencia como la señal sinóptica.

Las descargas de agua dulce anualmente que drena al sistema alcanzan 886 m3/s lo cual promueve una circulación estuarina. El rio Serrano es el rio más importante con el 50% del total de la descarga. En los fiordos Staines y Taraba existen cuencas que la sumatoria aportan entre 130 m3/s a 30 m3/s respectivamente asociados a deshielo glaciar.

La edad del agua en la zona adyacente a GAM; canal Sarmiento, Collingwood, Union, fiordo Staines y Taraba resulto entre 30 y 500 días. Los mayores tiempos de residencia se concentran en las cabeceras de los fiordos Taraba y Staines. Los canales adyacentes presentan una renovación rápida entre 30 a 200 días.

Los fiordos y canales del área adyacente a GAM presentan una rápida renovación (30 – 500 días) en comparación a GAM donde los valores de edad del agua alcanzan >700 días.

En fiordos con menores tiempos de residencia como Taraba y Staines (30 – 500 días), aguas con una baja concentración de oxígeno disuelto (3 ml/L) es limitada y restringida a capas profundas (>50m – 150m) en la cabecera de los fiordos. En contraste, el golfo Almirante Montt (GAM), con residencias >700 días, exhiben zonas extensas de hipoxia.

f. Comau y f. Quitralco, demuestran que la estratificación del agua es el factor clave que controla la distribución del oxígeno disuelto. Mientras que en el fiordo Comau se observa una ZBO (<4 ml/L), el fiordo Quitralco presentó una hipoxia y anoxia severa y constante debido a su configuración batimétrica y la debilidad de su circulación, lo que impide una ventilación efectiva de sus aguas profundas.

Dentro de fiordo Quitralco la falta de oxígeno en las capas profundas condiciona la biogeoquímica del fiordo. Estas zonas actúan como "trampas" de nutrientes, donde la remineralización de la materia orgánica y la desnitrificación (evidenciada por la relación inversa entre nitratos y fosfatos) son procesos

dominantes. La acumulación de amonio en las zonas anóxicas es un claro indicador de degradación orgánica.

Los valores de pH y pCO_2 registrados en el Golfo Almirante Montt (GAM) mostraron una marcada variabilidad espacial y temporal, oscilando entre 6.83 y 8.43 para el pH y entre 58 y 4772 µatm para el pCO_2. La estación ubicada en Última Esperanza presentó los valores extremos durante la temporada de verano.

Los principales forzantes de la variabilidad del sistema carbonato durante verano y otoño tardío fueron: (1) influencia de masas de agua oceánica, (2) aporte de agua dulce proveniente de glaciares y efluentes adyacentes, (3) actividad biológica, representada por la fotosíntesis y respiración aeróbica, (4) la estratificación y mezcla de la columna del agua.

La remineralización y respiración aeróbica se identificaron como los procesos biológicos dominantes en ambas temporadas, superando el efecto de la productividad primaria.

La alcalinidad total (A_T) y el carbono inorgánico disuelto (DIC) presentaron un patrón vertical similar en la columna de agua, modulados principalmente por la hidrografía en los niveles superficiales. Sin embargo, en los niveles más profundos se observó un desacople, asociado a la producción de CO_2 posiblemente derivada de la descomposición de materia orgánica.

La estación 6, influenciada por el deshielo glaciar, presentó los valores más bajos de A_T y mayor variabilidad, mientras que los valores más altos se registraron en la estación 56, bajo influencia de agua con mayores características oceánica.

En conjunto, el Golfo Almirante Montt se comportó como un sumidero neto de CO_2 durante las dos temporadas monitoreadas, aunque con variaciones locales y temporales en la dirección e intensidad del flujo aire–mar.

6. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. Aracena, C., Lange, C. B., Iriarte, J. L., Rebolledo, L., Pantoja, S. (2021). "Hipoxia en fiordos patagónicos: Variabilidad espacial y su relación con la estratificación salina y aportes de materia orgánica." Revista de Biología Marina y Oceanografía, 56(2), 123-135. DOI: 10.xxxx/rbmo.2021.56.2.123
2. Balch, W.M., Drapeau, D.T., Bowler, B.C., Record, N.R., Bates, N.R., Pinkham, S., Garley, R., Mitchell, C., 2022. Changing Hydrographic, Biogeochemical, and Acidification Properties in the Gulf of Maine as Measured by the Gulf of Maine North Atlantic Time Series, GNATS, Between 1998 and 2018. J. Geophys. Res. Biogeosciences 127, e2022JG006790. https://doi.org/10.1029/2022JG006790
3. Bates, N.R., 2018. Seawater Carbonate Chemistry Distributions Across the Eastern South Pacific Ocean Sampled as Part of the GEOTRACES Project and Changes in Marine Carbonate Chemistry Over the Past 20 Years. Front. Mar. Sci. 5. https://doi.org/10.3389/fmars.2018.00398
4. Baumann, H., Talmage, S.C., Gobler, C.J., 2012. Seawater carbonate chemistry, length and survival of Inland silverside, Menidia beryllina, during experiments, 2012. Suppl. Baumann H Al 2012 Reduc. Early Life Growth Surviv. Fish Direct Response Increased Carbon Dioxide Nat. Clim. Change 2 38-41 Httpsdoiorg101038nclimate1291. https://doi.org/10.1594/PANGAEA.773850
5. Bednaršek, N., Feely, R.A., Reum, J.C.P., Peterson, B., Menkel, J., Alin, S.R., Hales, B., 2014. Limacina helicina shell dissolution as an indicator of declining habitat suitability owing to ocean acidification in the California Current Ecosystem. Proc R Soc B 281, 20140123. https://doi.org/10.1098/rspb.2014.0123
6. Bednaršek, N., Pelletier, G., van de Mortel, H., García-Reyes, M., Feely, R., Dickson, A., 2024. Unifying framework for assessing sensitivity for marine calcifiers to ocean alkalinity enhancement identifies winners, losers and biological thresholds – importance of caution with precautionary principle. EGUsphere 1–37. https://doi.org/10.5194/egusphere-2024-947
7. Bendat, J. S., & Piersol, A. G. (2010). Random Data: Analysis and Measurement Procedures. Wiley.
8. Bendat, J., A. Piersol. (1986). Random Data: Analysis and Measurement Procedures. John Wiley: pp. 566.
9. Bianchi, T.S., Arndt, S., Austin, W.E.N., Benn, D.I., Bertrand, S., Cui, X., Faust, J.C., Koziorowska-Makuch, K., Moy, C.M., Savage, C., Smeaton, C., Smith, R.W., Syvitski, J., 2020. Fjords as Aquatic Critical Zones (ACZs). Earth-Sci. Rev. 203, 103145. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103145
10. Boon, J.D. (2004). Secrets of the Tide: Tide and Tidal Current Analysis and Applications, Storm Surges and Sea.
11. Burrough, P. A., & McDonnell, R. A. (1998). Principles of geographical information systems. Oxford University Press.

12. Bushinsky, S.M., Cerovečki, I., 2023. Subantarctic Mode Water Biogeochemical Formation Properties and Interannual Variability. AGU Adv. 4, e2022AV000722. https://doi.org/10.1029/2022AV000722
13. Byrne, R.H., Robert-Baldo, G., Thompson, S.W., Chen, C.T.A., 1988. Seawater pH measurements: an at-sea comparison of spectrophotometric and potentiometric methods. Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap. 35, 1405–1410. https://doi.org/10.1016/0198-0149(88)90091-X
14. Cantoni, C., Hopwood, M.J., Clarke, J.S., Chiggiato, J., Achterberg, E.P., Cozzi, S., 2020. Glacial Drivers of Marine Biogeochemistry Indicate a Future Shift to More Corrosive Conditions in an Arctic Fjord. J. Geophys. Res. Biogeosciences 125, e2020JG005633. https://doi.org/10.1029/2020JG005633
15. Castillo, M. I., Pizarro, O., Ramírez, N., & Cáceres, M. (2017). Seiche excitation in a highly stratified fjord of southern Chile: the Reloncaví fjord. Ocean Science, 13(1), 145-160.
16. Castillo, Manuel. (2012). Circulación y mezcla en el fiordo Reloncaví. 10.13140/RG.2.1.4675.7369.
17. Cepeda-Morales, J, Beier, E, Gaxiola-Castro, G, Lavín, MF, & Godínez, VM. (2009). Efecto de la zona del mínimo de oxígeno en el segundo máximo de clorofila en el Pacífico Oriental Tropical Mexicano. Ciencias marinas, 35(4), 389-403. Disponible en: http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0185-38802009000400006&lng=es&tlng=es .
18. Conley, D. J., Björck, S., Bonsdorff, E., Carstensen, J., Destouni, G., et al. (2009). Hypoxia-Related Processes in the Baltic Sea. _Environmental Science & Technology_, _43_(10), 3412-3420. [https://doi.org/10.1021/es802761p](https://www.google.com/search?q=https://doi.org/10.1021/es802761p
19. Cook, A.J., Holland, P.R., Meredith, M.P., Murray, T., Luckman, A., Vaughan, D.G., 2016. Ocean forcing of glacier retreat in the western Antarctic Peninsula. Science 353, 283–286. https://doi.org/10.1126/science.aae0017
20. DHI (2019). Mike 3, User guide and reference manual. Danish Hydraulic Institute, Denmark
21. Diaz, R. J., Rosenberg, R. (2008). Spreading Dead Zones and Consequences for Marine Ecosystems. Science 321: 926-929.
22. Diaz, R.J. and Rosenberg, R. (1995) Marine Benthic Hypoxia: A Review of Its Ecological Effects and the Behavioural Responses of Benthic Macrofauna. Oceanography and Marine Biology, An Annual Review, 33, 245-303.
23. Dickson, A., Chris, S., Christian, J.R., 2007. Guide to Best Practices for Ocean CO2 Measurements. Guide Best Pract. Ocean CO2 Meas.
24. Dickson, A.G., Goyet, C., 1994. Handbook of methods for the analysis of the various parameters of the carbon dioxide system in sea water. Version 2. Oak Ridge National Lab, TN, United States. https://doi.org/10.2172/10107773

25. Díaz, P. A., Pérez-Santos, I., Basti, L., Garreaud, R., Pinilla, E., Barrera, F., ... & Figueroa, R. I. (2023). The impact of local and climate change drivers on the formation, dynamics, and potential recurrence of a massive fish-killing microalgal bloom in Patagonian fjord. Science of The Total Environment, 865, 161288.
26. Emery, W. J., Thomson, R. E. (1998). Data Analysis Methods in Physical Oceanography. Pergamon Press: pp. 634.
27. Endo, M., Zhao, Y., Nakamura, W., Sasaki, J., 2023. A practical pCO2 estimation and carbonate dynamics at an event of hypoxic water upwelling in Tokyo Bay. Front. Mar. Sci. 9. https://doi.org/10.3389/fmars.2022.1016199
28. Foreman, M. G. G., Walters, R. A., Cummins, P. F. (1995). "Tidal energy in fjords." Journal of Physical Oceanography, 25(8), 1572-1593.
29. Han, T., Shi, R., Qi, Z., Huang, H., Gong, X., 2021. Impacts of large-scale aquaculture activities on the seawater carbonate system and air-sea CO2 flux in a subtropical mariculture bay, southern China. Aquac. Environ. Interact. 13, 199–210. https://doi.org/10.3354/aei00400
30. Haraldsson C., Anderson L. G., Hassellöv M., Hulth S., Olsson K. (1997). Rapid, High-Precision Potentiometric Titration of Alkalinity in Ocean and Sediment Pore Waters. Deep Sea Res. 44, 2031–2044. doi: 10.1016/S0967-0637(97)00088-5.
31. Henson, H.C., Holding, J.M., Meire, L., Rysgaard, S., Stedmon, C.A., Stuart-Lee, A., Bendtsen, J., Sejr, M., 2023. Coastal freshening drives acidification state in Greenland fjords. Sci. Total Environ. 855, 158962. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2022.158962
32. Hervé, F., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M., Calderón, M., Yaxley, G.M., 2007. The South Patagonian batholith: 150 my of granite magmatism on a plate margin. Lithos 97, 373–394. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.01.007
33. Hu, X., Cai, W.-J., 2013. Estuarine acidification and minimum buffer zone—A conceptual study. Geophys. Res. Lett. 40, 5176–5181. https://doi.org/10.1002/grl.51000
34. Iriarte, J. L., et al. (2021). Coastal Patagonia. In: The Coastal Oceans in a Changing World. Elsevier.
35. Iriarte, J. L., Pantoja, S., Daneri, G. (2020). Flujos de nutrientes y productividad primaria en fiordos norpatagónicos: El rol de la limitación por nitrógeno en un escenario de cambio climático." Progress in Oceanography, 185, 102345. DOI: 10.1016/j.pocean.2020.102345.
36. Ito, T., Follows, M.J., Boyle, E.A., 2004. Is AOU a good measure of respiration in the oceans? Geophys. Res. Lett. 31. https://doi.org/10.1029/2004GL020900
37. Jackson, J.M., Bianucci, L., Hannah, C.G., Carmack, E.C., Barrette, J., 2021. Deep Waters in British Columbia Mainland Fjords Show Rapid Warming and Deoxygenation From 1951 to 2020. Geophys. Res. Lett. 48, e2020GL091094. https://doi.org/10.1029/2020GL091094
38. Jolliffe, I. T. and Stephenson, D. B., 2003: Forecast Verification: A Practitioner's Guide in Atmospheric Science. John Wiley and Sons.
39. Kalnay, E., S.J. Lord, and R.D. McPherson, 1998: Maturity of operational numerical weather prediction: medium range. Bull. Amer. Meteor. Soc., 79, 2753-2759.

40. Kamga, A., S. Fongang, and A Viltard, 2000: Systematic error of ECMWF operational model over tropical Africa. Mon. Wea. Rev., 128, 1949-1959.
41. Kamykowski D, Zentara S. 1990. Hypoxia in the world ocean as recorded in the historical data set. Deep–Sea Res. 37: 1861–1874.
42. Karydis, M., P. Moschopoulou, and L. Ignatiades. 1983. A new eutrophication index applied to the Saronikos Gulf. Hydrobiologia, 106(2): 119-122.
43. Kendall, M.G. (1975). Rank correlation methods. London: Griffin.Latin American Journal of Aquatic Research, 47(3), 456-470.
44. Liang, X., Lettenmaier, D., Wood, E., Burges, S. (1994), A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models, J. Geophys. Res., 99(D7), 14415–14428, doi:10.1029/94JD00483
45. Linford, P., Pérez-Santos, I., Montero, P., Díaz, P., Aracena, C., Pinilla, E., Barrera, F., Castillo, M., Alvera-Azcárate, A., Alvarado, M., Soto, G., Pujol, C., Schwerter, C., Arenas-Uribe, S., Navarro, P., Mancilla-Gutiérrez, G., Altamirano, R., San Martín, J., and Soto-Riquelme, C. (2024). Oceanographic processes driving low-oxygen conditions inside Patagonian fjords. DOI: 10.5194/bg-21-1433-2024.
46. Mann, H.B. (1945). Nonparametric tests against trend. Econometrica, 13, 245–259.
47. Marshall, M.G., Kellerman, A.M., Wadham, J.L., Hawkings, J.R., Daneri, G., Torres, R., Pryer, H.V., Beaton, A., Ng, H.C., Urra, A., Robinson, L.F., Spencer, R.G.M., 2021. Seasonal Changes in Dissolved Organic Matter Composition in a Patagonian Fjord Affected by Glacier Melt Inputs. Front. Mar. Sci. 8. https://doi.org/10.3389/fmars.2021.612386
48. Meier, H.E.M., Eilola, K., Almroth-Rosell, E. et al., (2019). Disentangling the impact of nutrient load and climate changes on Baltic Sea hypoxia and eutrophication since 1850. Clim Dyn 53, 1145–1166. https://doi.org/10.1007/s00382-018-4296-y
49. Meruane, C., de la Fuente, A., Niño, Y., & Contreras, M. (2011). Dinámica del Fiordo Comau: Observaciones de campo y modelación hidrodinámica. Revista Chilena de Ingeniería Hidráulica.
50. Montes, E. F., et al. (2012). Denitrification in estuarine environments. Marine and Freshwater Research, 63(3), 195–207.
51. Mooers, C. (1973). A technique for cross spectrum analysis of pairs of complex-valued time series, with emphasis on properties of polarized components and rotational invariant. Deep Sea Res., 20: 1129 – 1141.
52. Morley, S.A., Abele, D., Barnes, D.K.A., Cárdenas, C.A., Cotté, C., Gutt, J., Henley, S.F., Höfer, J., Hughes, K.A., Martin, S.M., Moffat, C., Raphael, M., Stammerjohn, S.E., Suckling, C.C., Tulloch, V.J.D., Waller, C.L., Constable, A.J., 2020. Global Drivers on Southern Ocean Ecosystems: Changing Physical Environments and Anthropogenic Pressures in an Earth System. Front. Mar. Sci. 7. https://doi.org/10.3389/fmars.2020.547188
53. Parsons, T.R., 2013. A Manual of Chemical & Biological Methods for Seawater Analysis. Elsevier.

54. Pierrot D., Lewis E., Wallace D. W. R. (2006). MS Excel Program Developed for CO2 System Calculations. ORNL/CDIAC-105 (Washington, D.C: U.S. Department of Energy).
55. Pierrot, Wallace, Lewis, 2011. MS Excel Program Developed for CO2 System Calculations. Carbon Dioxide Inf. Anal. Cent. https://doi.org/10.3334/cdiac/otg.co2sys_xls_cdiac105a
56. Pinilla, E., Arriagada, M., Soto, G., Ruiz, C., Reche, P. (2013). Informe final. Caracterización y modelación de patrones de circulación marina en la región de Magallanes. Proyecto ASIPA – MINECOM. 108 p+Anexos. Disponible en: http://190.151.20.106/exlibris/aleph/a23_1/apache_media/C8FMDIJG422MVHPXB7HKJ9RSLIF334. pdf
57. Pinilla, E., Soto, G., Soto-Riquelme, San Martin J , Valdebenito P. & Reche P. 2023. Determinación de las escalas de intercambio de agua en fiordos y canales de la Patagonia chilena, 2022-2023. Pp1- 75. agosto 2023. Documento disponible en: https://chonos.ifop.cl/wiki/proyectos-e-informes-tecnicos/.
58. Rolff C., Walve J., Larsson U. and R. Elmgren.2022. How oxygen deficiency in the Baltic Sea proper has spread and worsened: The role of ammonium and hydrogen sulphide. _Ambio_ **51**, 2308–2324. https://doi.org/10.1007/s13280-022-01738-8.
59. Rolff, C., & Jansson, B. (2022). Oxygen Survey in the Baltic Sea 2022 - Extent of Anoxia and Hypoxia, 1960-2022. [Journal Name], [Volume], [Pages].
60. Rosenberg, Paula, & Palma, Sergio. (2003). Cladóceros de los fiordos y canales patagónicos localizados entre el golfo de Penas y el estrecho de Magallanes. Investigaciones marinas, 31(1), 15-24.
61. Saavedra, L.M., Saldías, G.S., Broitman, B.R., Vargas, C.A., 2021. Carbonate chemistry dynamics in shellfish farming areas along the Chilean coast: natural ranges and biological implications. ICES J. Mar. Sci. 78, 323–339. https://doi.org/10.1093/icesjms/fsaa127
62. Sabine, C.L., Feely, R.A., Gruber, N., Key, R.M., Lee, K., Bullister, J.L., Wanninkhof, R., Wong, C.S., Wallace, D.W.R., Tilbrook, B., Millero, F.J., Peng, T.-H., Kozyr, A., Ono, T., Rios, A.F., 2004. The oceanic sink for anthropogenic CO2. Science 305, 367–371. https://doi.org/10.1126/science.1097403
63. Schlitzer R. (2021). Ocean Data View. Version 4.01,1-80 pp. Documento disponible en: https://odv.awi.de/software/download/.
64. Seibel B, A. 2011. Critical oxygen levels and metabolic suppression in oceanic oxygen minimum zones. J Exp Biol (2011) 214 (2): 326–336. https://doi.org/10.1242/jeb.049171.
65. Sepulveda . O. Efecto de la circulación baroclinica inducida por el viento en la mezcla vertical del fiordo Comau. Tesis para obtar al grado de magister en ciencias de la ingeniera. Universidad de Chile. 2015
66. Sepúlveda-Steiner, O., de la Fuente, A. S., Meruane, C. N., Contreras, M. L., & Niño, Y. C. (2014). Caracterización de la hidrodinámica del fiordo Comau y análisis de su influencia en la distribución vertical de microalgas. XXV Congreso Latinoamericano de Hidráulica, Santiago, Chile, agosto 2014.

67. Shadwick, E.H., Wynn-Edwards, C.A., Matear, R.J., Jansen, P., Schulz, E., Sutton, A.J., 2023. Observed amplification of the seasonal CO2 cycle at the Southern Ocean Time Series. Front. Mar. Sci. 10. https://doi.org/10.3389/fmars.2023.1281854
68. Sievers H, C Calvete & N Silva. 2002. Distribución de características físicas, masas de agua y circulación general para algunos canales australes entre el golfo de Penas y el Estrecho de Magallanes (Crucero CIMAR Fiordo 2). Ciencia y Tecnología del Mar 25(2): 17- 43.
69. Sievers H, C Calvete & N Silva. 2002. Distribución de características físicas, masas de agua y circulación general para algunos canales australes entre el golfo de Penas y el Estrecho de Magallanes (Crucero CIMAR Fiordo 2). Ciencia y Tecnología del Mar 25(2): 17- 43.
70. Sievers, H., J. Blanco y A. Vega. 2002. Distribución de temperatura y salinidad en los fiordos y canales en el área del Crucero Cimar Fiordo II. Crucero CIMAR Fiordos 2. 17-20 pp.
71. Sievers, H., J. Blanco y A. Vega. 2002. Distribución de temperatura y salinidad en los fiordos y canales en el área del Crucero Cimar Fiordo II. Crucero CIMAR Fiordos 2. 17-20 pp.
72. Silva N & D Guzmán. 2006. Condiciones oceanográficas físicas y químicas, entre boca del Guafo y fiordo Aysén. (Crucero Cimar 7 Fiordos). Ciencia y Tecnología del Mar 29(1): 25-44.
73. Silva N & D Guzmán. 2006. Condiciones oceanográficas físicas y químicas, entre boca del Guafo y fiordo Aysén. (Crucero Cimar 7 Fiordos). Ciencia y Tecnología del Mar 29(1): 25-44.
74. Silva, N. & Vargas, C. (2014). Hypoxia in Chilean Patagonian fjords. Prog. Oceanog., 129: 62 – 74.
75. Silva, N. 2009. Distribución de temperatura, salinidad, oxígeno disuelto y nutrientes, en la sección Canal Smyth a Canal Señoret. Crucero CIMAR Fiordos 15. 31-41 págs.
76. Silva, N. 2009. Distribución de temperatura, salinidad, oxígeno disuelto y nutrientes, en la sección Canal Smyth a Canal Señoret. Crucero CIMAR Fiordos 15. 31-41 págs.
77. Silva, N., C. Calvete & H. Sievers. 1998. Masas de agua y circulación general para algunos canales australes entre Puerto Montt y Laguna San Rafael, Chile (Crucero Cimar Fiordo 1). Cienc. Tecnol. Mar, 21: 17-48.
78. Silva, N., Vargas, C. A., Torres, R. (2019). "Estratificación oceanográfica y procesos biogeoquímicos en los canales australes de Chile: Impactos sobre los niveles de oxígeno disuelto." Latin American Journal of Aquatic Research, 47(3), 456-470. DOI: 10.3856/vol47-issue3-fulltext-2345.
79. Silvestri, M., Iriarte, J. L., & Vargas, C. A. (2011). Oxygen minimum zone in a sub-arctic fjord of the Chilean Patagonia. Journal of Coastal Research, 27(6), 1146–1152.
80. Soto G., Pinilla E., Reche P., Soto C. & Cortes J. (2021). Modelación de Alta Resolución Aplicada al Transporte Hidrodinámico y su Relación con Procesos Biogeoquímicos en la Patagonia Norte. Pp 107- 110. (Informe final). Valparaíso: Instituto de Fomento Pesquero. Documento disponible en https://chonos.ifop.cl/wiki/proyectos-e-informes-tecnicos/.
81. Soto, G., Pinilla, E & Arriagada, M. (2016). Modelación de alta resolución aplicada a la conectividad y transporte hidrodinámico al interior de macro zonas en la XII Región de Magallanes. Informe final). Valparaíso: Instituto de Fomento Pesquero. Documento disponible en: https://chonos.ifop.cl/wiki/proyectos-e-informes-tecnicos/.

82. Soto, G., Pinilla, E., Reche, P., Soto, C., Cortés, J., San Martín, J., Valdebenito, P. (2022) Disponible en https://www.ifop.cl/wp-content/contenidos/uploads/RepositorioIfop/InformeFinal/2023/P-656142.pdf .
83. Soto, G., Pinilla, E., Soto-Riquelme, C., Reche, P. & Arriagada, M. (2018). Modelación de Alta Resolución Aplicada al Transporte Hidrodinámico, al interior del Mar Interior de Chiloé, X Región de Los Lagos. (Informe final). Valparaíso: Instituto de Fomento Pesquero. Documento disponible en https://chonos.ifop.cl/wiki/proyectos-e-informes-tecnicos/.
84. Soto, G., Pinilla, E., Soto-Riquelme, C., Reche, P. & Arriagada, M. (2019). Modelación de Alta Resolución Aplicada al Transporte Hidrodinámico, al interior del Mar Interior de Aysén, XI Región de Aysén. (Informe final). Valparaíso: Instituto de Fomento Pesquero. Documento disponible en https://chonos.ifop.cl/wiki/proyectos-e-informes-tecnicos/.
85. Soto, G., Pinilla, E., Soto-Riquelme, C., Reche, P. , Cortés., J Salas, P., Vergara Miguel., Arriagada, M., Valdebenito, P. (2023). Monitoreo Y Modelación de la Variabilidad Espacial y Temporal de Procesos Oceanográficos en Canales y Fiordos Australes, 2022-2023. (Informe final). Valparaíso: Instituto de Fomento Pesquero. Documento disponible en https://chonos.ifop.cl/wiki/proyectos-e-informes-tecnicos/.
86. Soto, G., Pinilla, E., Soto-Riquelme, C., Reche, P., Cortés., San Martin J & Valdebenito. (2022). Monitoreo Y Modelación de la Variabilidad Espacial y Temporal de Procesos Oceanográficos en Canales y Fiordos Australes, 2022- 2023. (Informe final). Valparaíso: Instituto de Fomento Pesquero. Documento disponible en https://chonos.ifop.cl/wiki/proyectos-e-informes-tecnicos/.
87. Soto-Riquelme, C., Pinilla, E., & Ross, L. (2023). Wind influence on residual circulation in Patagonian channels and fjords. Continental Shelf Research, 254, 104905.
88. Talmage, S.C., Gobler, C.J., 2010. Effects of past, present, and future ocean carbon dioxide concentrations on the growth and survival of larval shellfish. Proc. Natl. Acad. Sci. 107, 17246–17251. https://doi.org/10.1073/pnas.0913804107
89. Torres, R., Reid, B., Frangópulos, M., Alarcón, E., Márquez, M., Häussermann, V., Försterra, G., Pizarro, G., Iriarte, J.L., González, H.E., 2020. Freshwater runoff effects on the production of biogenic silicate and chlorophyll-a in western Patagonia archipelago (50–51°S). Estuar. Coast. Shelf Sci. 241, 106597. https://doi.org/10.1016/j.ecss.2020.106597
90. U.S. Environmental Protection Agency (EPA), 1993. Methods for the Determination of Inorganic Substances in Environmental Samples, EPA/600/R-93/100. Environmental Monitoring Systems Laboratory, Office of Research and Development, Cincinnati, OH, USA.
91. Valdenegro, A. & Silva, N. (2003). Caracterización oceanográfica física y química de la zona de canales y fiordos australes de Chile entre el estrecho de Magallanes y cabo de Hornos (CIMAR 3 Fiordos). Ciencia y Tecnología del Mar, 26(2), 19-60.
92. Valle-Levinson A. (2010). Contemporary issues in estuarine phisics. Cambridge University Press. Pp 315.
93. Vellojin, J.P., Saldías, G.S., Allen, S.E., Torres, R., Vergara-Jara, M., Sobarzo, M., DeGrandpre, M.D., Iriarte, J.L., 2022. Understanding the Implications of Hydrographic

Processes on the Dynamics of the Carbonate System in a Sub-Antarctic Marine-Terminating Glacier-Fjord (53°S). Front. Mar. Sci. 9.

94. Venkataraman, Y.R., White, S.J., Roberts, S.B., 2022. Differential DNA methylation in Pacific oyster reproductive tissue in response to ocean acidification. BMC Genomics 23, 556. https://doi.org/10.1186/s12864-022-08781-5
95. Vergara-Jara, M.J., DeGrandpre, M.D., Torres, R., Beatty, C.M., Cuevas, L.A., Alarcón, E., Iriarte, J.L., 2019. Seasonal Changes in Carbonate Saturation State and Air-Sea CO2 Fluxes During an Annual Cycle in a Stratified-Temperate Fjord (Reloncaví Fjord, Chilean Patagonia). J. Geophys. Res. Biogeosciences 124, 2851–2865. https://doi.org/10.1029/2019JG005028
96. Wallace, R.B., Baumann, H., Grear, J.S., Aller, R.C., Gobler, C.J., 2014. Coastal ocean acidification: The other eutrophication problem. Estuar. Coast. Shelf Sci. 148, 1–13. https://doi.org/10.1016/j.ecss.2014.05.027
97. Wanninkhof, R., 2014. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean revisited. Limnol. Oceanogr. Methods 12, 351–362. https://doi.org/10.4319/lom.2014.12.351
98. Weiss, R.F., 1974. Carbon dioxide in water and seawater: the solubility of a non-ideal gas. Mar. Chem. 2, 203–215. https://doi.org/10.1016/0304-4203(74)90015-2
99. Williams, R.G., Ceppi, P., Roussenov, V., Katavouta, A., Meijers, A.J.S., 2022. The role of the Southern Ocean in the global climate response to carbon emissions. Philos. Transact. A Math. Phys. Eng. Sci. 381, 20220062. https://doi.org/10.1098/rsta.2022.0062
100. Yakushev, E.V., Wallhead, P., Renaud, P.E., Ilinskaya, A., Protsenko, E., Yakubov, S., Pakhomova, S., Sweetman, A.K., Dunlop, K., Berezina, A., Bellerby, R.G.J., Dale, T., 2020. Understanding the Biogeochemical Impacts of Fish Farms Using a Benthic-Pelagic Model. Water 12, 2384. https://doi.org/10.3390/w12092384. Farmer, D. M., & Huppert, H. E. (1979). Waves and mean flows in stratified fjords and estuaries. Annual Review of Fluid Mechanics, 11(1), 55-79.

8. ANEXOS

Anexo 1: Base de datos.

Anexo 2:

Tabla 1. Estadista básica de las variables oceanográficas analizadas durante el verano en GAM.

	Estación 6				Estación 56			
	Mínimo	Máximo	Promedio	Desv. Est.	Mínimo	Máximo	Promedio	Desv. Est.
Alcalinidad Total (µmol kg^{-1})	602.55	1346.9	1047.98	327.28	1488.17	2218.84	1902.53	279.16
pH	6.83	8.43	7.46	0.49	7.86	8.09	7.98	0.09
*p*CO2 (µatm)	58.8	4772.3	1632.36	1659.3	292.82	600.88	422.37	137.2
ΩAr	0.04	0.53	0.17	0.15	0.93	1.5	1.27	0.19
DIC (µmol kg^{-1})	557.11	1598.3	1118.72	407.86	1410.78	2117.21	1792.98	277.83
Edad de Agua (Días)	437.78	1126	837.21	265.45	Sin Datos	Sin Datos	Sin Datos	Sin Datos
Clorofila-a (µg $^{L-1}$)	0.07	4.68	1.91	2.01	0.11	4.66	2.58	1.82
Nitrato µM	8.5	31.32	16.88	9.6	0.29	25.33	12.05	12.28
Fosfato µM	0.19	2.64	1.33	1	0.44	2.84	1.52	1.1
Silicato µM	14.12	67.52	26.92	18.79	4.21	16.92	9.17	4.78
Temperatura (°C)	5.97	10.51	6.8	0.92	8.31	11.15	8.97	0.69
Salinidad	5.49	17.88	17.05	2.01	21.27	33.28	31.8	2.47
Oxígeno dis. (µmol kg^{-1})	36.36	290.28	105.72	75.42	151.94	251.11	188.14	26.06
AOU (µmol kg^{-1})	50.48	298.95	230.81	75.32	39.33	134.71	99.32	24.84
	Estación 17				Estación 38			
Alcalinidad Total (µmol kg^{-1})	1323.18	1666.6	1451.07	145.35	1123.71	1658.83	1403.45	245.38
pH	7.45	7.87	7.74	0.16	7.3	7.89	7.61	0.25
pCO_2 (µatm)	431.71	1332.5	674.12	345.6	357.09	1860.09	988.17	632.25
ΩAr	0.28	0.6	0.49	0.12	0.2	0.49	0.34	0.12
DIC (µmol kg^{-1})	1282.8	1703	1433.41	173.53	1091.2	1726.75	1417.15	289.06
Edad de Agua (Dias)	608.78	660.51	632.29	13.84	655.55	767.28	710.45	32.76
Clorofila-a (µg L^{-1})	0.06	1.56	0.93	0.55	0.08	0.93	0.53	0.39
Nitrato µM	0.58	29.94	12.58	9.86	0.07	24.79	12.37	8.33

Fosfato µM	0.48	4.87	1.76	1.56	0.24	2.45	1.64	0.91
Silicato µM	9.67	45.19	19.11	13.22	7.33	39.75	22.6	15.07
Temperatura (°C)	7.01	12.77	8.05	1.73	7.03	12.64	7.53	1.06
Salinidad	17.87	24.19	22.76	1.86	15.02	23.65	22.94	1.78
Oxígeno dis. (µmol kg^{-1})	115.93	254.07	159.77	46.12	82.4	248.54	139.13	36.11
AOU (µmol kg^{-1})	38.28	200.84	153.79	52.73	51.35	234.03	177.72	38.04

Tabla 2. Estadista básica de las variables oceanográficas analizadas durante el otoño tardío en GAM.

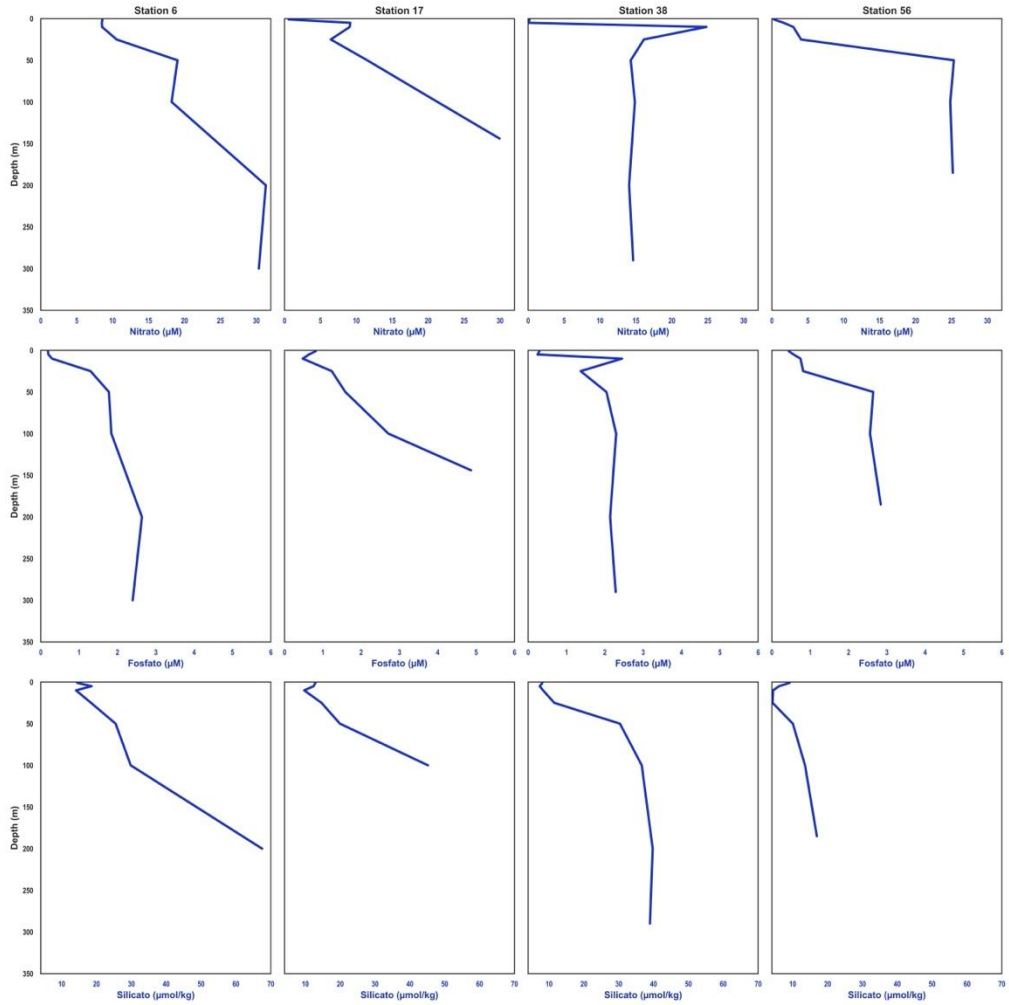
	Estación 6				**Estación 56**			
	Mínimo	**Máximo**	**Promedio**	**Desv. Est.**	**Mínimo**	**Máximo**	**Promedio**	**Desv. Est..**
Alcalinidad Total (µmol kg^{-1})	955.55	1350.3	1180.58	156.29	1769.2	2241.45	2013.29	179.33
pH	6.92	7.64	7.37	0.3	7.91	8.07	7.98	0.05
***p*CO$_2$ (µatm)**	570.4	3873.5	1646.64	1371.35	326.35	533.79	423.93	79.44
ΩAr	0.05	0.19	0.14	0.06	1.04	1.57	1.34	0.17
DIC (µmol kg^{-1})	972.72	1543.84	1256.1	224.59	1683.35	2121.06	1899.27	169.68
Edad de Agua (Días)	876.18	1053.29	968.32	60.31	Sin Datos	Sin Datos	Sin Datos	Sin Datos
Clorofila-a (µg L^{-1})	Sin Datos	Sin Datos	Sin Datos	Sin Datos	Sin Datos	Sin Datos	Sin Datos	Sin Datos
Nitrato µM	Sin Datos	Sin Datos	Sin Datos	Sin Datos	Sin Datos	Sin Datos	Sin Datos	Sin Datos
Fosfato µM	Sin Datos	Sin Datos	Sin Datos	Sin Datos	Sin Datos	Sin Datos	Sin Datos	Sin Datos
Silicato µM	Sin Datos	Sin Datos	Sin Datos	Sin Datos	Sin Datos	Sin Datos	Sin Datos	Sin Datos
Temperatura (°C)	5.64	8.02	6.69	0.45	7.39	10.19	8.99	0.73
Salinidad	11.63	17.87	17.25	1.05	26.87	33.15	32.01	1.67
Oxígeno dis. (µmol kg^{-1})	32.28	276.76	101.93	72.69	173.8	262.73	198.79	27.9
AOU (µmol kg^{-1})	83.4	303.07	234.98	71.5	43.35	112.22	88.23	22.97
	Estación 17				**Estación 38**			
Alcalinidad Total (µmol kg^{-1})	1311.4	1673.95	1459.13	161.78	1067.5	1677.7	1410.54	261.06
pH	7.33	7.97	7.73	0.24	7.32	7.76	7.58	0.17
***p*CO$_2$ (µatm)**	319.11	1770.59	746.72	543.47	451.47	1799.37	958.59	524.68
ΩAr	0.22	0.55	0.42	0.12	0.21	0.4	0.28	0.07
DIC (µmol kg^{-1})	1273.62	1742.3	1455.2	195.08	1069.25	1732.28	1431.63	281.93
Edad de Agua (Días)	550.42	632	589.92	31.74	661.76	826.75	721.96	53.94
Clorofila-a (µg L^{-1})	Sin Datos	Sin Datos	Sin Datos	Sin Datos	Sin Datos	Sin Datos	Sin Datos	Sin Datos
Nitrato µM	Sin Datos	Sin Datos	Sin Datos	Sin Datos	Sin Datos	Sin Datos	Sin Datos	Sin Datos

Fosfato µM	Sin Datos	Sin Datos	Sin Datos	Sin Datos	Sin Datos	Sin Datos	Sin Datos	Sin Datos
Silicato µM	Sin Datos	Sin Datos	Sin Datos	Sin Datos	Sin Datos	Sin Datos	Sin Datos	Sin Datos
Temperatura (°C)	5.54	8.36	7.39	0.58	4.76	8.93	7.4	0.51
Salinidad	16.85	24.19	22.85	1.87	13.68	23.64	23	1.67
Oxígeno dis. (µmol kg-1)	78.13	295.82	147.59	59.71	106.06	320.48	132.96	39.44
AOU (µmol kg^{-1})	51.46	238.43	170.51	55.54	42.04	210.8	184.73	36.49

Tabla 3. Cálculo de Potencial Energy Anomaly (*Anomalía de Energía Potencial*) para las estaciones de acidificación monitoreadas en GAM.

Temporada del año	Estación	PEA (Joule m^{-3}) 0-50m	PEA (Joule m^{-3}) 0 – fondo	Lugar
Verano	6	382	1362	Ultima Esperanza
Verano	17	232	655	Vattuone
Verano	38	313	1055	Poca Esperanza
Verano	56	354	862	Sarmiento conexión
Otoño	6	148	1037	Ultima Esperanza
Otoño	17	207	662	Vattuone
Otoño	38	256	948	Poca Esperanza
Otoñó	56	163	708	Sarmiento conexión

Grafica I. Perfiles de nutrientes de la temporada de verano en GAM**.**



Anexo 3: Taller resultados

