

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

Procesos de mezcla en montes submarinos a lo largo de la Dorsal de  
Juan Fernández frente a Chile central

Trabajo de Titulación para optar al Título de Oceanógrafo

Luis Pablo Valencia Castro

Valparaíso, 2019

**Comisión de Titulación:**

Profesor Guía:

---

Dr. Samuel Hormazábal Fritz  
Pontificia Universidad Católica de Valparaíso

Profesor Co-guía:

---

Dr. Ángel Rodríguez Santana  
Universidad de Las Palmas de Gran Canaria

Profesor Comisión:

---

Dr(c). Joaquim P. Bento  
Pontificia Universidad Católica de Valparaíso

## AUTORIZACIÓN DE USO

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

---

Luis Pablo Valencia Castro

*A Eliana y Juan*

## AGRADECIMIENTOS

A mi familia, por siempre estar a mi lado.

Al Sr. Samuel Hormazábal, profesor guía de este Trabajo de Titulación, por confiar en mis competencias científicas y profesionales, dándome la oportunidad y libertad de abordar los procesos de mezcla en el océano, que si bien son un pequeño tópico dentro de la oceanografía física, son cruciales para el entendimiento de los futuros escenarios climáticos de nuestro planeta Tierra.

Al Sr. Ángel Rodríguez, profesor co-guía de este Trabajo de Titulación, por instruirme no sólo en el estudio de la mezcla oceánica, sino que además en cómo enfrentar el desafío que hoy implica hacer ciencia. A su vez, le agradezco por darme un espacio en la Facultad de Ciencias del Mar de la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria durante las estancias que realicé entre los años 2016-2018, y por la posibilidad de participar en la campaña FLUXES II, asociada al proyecto CTM2015-69392-C3-3-R "Flujos de carbono en un sistema de afloramiento costero (Cabo Blanco, NW de Africa); Modulación submesoescala de la producción, exportación y consumo de carbono".

Al Sr. Joaquim Bento, profesor dentro de la comisión evaluadora de este Trabajo de Titulación, por sus asertivos comentarios respecto a esta investigación, y por el compañerismo y camaradería ofrecido durante estos años.

Al Sr. Jairo Gutiérrez, por su activa participación en todas las mediciones y despliegue de instrumentos asociados a los parámetros oceanográficos utilizados en este estudio.

Al Sr. Juan Díaz Naveas, profesor adjunto y Jefe de Docencia de la carrera de Oceanografía, por facilitar la batimetría de alta resolución de los montes submarinos estudiados, obtenida durante el proyecto FIP 2014-04-01.

A los compañeros/amigos de laboratorio y facultad, por sus palabras durante los altos y bajos insertos en este proceso.

A la tripulación del B/I Abate Molina por su incondicional apoyo durante la campaña asociada al proyecto FIP 2014-04-02.

Finalmente, se agradece el apoyo otorgado por el Instituto Milenio de Oceanografía (IMO-Chile), financiado por la Iniciativa Científica Milenio (ICM-Chile), y los proyectos FONDECYT 1171895 y FIP 2014-04-2.

## TABLA DE CONTENIDO

<b>PORTADA</b>	
<b>COMISIÓN DE TITULACIÓN.....</b>	i
<b>AUTORIZACIÓN DE USO .....</b>	iii
<b>DEDICATORIA.....</b>	v
<b>AGRADECIMIENTOS.....</b>	vii
<b>TABLA DE CONTENIDO.....</b>	ix
<b>LISTA DE TABLAS.....</b>	xii
<b>LISTA DE FIGURAS.....</b>	xiv
<b>RESUMEN.....</b>	xviii
<b>ABSTRACT.....</b>	xx
<b>INTRODUCCIÓN.....</b>	1
<b>HIPÓTESIS .....</b>	5
<b>OBJETIVOS .....</b>	6
<b>Objetivo general.....</b>	6
<b>Objetivos específicos.....</b>	6
<b>MATERIALES Y MÉTODOS.....</b>	7
<b>Detección y propiedades de los remolinos de mesoescala.....</b>	7
<b>Datos de estructura fina y microestructura.....</b>	8
<b>Profundidad de la capa de mezcla y masas de agua.....</b>	9
<b>Clasificación de los procesos de doble difusión.....</b>	9
<b>Escala de Thorpe.....</b>	10
<b>Tasa de disipación de la energía cinética turbulenta y Escala de Ozmidov</b>	11
<b>Difusividad diapicna.....</b>	12
<b>RESULTADOS.....</b>	14
<b>Remolinos de mesoescala y la Dorsal de Juan Fernández.....</b>	14
<b>Propiedades de la capa de mezcla.....</b>	14
<b>Variabilidad de la columna de agua bajo la capa de mezcla.....</b>	15
<b>Estructura vertical de la <math>\Theta</math>, <math>S_A</math>, <math>\sigma_\theta</math>, y <math>DO</math>.....</b>	16
<b>Masas de agua.....</b>	18
<b>Ángulo de Turner y Escala de Thorpe.....</b>	19
<b>Microestructura del cizalle vertical de velocidad y tasa de disipación de</b>	
<b>energía cinética turbulenta.....</b>	20
<b>Difusividad diapicna.....</b>	21
<b>DISCUSIÓN.....</b>	26

<b>CONCLUSIONES.....</b>	<b>33</b>
<b>REFERENCIAS.....</b>	<b>35</b>
<b>TABLAS.....</b>	<b>45</b>
<b>FIGURAS .....</b>	<b>48</b>

## LISTA DE TABLAS

- Tabla 1.** Identificación y clasificación de los procesos de doble difusión. Esquema de You (2002).
- Tabla 2.** Promedio, desviación estándar, valor mínimo y máximo de la profundidad de la capa de mezcla ( $\overline{MLD}$ ,  $MLD'$ ,  $MLD_{\min}$ ,  $MLD_{\max}$ , respectivamente), y su respectivo valor medio de temperatura conservativa ( $\overline{\Theta}_{ML}$ ) y salinidad absoluta ( $\overline{S}_{AML}$ ), sobre los tres montes submarinos.
- Tabla 3.** Características principales y números adimensionales asociados a los montes submarinos estudiados. La forma de los montes submarinos por su altura ( $h_m$ ) y longitud efectiva ( $L$ ). La magnitud del flujo de fondo ( $U$ ) usado en JF6 y JF5 fue el valor medio durante su período de muestreo (11 – 18 de septiembre) obtenido de un anclaje ubicado al sur de la IRC, el cual fue desplegado al comienzo de la campaña FIP; para OH los valores de  $U$  se obtuvieron del pixel más cercano del campo de corrientes geostróficas derivadas de altimetría. También se muestran los valores asociados al parámetro de Coriolis ( $f$ ), estratificación del ambiente ( $N$ ), y de los números de Rossby, Froude topográfico y Burger ( $Ro$ ,  $Fr$ , y  $Bu$ , respectivamente).

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.** Área de estudio. A) Campo de vorticidad y corrientes geostróficas frente a Chile central durante septiembre 2015 (mapa de color). En él se exhiben las isobatas de 3500, 2500, 1500 y 750 m de profundidad junto al nivel de 1000 m.s.n.m (líneas burdeo), las líneas blancas continuas indican la trayectoria del remolino anticiclónico subsuperficial (círculo rojo) y el remolino ciclónico de superficie (círculo celeste). Batimetría (contornos) de alta resolución (Díaz-Naveas *et al.*, 2015) (B, E y F), con la ubicación de las estaciones oceanográficas (cruces rojas) y la posición del lance del microperfilador (círculo azul). Además, se muestra un acercamiento a la sección vertical en la cima de cada monte submarino (C, D, G y H), con la posición relativa (línea continua negra vertical) y la profundidad máxima (línea segmentada negra horizontal) del lance del microperfilador para Juan Fernández 6 (caja roja), Juan Fernández 5 (caja amarilla), y Monte O'Higgins (caja cían).
- Figura 2.** Perfiles verticales de la desviación estándar de la temperatura conservativa, salinidad absoluta, anomalía de la densidad potencial y concentración del oxígeno disuelto respecto de su estación de referencia (A - D) y perfil promedio (E - H) para Juan Fernández 6 (negro), Juan Fernández 5 (azul) y Monte O'Higgins (rojo).
- Figura 3.** Perfiles verticales (50 - 700 m) de la temperatura conservativa, salinidad absoluta, anomalía de la densidad potencial y concentración del oxígeno disuelto para el Monte Juan Fernández 6. Los sectores sombreados dentro de los perfiles indican el rango vertical medio de las aguas dominadas (sobre un 50%) por SAAW (verde claro), ESSW (rojo claro) y AAIW (azul claro) sobre el monte submarino. Las cajas abiertas indican los mismo que los sectores sombreados pero para su estación de referencia.
- Figura 4.** Lo mismo que en Figura 3 pero para el Monte Juan Fernández 5.
- Figura 5.** Lo mismo que en Figura 3 pero para Monte O'Higgins.
- Figura 6.** Diagramas T-S para el Monte Juan Fernández 6 (A), Juan Fernández 5 (B) y O'Higgins (C). Las isopicnas de densidad y concentración de oxígeno disuelto se muestran como contornos y puntos coloreados, respectivamente.
- Figura 7.** Topografía (colores) de límite vertical superior (A - C) e inferior (D - F) del estrato dominado por ESSW (sobre el 50%) en el Monte Juan Fernández 6 (A y D), Juan Fernández 5 (B y E), y O'Higgins (C y F). También se muestra la batimetría (contornos) de cada monte submarino.
- Figura 8.** Lo mismo que en Figura 7 pero para las diferencias en profundidad de los

límites verticales del estrato dominado por ESSW respecto a su estación de referencia.

- Figura 9.** Ángulo de Turner en función de las anomalías de densidad potencial para el Monte Juan Fernández 6, Juan Fernández 5, y O'Higgins (panel de la derecha, del medio y de la izquierda, respectivamente). Las líneas grises delgadas son los ángulos de Turner de las estaciones sobre los montes submarinos y la línea marrón gruesa son los asociados a su respectiva estación de referencia. Las áreas sombreadas indican las regiones asociadas a los modos de doble difusión convectiva ( $-90^\circ$  -  $-40^\circ$ ) y dedos de sal ( $45^\circ$  -  $90^\circ$ ). Los círculos coloreados muestran la intensidad del procesos de doble difusión, siendo negro, azul y rojo para el régimen débil, moderado e intenso, respectivamente.
- Figura 10.** Escala de Thorpe en función de las anomalías de densidad potencial para el Monte Juan Fernández 6, Juan Fernández 5, y O'Higgins (panel de la derecha, del medio y de la izquierda, respectivamente). Los círculos grises son los valores asociados a las estaciones sobre el monte y los de color marrón son aquellos asociados a su respectiva estación de referencia.
- Figura 11.** Perfiles de cizalle vertical de velocidad (en gris), tasa de disipación de energía cinética turbulenta (barras), temperatura conservativa (línea roja) y salinidad absoluta (línea azul) obtenidos de los datos de microestructura y CTD del microperfilador. Algunos valores de anomalías de la densidad potencial se muestran a la izquierda de cada panel. La georeferencia y profundidad asociada a la posición del lance se indica en la esquina inferior de cada panel.
- Figura 12.** Difusividad diapicna (círculos coloreados) en el límite superior (A, D y G), dentro del núcleo (B, E y H) y en el límite inferior (C, F e I) del estrato dominado por ESSW (por sobre el 50%), estimada a través de las parametrizaciones asociadas a los diferentes modos de doble difusión para Monte Juan Fernández 6 (A - C), Juan Fernández 5 (D - F) y O'Higgins (G - I). Las cruces blancas dentro de las cajas rojas indican una nula presencia de procesos de doble difusión. También se muestra la batimetría de cada monte submarino (contornos).
- Figura 13.** Lo mismo que en la Figura 12 pero la estimación se basó en la parametrización de la escala de Thorpe. Las cruces blancas dentro de las cajas rojas indican una nula presencia de desplazamientos de Thorpe.
- Figura 14.** Perfiles verticales de la escala de Ozmidov (línea con círculos negros), frecuencia de Brunt-Väisälä al cuadrado (línea con cruces negras), y difusividad diapicna parametrizados a partir de las mediciones de disipación (línea con cuadrados grises) derivados de los datos de

microestructura y CTD del microperfilador. Algunos valores de anomalías de la densidad potencial se muestran a la izquierda de cada panel. Las características de la ubicación de cada lance son las mismas que en la Figura 11.

## RESUMEN

Se estudiaron las propiedades oceanográficas sobre tres montes submarinos de la Dorsal de Juan Fernández, los montes Juan Fernández 6, Juan Fernández 5 y O'Higgins, durante septiembre 2015. Sobre ellos, las características medias de la columna de agua estuvieron determinadas por la presencia de remolinos de mesoescala en sus cercanías, condicionando la estratificación del ambiente y los procesos de doble difusión. Bajo la capa de mezcla se ubicó un estrato de mínima salinidad, promoviendo regímenes de doble difusión por dedos de sal en la interfase entre estas estructuras. A su vez, en el núcleo y límite inferior de las aguas ecuatoriales subsuperficiales también existieron evidencias de este régimen de doble difusión, asociadas al contraste termohalino entre esta masa de agua y las de tipo intermedia antártica. En algunas estaciones oceanográficas de estos montes submarinos, se observaron signos de doble difusión convectiva en el límite superior de las aguas ecuatoriales subsuperficiales, como consecuencia de la inestabilidad térmica provocada por la presencia de aguas ligeramente más frías, de tipo subantártico, por encima de este límite vertical. La mezcla diapicna forzada por estos procesos de doble difusión, fue más débil que la parametrizada a partir de las inversiones de densidad, caracterizadas por la escala de Thorpe, y que aquellas obtenidas de las mediciones directas de disipación turbulenta. La presencia de máximos relativos cerca de la base de la capa de mezcla superficial y de la capa límite de fondo, en el coeficiente de difusividad diapicna, podrían estar indicando que, en estos sectores de la columna de agua, existieron procesos activos de mezcla turbulenta. Estos resultados sugieren que la mezcla diapicna sobre los montes submarinos estuvo dominada por procesos turbulentos forzados por inestabilidades en el cizalle, que podrían estar vinculadas con actividad no lineal en el campo de ondas internas. Estudios futuros que usen datos *in situ*, complementados con simulaciones numéricas que incorporen en forma adecuada coeficientes de difusividad diapicna realistas, son necesarios para una mejor comprensión de los mecanismos físicos involucrados en la mezcla diapicna de la columna de agua en la Dorsal de Juan Fernández, con el fin de resolver su impacto en los flujos biogeoquímicos, y como los ecosistemas se acoplan con estos procesos.

## ABSTRACT

The oceanographic properties of three seamounts of the Juan Fernández Ridge were studied during September 2015: Juan Fernández 6, Juan Fernández 5 and O'Higgins. The mean features of the water column were determined by the presence of mesoscale eddies in their vicinity, conditioning the ambient stratification and double diffusion processes. A layer of minimum salinity was present under the mixing layer, promoting salt fingering double diffusion regimes at the interface between these structures. Likewise, at the core and lower limit of the equatorial subsurface waters there was also evidence of this double diffusion regime, associated with the thermohaline contrast between this water mass and those of the antarctic intermediate type. At some oceanographic stations of these seamounts, signs of convective double diffusion were observed at the upper limit of the equatorial subsurface waters, as a consequence of the thermal instability caused by the presence of slightly colder, subantarctic type waters, over this vertical limit. The diapycnal mixing forced by these double diffusion processes, was weaker than the one parameterized from the density overturns, characterized by the Thorpe scale, and than those obtained from direct turbulent dissipation measurements. The presence of relative maxima near the base of the surface mixing layer and the bottom boundary layer in the diapycnal diffusivity coefficient, could indicate the occurrence of active turbulent mixing processes existed in these areas of the water column. These results suggest that the diapycnal mixing in the seamounts was due mainly to turbulent processes forced by shear instabilities, that could be linked to nonlinear activity in the internal wave field. Future studies using *in situ* data, complemented with numerical simulations that adequately incorporate realistic diapycnal diffusivity coefficients, are necessary to obtain a better understanding of the physical mechanisms involved in the diapycnal mixing of the water column over the Juan Fernández Ridge, in order to resolve its impact on biogeochemical fluxes, and how the ecosystems are coupled with these processes.

## INTRODUCCIÓN

En las cercanías de dorsales oceánicas o sobre montes submarinos existen agregaciones significativas de biomasa de organismos fitoplanctónicos que fomentan la existencia de importantes stocks de consumidores de nivel trófico superior (Hubbs, 1959). El ambiente físico, cerca de estas abruptas irregularidades topográficas, es fuertemente modulado por su presencia, definiendo la dinámica que controla su biodiversidad, la cual habitualmente posee un alto grado de endemismo (Rogers, 2004; Kelso, 2005; Samadi *et al.*, 2006; Clark *et al.*, 2010).

Dentro de la zona económica exclusiva de Chile existen cuatro dorsales oceánicas: la Dorsal de Nazca y la Dorsal de Iquique, ambas ubicadas al norte de 25°S, la Dorsal de Chile, centrada en ~40°S, y la Dorsal de Juan Fernández (DJF), centrada en ~33°30'S (Yañez *et al.*, 2009). La DJF se orienta de manera prácticamente zonal, y está conformada por una cadena de 22 montes submarinos, y tres islas oceánicas: las islas Alejandro Selkirk (IAS), Robinson Crusoe (IRC) y Santa Clara (ISC), las que junto con algunos islotes, conforman el Archipiélago de Juan Fernández (Yañez *et al.*, 2009; Fernandez & Hormazabal, 2014; Rodrigo & Lara, 2014).

Sobre la DJF la columna de agua es caracterizada por la presencia de la masa de agua Subantártica (SAAW), Subtropical (STW), Ecuatorial Subsuperficial (ESSW), Intermedia Antártica (AAIW) y Profunda del Pacífico (PDW). En la capa superficial (capa de mezcla) se han observado aguas principalmente de tipo SAAW, levemente mezcladas con las de origen STW, limitadas por una marcada picnoclina que se extiende hasta ~350 m de profundidad, lugar donde las aguas de tipo ESSW dominan, exhibiendo un núcleo con altas salinidades y bajas concentraciones de oxígeno disuelto. Bajo este núcleo, por sobre 450 m de profundidad, se ha observado una predominancia de AAIW, y a profundidades por sobre 700 m, una dominancia de las PDW (Niklitschek *et al.*, 2007a, b).

En la región asociada a la DJF, a través del análisis de datos provenientes de

simulaciones numéricas y de percepción remota, se ha observado una persistente y significativa variabilidad de meso y submesoescala gatillada por forzantes locales y/o remotos (Andrade *et al.*, 2014a, b). Una fracción significativa de la variabilidad mesoescalar observada en la región de la DJF, proviene de remolinos formados cerca de la costa en la parte más oriental de la zona de transición costera de Chile (ZTC) (Hormazabal *et al.*, 2004; Andrade *et al.*, 2012; Andrade *et al.*, 2014a, b). Estos, al arribar e interactuar con la DJF, le transfieren parte de las propiedades del océano costero capturadas durante su formación, por lo que dependiendo de su posición relativa en la columna de agua (remolinos superficiales o subsuperficiales), esta transferencia de propiedades podría manifestarse como un enriquecimiento local de aguas de tipo ESSW en los estratos subsuperficiales de la columna de agua sobre la DJF, provocando en su núcleo anomalías positivas y negativas de salinidad y oxígeno disuelto, respectivamente, de acuerdo con las características típicas de los remolinos intratermoclina (ITE) en el Pacífico sur oriental (Chaigneau *et al.*, 2011; Hormazabal *et al.*, 2013; Andrade *et al.*, 2012; Andrade *et al.*, 2014a, b; Auger *et al.*, en revisión).

Además de la significativa variabilidad de mesoescala relacionada con los remolinos superficiales y subsuperficiales en la región de la DJF, es posible que la dorsal, con sus respectivas islas oceánicas y montes submarinos, al interactuar con los flujos oceánicos de gran escala (flujos de fondo) promuevan una elevación o asomeramiento de las isopincas (Roden, 1987; White & Mohn, 2004), es decir una surgencia de agua más profunda, añadiendo otra componente de variabilidad, cuya dinámica aún no ha sido estudiada en la región. Esta surgencia, al llevar aguas subsuperficiales hacia la zona eufótica, la enriquece con nutrientes, favoreciendo la productividad primaria asociada a las comunidades fitoplanctónicas locales (Rogers, 2004; White & Mohn, 2004; Pitcher *et al.*, 2007; Clark *et al.*, 2010). En los montes submarinos esta surgencia de agua subsuperficial se ha atribuido de forma recurrente a la presencia de columnas de Taylor sobre estos, las que a su vez, ya sea atrapadas o advectadas por el flujo medio, proporcionan un efectivo mecanismo de retención de partículas, el cual concentraría biomasa sobre o en algún punto cercano al monte (Owens & Hogg, 1980; Brainard, 1986; Chapman & Haidvogel, 1992).

La topografía irregular del fondo marino, tal como las dorsales oceánicas y montes submarinos, son en su mayoría áreas donde la transformación de mareas barotrópicas a baroclínicas (internas) se desarrolla de manera efectiva. Durante esta transformación, la energía del movimiento de la marea de superficie es transferida hacia los armónicos de marea interna siguiendo una serie de procesos no lineales que en la actualidad aun no son claramente entendidos, siendo hasta hoy un tema de discusión (Wunsch, 1976; Baines, 2007). Una vez generadas, las mareas internas se propagan e interactúan con la topografía pudiendo exhibir, como una respuesta a esta interacción, su dispersión, reflexión, rectificación, e incluso, dependiendo de las características de la interfase y el cizalle vertical asociado al contraste de densidad por dónde éstas se propagan, su rompimiento (Kunze & Toole, 1997; Eriksen, 1998; Lavelle *et al.*, 2004). El incremento en la energía de las mareas internas, a través de los diversos mecanismos no lineales, genera importantes desviaciones del espectro de ondas internas para el océano abierto (Garrett & Munk, 1971; 1972; 1975), y promueve una intensificación en magnitud y persistencia de las inestabilidades de la columna de agua, las que podrían generar una disipación turbulenta y mezcla diapicna más intensa, dependiendo del grado de estratificación (Meinke, 1971; Toole *et al.*, 1997; Eriksen, 1998; Rudnick *et al.*, 2003; Thurnherr & St. Laurent, 2011; van Haren *et al.*, 2017).

La mezcla diapicna generalmente se cuantifica por medio del coeficiente de difusividad diapicna ( $K_\rho$ ). En las cercanías de las dorsales oceánicas y montes submarinos, se ha observado que los valores de este coeficiente son alrededor de dos órdenes de magnitud por sobre los observados en el océano abierto (océano profundo,  $O(10^{-5})$ ), ya sean obtenidos desde parametrizaciones de mediciones directas de disipación turbulenta o de mediciones hidrográficas (*e.g.* Hogg *et al.*, 1978; Kunze & Toole, 1997; Lueck & Mudge, 1997; Lavelle *et al.*, 2004; Carter *et al.*, 2006; Stevens *et al.*, 2014). Esta diferencia de casi dos órdenes de magnitud convierte a las dorsales oceánicas y montes submarinos en las principales fuentes de mezcla diapicna del océano, con difusividades comparables a las requeridas en la mayoría de los modelos climáticos, dado su impacto en la circulación

termohalina (*e.g.* Munk & Wunsch, 1998).

Algunas estructuras mesoescalares que se forman en la costa de Chile llegan a la DJF e interactúan con las islas y montes submarinos (Hormazabal *et al.*, 2016). Como parte de esta interacción, las estructuras mesoescalares modulan las propiedades termohalinas y biogeoquímicas de la columna de agua, haciéndolas más parecidas a las que se encuentran en la zona costera continental, por lo que la mezcla diapicna presente allí podría exhibir similitudes con la del ambiente costero, sin embargo las irregularidades topográficas de la DJF podrían hacer que la mezcla diapicna sea muy diferente. En el presente trabajo, por primera vez se estudiarán los mecanismos físicos involucrados en la mezcla diapicna que se presenta sobre tres montes submarinos de la DJF (Montes Juan Fernández 5 “JF5”, Juan Fernández 6 “JF6”, y O’Higgins “OH”), cuantificando la importancia, en términos de su magnitud y persistencia, de la mezcla difusiva y turbulenta en ella, con esta última siendo posiblemente el principal forzante del intercambio diapicno de propiedades en esta región.

## **HIPÓTESIS**

Los procesos de mezcla en los montes submarinos de la Dorsal de Juan Fernández son manejados principalmente por procesos turbulentos asociados a inestabilidades dinámicas en el cizalle, superando en persistencia y magnitud aquellos relacionados con los procesos difusivos.

## **OBJETIVOS**

### **Objetivo general**

Caracterizar los procesos de mezcla diapicna dominantes en los montes submarinos de la Dorsal de Juan Fernández observados en la columna de agua durante septiembre del año 2015.

### **Objetivos específicos**

1. Describir las estructuras mesoescalares que estarían influyendo en las propiedades de la columna de agua.
2. Caracterizar las propiedades hidrográficas y masas de agua presentes en la columna de agua sobre cada monte submarino estudiado.
3. Analizar la estabilidad de la columna de agua en cada uno de estos montes.
4. Estudiar la variabilidad espacial de los procesos de mezcla diapicna sobre cada monte submarino, con énfasis en la mezcla asociada a la ESSW.

## MATERIALES Y MÉTODOS

### Detección y propiedades de los remolinos de mesoescala

Usando la aproximación "py-eddytracker" (Mason *et al.*, 2014) (disponible en [http://imedea.uibcsic.es/users/emason/py\\_eddytracker](http://imedea.uibcsic.es/users/emason/py_eddytracker)) se identificaron las estructuras de mesoescala en la vecindad de la DJF durante septiembre de 2015. Una vez identificadas, estas estructuras se siguieron retrocediendo en el tiempo, con el fin de encontrar la fecha y lugar de formación. Para llevar a cabo esta tarea se utilizaron los datos de altimetría satelital del producto AVISO SSalto/Duacs 2014 (Duacs/AVISO, 2014), el cual proporciona una representación real de los patrones de circulación en sistemas dominados por la actividad de mesoescala, especialmente en sistemas de corriente de borde oriental (Capet *et al.*, 2014; Morales *et al.*, 2017).

De manera adicional, se estimó el campo medio de vorticidad relativa ( $\zeta$ ) durante septiembre del 2015 usando el producto SSalto/Duacs 2014 de anomalías de las corrientes geostróficas, obtenidas de las anomalías del nivel del mar ( $\eta$ ), de la siguiente manera:

$$\zeta = \frac{\partial V_g}{\partial x} - \frac{\partial U_g}{\partial y} \quad (1)$$

donde  $U_g$  y  $V_g$  son la componente zonal y meridional de las anomalías de la corriente geostrófica, respectivamente, calculadas como:

$$U_g = -\frac{g}{f} \frac{\partial \eta}{\partial y} \quad (2)$$

$$V_g = \frac{g}{f} \frac{\partial \eta}{\partial x} \quad (3)$$

siendo  $g$  la gravedad,  $f$  el parámetro de Coriolis, y  $x$  e  $y$  la dirección espacial zonal y meridional, respectivamente.

### **Datos de estructura fina y microestructura**

Durante el periodo comprendido entre el 9 y 24 de septiembre de 2015, perfiles verticales de temperatura, salinidad y oxígeno disuelto, además de mediciones directas de microestructura de la columna de agua (temperatura, salinidad, cizalle, etc.), fueron realizados sobre los montes submarinos Juan Fernández 6 “JF6”, Juan Fernández 5 “JF5” y O’Higgins “OH”, pertenecientes a la DJF (Figura 1). Estas mediciones se realizaron a bordo del B/I Abate Molina, en el marco del proyecto FIPA 2014-04-2 (ver detalles del crucero en Hormazabal *et al.*, 2016), con estaciones oceanográficas separadas ~10 km sobre cada monte (Figura 1b, e, f), más otra estación ~30 km al sur de cada monte submarino denominada como estación de referencia. Los montes submarinos estudiados se alinean en sentido este-oeste, siendo el OH el más cercano a la costa continental (213 km de esta), siguiendo el JF5 (706 km de la costa) y JF6 (716 km de la costa). Las variables oceanográficas fueron obtenidas utilizando un CTD Seabird 911 plus con un sensor de oxígeno disuelto de tipo membrana SBE 43, el cual estaba montado en la parte inferior de la roseta del buque. Con una tasa de muestreo de 24 Hz y una velocidad media de caída de ~0,7 m·s<sup>-1</sup> los perfiles registrados por este equipo lograron una resolución vertical de ~3 cm, permitiendo capturar parte de su estructura fina. Todos los perfiles de oxígeno disuelto “DO”, obtenidos con los sensores usados en este trabajo, fueron calibrados a través del ajuste lineal entre estos y las concentraciones de DO obtenidas de las muestras discretas de agua recolectadas con la roseta del buque (Hormazabal *et al.*, 2016; Cornejo *et al.*, en preparación). Siguiendo la International Thermodynamic Equation of Seawater - 2010 (TEOS-10) (IOC *et al.*, 2010), implementada en el Gibbs Seawater Oceanographic Toolbox, se calculó en todas las estaciones oceanográficas la Salinidad Absoluta ( $S_A$ ), Temperatura Conservativa ( $\Theta$ ) y la Anomalía de la Densidad Potencial ( $\sigma_0$ ).

Además, en la cima de cada monte submarino se realizaron tres perfiles verticales de la microestructura de la columna de agua, para lo cual se utilizó un microperfilador TurboMAP-L con una tasa de muestreo de 512 Hz (Wolk *et al.*, 2002). Este instrumento tiene un sensor CTD (de respuesta lenta de 64 Hz), sensores dinámicos, un sensor de temperatura de respuesta rápida, y dos sensores de cizalle vertical de respuesta rápida. En

este trabajo solo se usaron los datos de CTD y cizalla vertical de este equipo. Los perfiles de cizalla vertical fueron inspeccionados individualmente, blanqueando aquellos segmentos verticales con cambios abruptos en la velocidad de caída del microperfilador (rango permitido entre 0,6 - 0,7 m·s<sup>-1</sup>), o cualquier estructura no presente en los tres lances efectuados. Posteriormente, los perfiles corregidos fueron procesados siguiendo el procedimiento estándar para este tipo de señal (Stips & Prandke, 2000).

### **Profundidad de la capa de mezcla y masas de agua**

En todas las estaciones oceanográficas, los perfiles de temperatura, salinidad y densidad fueron usados para estimar la profundidad de la capa de mezcla (MLD) siguiendo el método de umbral/curvatura (Lorbacher *et al.*, 2006), definiendo la MLD de cada estación oceanográfica como el promedio de las profundidades obtenidas de cada perfil asociado a estos parámetros oceanográficos. Además, se calculó la  $S_A$ ,  $\Theta$  y  $\sigma_0$  promedio dentro de esta capa en cada estación oceanográfica.

Usando un análisis multiparámetro involucrando la temperatura potencial ( $\theta$ ), salinidad práctica ( $S_p$ ) y DO se obtuvo la composición de las masas de aguas para toda la columna de agua. Este análisis se basó en el método de triángulo de mezcla (*e.g.* Silva *et al.*, 2009), pero en vez de usar solo el contraste entre las características termohalinas de cada muestra y las asociadas a una masa de agua tipo, se incluyó la variable biogeoquímica mencionada anteriormente (Tomczak, 1981; Mackas *et al.*, 1987; Llanillo, 2014).

### **Clasificación de los procesos de doble difusión**

La contribución relativa de  $S_A$  y  $\Theta$  en la estabilidad de la columna de agua fue evaluada usando la razón de densidad ( $R_\rho$ ) y el ángulo de Turner ( $Tu$ ), definidos como:

$$R_\rho = \frac{\alpha \frac{\partial \Theta}{\partial z}}{\beta \frac{\partial S_A}{\partial z}} \quad (4)$$

$$Tu = \tan^{-1} \left[ \frac{\left( \alpha \frac{\partial \Theta}{\partial Z} + \beta \frac{\partial S_A}{\partial Z} \right)}{\left( \alpha \frac{\partial \Theta}{\partial Z} - \beta \frac{\partial S_A}{\partial Z} \right)} \right] \quad (5)$$

con  $\alpha = -\rho^{-1} \frac{\delta \rho}{\delta \Theta}$ , y  $\beta = -\rho^{-1} \frac{\delta \rho}{\delta S_A}$ .

Los términos  $\alpha$  y  $\beta$  son conocidos como el coeficiente de expansión térmica y contracción salina, respectivamente. Ambos términos están asociados con los cambios en la densidad de la columna de agua ( $\rho$ ), proporcionando una estimación de como la temperatura y/o la salinidad los controlan.

Se utilizaron perfiles de  $R_\rho$  y  $Tu$  promediados en celdas de 10 m, y mediante la combinación de ambos, los procesos de doble difusión fueron identificados y clasificados en tres regímenes de intensidad siguiendo a You (2002) (Tabla 1).

### **Escala de Thorpe**

A través de un reordenamiento ascendente de los perfiles instantáneos de densidad se obtuvo un perfil gravitacionalmente estable de este parámetro. La distancia vertical que cada muestra de densidad instantánea tuvo que moverse para generar este perfil estable, es conocida como el desplazamiento de Thorpe ( $\delta_T$ ). Los  $\delta_T$  obtenidos a lo largo de cada perfil, fueron utilizados para definir la escala vertical de las inversiones de densidad asociadas a los flujos oceánicos turbulentos (density overturns), a través de la Escala de Thorpe ( $L_T$ ):

$$L_T = \sqrt{\frac{I}{n} \sum_{i=1}^n \delta_{T_i}^2} \quad (6)$$

Siguiendo la metodología estándar, en este trabajo se utilizó una ventana vertical de 10 m para estimar  $L_T$ .

### Tasa de disipación de la energía cinética turbulenta y Escala de Ozmidov

La mezcla turbulenta asociada a las inestabilidades en el cizalle vertical de velocidad fue evaluada por medio de la tasa de disipación de energía cinética turbulenta ( $\varepsilon$ ), la cual en términos de la varianza del cizalle vertical de velocidad entrega una medida de como las fuerzas viscosas disipan este tipo de energía. Para computar  $\varepsilon$  se integró el espectro de cizalle vertical de velocidad ( $\psi(k)$ ), calculado desde una ventana vertical móvil de 10 m, dentro de la banda espectral  $k_1 - k_2$ , y se multiplicó por la viscosidad cinemática ( $\nu$ ) usando la fórmula isotrópica:

$$\varepsilon = 7,5\nu \overline{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2} = 7,5\nu \left( \int_{k_1}^{k_2} \psi(k) dk \right) \quad (7)$$

Para la estimación de  $\varepsilon$  se diseñó un algoritmo iterativo para separar en  $\psi(k)$  la turbulencia natural de la columna de agua de la banda espectral afectada por el ruido (provocado por las vibraciones del instrumento) (Moum *et al.*, 1995). Este resolvió la varianza a través de la integración de  $\psi(k)$  desde 2 cpm ( $k_1$ ) hasta un  $k_2$  definido como el número de onda de Kolmogoroff  $k_k = 2\pi^{-1} (\varepsilon/\nu^3)^{1/4}$  (en cpm), y luego siguiendo a Moum *et al.* (1995) se corrigió la pérdida de varianza en los extremos de esta banda espectral.

Una vez estimados, los valores de disipación fueron utilizados para calcular la escala de Ozmidov ( $L_O$ ):

$$L_O = \varepsilon^{1/2} N^{-3/2} \quad (8)$$

siendo  $N$  la frecuencia de Brunt-Väisälä, definida como  $\sqrt{-\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z}}$ , donde  $\rho_0$  es la densidad media de la parcela de agua.  $L_O$  entrega una medición de la longitud vertical de los remolinos más grandes que podrían incidir en las inversiones de densidad en una columna

de agua estable (Thorpe, 2007).

### Difusividad diapicna

Considerando que la mezcla diapicna puede ser influenciada por procesos de doble difusión y/o las inestabilidades en el cizalle vertical de velocidad, se evaluó individualmente su respectivo rol usando las parametrizaciones típicas para caracterizar cada proceso.

Para el modo de difusión por dedos de sal ( $K_{\rho sf}$ ) se usó la parametrización de Schmitt (1988), donde:

$$K_{\rho sf} = k_{sft} \left[ \left( \frac{1}{R_\rho} \right) - 1 \right]^{-1} \left( 1 - \frac{1}{0,7} \right) \quad (9)$$

siendo la difusión de calor como  $k_{sft} = k_{sfs} \frac{0,7}{R_\rho}$ , y la difusión de sal como

$$k_{sfs} = 1,6 \times 10^{-4} \left[ 1 + \left( \frac{R_\rho}{1,7} \right)^6 \right]^{-1}.$$

Para el caso del modo de difusión convectiva ( $K_{\rho t}$ ) se siguió la parametrización de Kelley (1984; 1990), siendo:

$$K_{\rho t} = k_{tt} \left( \frac{1-\gamma}{R_\rho - 1} \right) \quad (10)$$

con  $k_{tt} = C(0,25 \times 10^9 R_\rho^{1,1})^{1/3} 1,4 \times 10^{-7}$ , donde  $C = 0,0032 e^{(4,8/R_\rho^{0,72})}$  es un factor empírico de flujo, y  $\gamma = \frac{R_\rho + 1,4(R_\rho - 1)^{3/2}}{1 + 14(R_\rho - 1)^{3/2}}$ , como la razón del flujo de boyantes.

La difusividad vertical diapicna asociada a las inestabilidades en el cizalle vertical

de velocidad se obtuvo de  $\varepsilon$  y la frecuencia Brunt-Väisälä (N) por medio de la parametrización de Osborn (1980):

$$K_{\rho\varepsilon} = \Gamma \frac{\varepsilon}{N^2} \quad (11)$$

siendo  $\Gamma$  una constante fijada en 0,2 para la eficiencia de la mezcla por turbulencia (*e.g.* Thorpe, 2007).

Además, se empleó una manera alternativa de estimar la difusividad asociadas a las inestabilidades en el cizalle vertical, basándose en las magnitudes de  $L_T$  de acuerdo a Thorpe (2007), como:

$$K_{\rho L_T} = 0,1NL_T^2 \quad (12)$$

## RESULTADOS

### Remolinos de mesoescala y la Dorsal de Juan Fernández

Durante septiembre 2015, en los alrededores de la DJF, el campo medio de vorticidad presentó diversas estructuras de mesoescala (Figura 1a). En la vecindad de los montes submarinos más oceánicos (JF5 y JF6) se observaron dos vórtices de mesoescala que modularon las propiedades de la columna de agua sobre ellos, uno ciclónico bien desarrollado (valores negativos de vorticidad) ubicado al norte de JF5 y uno intratermoclina (ITE) anticiclónico (valores positivos de vorticidad) al sur de JF6. De acuerdo a Corredor-Acosta *et al.* (2018) estos remolinos se formaron las cercanías de la costa continental de Chile, ~1 año antes de llegar a la DJF. El remolino ciclónico se detectó por primera vez al sur de Pichilemu (~35°S), a comienzos de noviembre de 2014, en agosto del 2015 se ubicó al noroeste de la isla Robinson Crusoe y se movió lentamente hacia el oeste alcanzando con su brazo sur las dos cimas asociadas a JF5, en septiembre del 2015. El ITE anticiclónico se formó (primera detección) cerca de la costa, frente a Lebú (~38°S), a fines de diciembre del 2015, y viajó más de 250 días con aguas subsuperficiales costeras en su interior, para llegar al sur de JF6 en agosto de 2015. Asociado a la interacción entre ambos vórtices de mesoescala se observó una intensificación del flujo geostrófico zonal (~5 cm·s<sup>-1</sup>) sobre JF5 y JF6 (Figura 1).

En la vecindad del monte OH se observó el paso de ambos tipos de remolinos (ciclónicos y anticiclónicos). Durante el período de muestreo, al norte de este monte se ubicó un remolino ciclónico de gran tamaño y forma irregular, con un flujo geostrófico asociado a su parte sur (~3 cm·s<sup>-1</sup>) que advectó aguas relativamente frías y menos salinas hacia el (Salas *et al.* en preparación). Además de esta estructura, Salas *et al.*, indicaron que durante el crucero parte de las propiedades subsuperficiales de la columna de agua sobre el OH estuvieron influenciadas por un ITE anticiclónico ubicado al suroeste del monte, el cual se observó como un pequeño remolino anticiclónico de mesoescala (Figura 1).

### Propiedades de la capa de mezcla

En términos medios la capa de mezcla superficial en OH (69 m) se mostró ~30 m

más somera que la observada en los otros dos montes submarinos (107 y 101 m en el monte JF6 y JF5, respectivamente), que son más oceánicos. Por otro lado, no se observaron diferencias significativas entre la MLD de JF6 y JF5, sin embargo en JF5 la MLD mostró una mayor variabilidad espacial, menor que la observada sobre OH, donde se encontraron aguas levemente más frías y salinas (Tabla 2).

### **Variabilidad de la columna de agua bajo la capa de mezcla**

En los estratos subsuperficiales de la columna de agua, sobre cada monte submarino estudiado, se observaron importantes desviaciones respecto de su estación de referencia, con cierta coherencia entre la posición vertical de estos máximos en JF6 y JF5 (Figura 2a-d). Bajo la capa de mezcla de estos montes se presentaron altas desviaciones de sus propiedades termohalinas (más significativas en  $\Theta$ ), siendo de mayor amplitud en los perfiles de  $\sigma_0$  ( $\sim 0,1 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ) y menos importantes en las concentraciones de DO ( $< 0,3 \text{ ml}\cdot\text{L}^{-1}$ ). En OH estos máximos también fueron observados, sin embargo fueron más someros que en JF6 y JF5, y exhibieron desviaciones más importantes en las concentraciones de DO ( $> 1,5 \text{ ml}\cdot\text{L}^{-1}$ ). Sobre cada monte este segmento vertical mostró una alta variabilidad espacial (Figura 2e-h).

En JF6 y JF5 se observó que a mayor profundidad las amplitudes de las desviaciones respecto a su estación de referencia (estación ubicada  $\sim 30 \text{ km}$  al sur de cada monte) y media fueron máximas (Figura 2). En JF6 las máximas amplitudes se centraron en 220 - 350 m, siendo más intensas para la  $S_A$  y las concentraciones de DO (por sobre  $0,15 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$  y  $1,2 \text{ ml}\cdot\text{L}^{-1}$ , respectivamente), y despreciables en  $\sigma_0$  ( $< 0,03 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ), seguidas de otra desviación máxima local en 375 - 550 m, la que fue más significativa para la  $\Theta$  y las concentraciones de DO (por sobre  $0,5^\circ\text{C}$  y  $0,6 \text{ ml}\cdot\text{L}^{-1}$ , respectivamente). En JF5 las desviaciones más altas se centraron en  $\sim 200 \text{ m}$  de profundidad, alcanzando diferencias de  $S_A$  y concentraciones de DO de  $\sim 0,25 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$  y  $2,3 \text{ ml}\cdot\text{L}^{-1}$ , respectivamente; Bajo esta capa existió otro máximo local de desviación centrado en 360 - 500 m. En OH las desviaciones respecto a su estación de referencia y media exhibieron un decrecimiento de su amplitud con la profundidad, con excepción de la concentración de DO con desviaciones pequeñas

en 175 - 350 m ( $<0,1 \text{ ml}\cdot\text{L}^{-1}$ ) y levemente más altas en 400 - 500 m ( $\sim 0,3 \text{ ml}\cdot\text{L}^{-1}$ ).

### **Estructura vertical de la $\Theta$ , $S_A$ , $\sigma_\theta$ , y DO**

Bajo la capa de mezcla, sobre los tres montes submarinos estudiados, la distribución vertical de temperatura presentó tres características principales: a) una intensa termoclina ubicada bajo la MLD, extendiéndose hasta  $\sim 200$  m de profundidad en JF6 y JF5, con una tasa de enfriamiento de  $\sim 0,05^\circ\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$  en ambos (Figuras 3 y 4), y hasta  $\sim 130$  m de profundidad en OH, exhibiendo una tasa de enfriamiento vertical levemente más intensa que la observada en los otros dos montes ( $\sim 0,07^\circ\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$ ) (Figura 5); b) entre la base de la termoclina y  $\sim 500$  m de profundidad una tasa de enfriamiento más, de  $\sim 0,01^\circ\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$ ; Y c) por sobre los 500 m un enfriamiento de  $0,005^\circ\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$  (Figuras 3 - 5).

La distribución vertical de  $S_A$  se mostró más compleja que la observada en  $\Theta$ . En JF6 y JF5 existió una haloclina justo bajo la capa de mezcla, extendiéndose hasta  $\sim 150$  m de profundidad, con la  $S_A$  disminuyendo a una tasa de  $\sim 0,007$  y  $\sim 0,0013 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$ , respectivamente, alcanzando en su base mínimos valores de salinidad ( $<34,2 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ ) (Figura 3 y 4). Este mínimo salino superficial estuvo prácticamente ausente en OH, exhibiendo bajo la capa de mezcla una haloclina positiva de  $\sim 0,005 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$  hasta  $\sim 180$  m de profundidad y una mayor variabilidad espacial en las concentraciones de salinidad, con agua más salina sobre su monte oriental que sobre su guyot (Figura 5). Esta haloclina positiva también estuvo presente en JF6 y JF5 ( $\sim 0,003$  y  $\sim 0,004 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$ , respectivamente) con una base más profunda que la observada en OH (a  $\sim 230$  m de profundidad en ambos). Bajo esta haloclina, los tres montes presentaron una capa relativamente uniforme de salinidad, extendiéndose hasta  $\sim 370$  m en JF6 y JF5, y hasta  $\sim 400$  m en OH. Sobre JF6 y JF5 este segmento vertical exhibió una alta variabilidad espacial, con una agua relativamente menos salina ( $\sim 0,15 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$  más baja), que cruzó desde el extremo suroriental al noroccidental en JF6, y en JF5 se situó en la parte nororiental y suroccidental (Figuras 3 y 4). A mayor profundidad los tres montes submarinos presentaron un decrecimiento gradual de salinidad ( $\sim 0,0006$ ,  $\sim 0,0007$  y  $\sim 0,001 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$  en JF6, JF5 y OH, respectivamente), alcanzando a  $\sim 500$  m de profundidad una distribución vertical

uniforme de  $\sim 34,43 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$  en JF6 y JF5, y de  $\sim 34,47 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$  en OH.

En general, la distribución vertical de  $\sigma_0$  coincidió con la observada en temperatura, sin inversiones importantes. Bajo la capa de mezcla se observó un incremento de densidad en toda la columna de agua, con una picnoclina aguda situada justo bajo esta ( $\sim 0,01 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{m}^{-1}$ ), extendiéndose hasta  $\sim 200 \text{ m}$  de profundidad en JF6 y JF5, y hasta  $\sim 130 \text{ m}$  de profundidad en OH, definida como picnoclina principal. A mayor profundidad se observó en los tres montes submarinos un incremento gradual de  $\sim 0,002 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{m}^{-1}$ , alcanzando  $\sim 27 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$  a  $\sim 700 \text{ m}$  de profundidad (Figuras 3 - 5).

La distribución vertical de la concentración de DO sobre los tres montes submarinos, bajo la capa de mezcla, exhibió cuatro estructuras verticales importantes. Bajo la MLD, sobre los tres montes submarinos, la distribución vertical de la concentración de DO mostró una tendencia a disminuir con la profundidad, exhibiendo una intensa oxiclina que alcanza  $\sim 230 \text{ m}$  de profundidad en JF6 y JF5 ( $\sim 0,027 \text{ ml}\cdot\text{L}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$  y  $\sim 0,040 \text{ ml}\cdot\text{L}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$ , respectivamente), con una alta variabilidad espacial en sus concentraciones en JF5 (Figuras 3 - 5). En el OH la oxiclina llega hasta  $\sim 130 \text{ m}$  de profundidad, con aguas relativamente menos oxigenadas sobre su monte oriental (Figuras 3 - 5). Por debajo de esta oxiclina se observó un segmento vertical con concentraciones de DO casi constantes. En JF6 y JF5 esta capa mostró una extensión vertical similar (alcanzando  $\sim 375 \text{ m}$  de profundidad), mostrando en ambos una alta variabilidad espacial, con una franja de agua más oxigenada ( $\geq 1,2 \text{ ml}\cdot\text{L}^{-1}$ ) que cruza desde el extremo suroriental al noroccidental de JF6, y agua relativamente más oxigenada en la parte nororiental y suroccidental de JF5 (Figuras 3 y 4). En OH esta capa fue más amplia, extendiéndose desde la base de la oxiclina hasta  $\sim 400 \text{ m}$  de profundidad, con una baja variabilidad espacial, exhibiendo en promedio concentraciones de  $\sim 0,5 \text{ ml}\cdot\text{L}^{-1}$  (Figura 5). Bajo esta capa, en los tres montes submarinos se observó una segunda oxiclina asociada a un aumento del DO con la profundidad, que se extendió hasta  $\sim 550 \text{ m}$  de profundidad ( $\sim 0,014$ ,  $\sim 0,017$  y  $\sim 0,020 \text{ ml}\cdot\text{L}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$  en JF6, JF5 y OH, respectivamente). A mayor profundidad las concentraciones de DO mostraron una distribución vertical prácticamente uniforme con concentraciones de  $\sim 5 \text{ ml}\cdot\text{L}^{-1}$  en JF6 y JF5, y  $\sim 4 \text{ ml}\cdot\text{L}^{-1}$  en OH.

Existieron diferencias entre el perfil de la estación de referencia (estación oceanográfica ubicada a 30 km al sur de cada monte) y el respectivo monte submarino. En JF6 estas se mostraron despreciables sobre la base de la pycnoclina principal, pero bajo esta aumentaron, siendo más prominentes en la capa de  $S_A$  y DO casi constante, con agua relativamente más fría, dulce y ventilada (Figura 3). En JF5 estas diferencias fueron notorias bajo la haloclina somera y máximas a 225 m de profundidad, donde una intensa intrusión de agua más cálida, salina y menos oxigenada fue registrada en su respectiva estación de referencia. Bajo esta profundidad, en la capa de  $S_A$  y DO casi constante, las diferencias con esta estación fueron más bajas sobre su monte oriental y más altas sobre el occidental (Figura 4). En OH estas diferencias fueron más prominentes respecto a su guyot, exhibiendo sobre este aguas más salina y menos oxigenadas (Figura 5).

### **Masas de agua**

En los diagramas T-S se puede apreciar que el estrato vertical subsuperficial que presentó aguas con alta salinidad y menos oxígeno estuvo dominado por ESSW con un porcentaje  $\geq 50\%$  (Figura 6). Este estrato vertical subsuperficial estuvo limitado por las isopicanas de  $26,5$  y  $26,8 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ , extendiendo su máxima concentración sobre la superficie isopicana de  $26,6 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$  en JF6 y JF5. En el OH la máxima concentración se distribuye en aguas levemente menos densas que las observadas en los otros montes submarinos, con aguas más cálidas y saladas en un rango de densidad más amplio ( $26,3 - 26,9 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ).

Sobre los tres montes submarinos la topografía de las superficies isopicanas que limitan a las ESSW mostraron una alta variabilidad en su extensión vertical. En JF6 su límite superior (profundidad de la isopicana de  $26,5 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ) mostró una distribución homogénea cercana a 250 m de profundidad, siendo en su mayoría más profunda que su respectiva estación de referencia, sin embargo su límite inferior (profundidad de la isopicana de  $26,8 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ) gradualmente disminuyó su profundidad en  $\sim 10$  m hacia el norte y cerca de su cima, y fue en su mayoría más somero que en su estación de referencia. Las desviaciones más bajas respecto de su estación de referencia se observaron en la estación 13, ubicada en

el extremo suroccidental de su grilla de muestreo, donde además se observó un estrato más amplio de ESSW (Figuras 7a,d y 8a,d). En JF5 este estrato exhibió una mayor variabilidad espacial, siendo más angosta y profunda al oeste de su monte occidental, y más amplia al sureste de su monte oriental y entre ambas estructuras (Figura 7b, e). El límite inferior de este estrato (profundidad de la isopicna de  $26,8 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ) fue más somero en el flanco oeste y norte de su monte occidental y oriental, respectivamente (Figura 7b). Las principales diferencias con su estación de referencia fueron observadas entre ambas estructuras y en el flanco este de la cima oriental, con un estrato de ESSW más somero, y en el flanco oeste de la cima occidental, donde exhibe un límite superior más profundo (Figura 8b, e). En el OH el límite vertical del estrato asociado a las ESSW (profundidad de la isopicna de  $26,3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ) fue más somero en su cima oriental ( $<115 \text{ m}$  de profundidad) y más profundo cerca de su guyot ( $>120 \text{ m}$  de profundidad), donde las diferencias respecto a su estación de referencia fueron mínimas, cercanas a  $\sim 5 \text{ m}$  (Figuras 7c y 8c). El límite inferior de este estrato (profundidad de la isopicna de  $26,9 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ) fue más somero sobre la cima del guyot de OH ( $\sim 350 \text{ m}$  de profundidad) y en la parte norte de OH ( $<370 \text{ m}$  de profundidad), y fue más profundo en el flanco suroriental de su guyot alcanzando profundidades  $\geq 415 \text{ m}$ , cerca de  $30 \text{ m}$  más profundo que su estación de referencia (Figuras 7f y 8f).

Las concentraciones de DO sobre y bajo el estrato asociado a las ESSW, presentaron dos máximos relativos, el primero asociado a aguas con un mayor contenido de SAAW, máximo dentro de la capa de mezcla y más variable espacialmente en OH, y el segundo asociado a las aguas con máximo contenido de AAIW, que se distribuyen en los tres montes submarinos sobre la superficie isopicna de  $27,0 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$  (Figura 6).

### **Ángulo de Turner y Escala de Thorpe**

Entre la capa de mezcla y la pycnoclina principal ( $25,5 - 25,8 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$  para JF6 y JF5, y  $25,6 - 25,9 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$  para OH) los tres montes submarinos mostraron una alta persistencia de dedos de sal ( $45^\circ \leq \text{Tu} \leq 90^\circ$ ), siendo en su mayoría débiles, de acuerdo a la definición de You (2002), observándose en algunas estaciones regímenes moderados a intensos cerca de la base de la capa de mezcla (Figura 9), acompañados por valores de  $L_T$  de mayor longitud

(Figura 10), sugiriendo la presencia de remolinos turbulentos de mayor tamaño.

En aguas con densidades de  $25,8 - 26,2 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$  no se observaron procesos de doble difusión, siendo un estrato establemente estratificado respecto a la temperatura y salinidad. En este rango de densidad, que fue más angosto en OH ( $25,9 - 26,2 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ) y más amplio en JF6 ( $25,8 - 26,35 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ), se observaron diferencias locales en el tamaño de los remolinos turbulentos sobre cada monte (valores de  $L_T$ ). Tamaños relativamente mayores (entre 1 y 1,5 m) fueron observados en las aguas de  $25,85$  a  $26 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$  en JF6, y en las aguas de  $25,94$  a  $26,2 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$  en JF5 (tamaños entre 0,7 y 1 m), en un estrato más denso que su estación de referencia. En el OH, en el estrato de  $26 - 26,2 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ , los remolinos turbulentos alcanzaron tamaños de  $\sim 1$  m.

Los tres montes submarinos, en la superficie de densidad asociada al límite superior de las ESSW, mostraron la presencia de una capa dominada por procesos débiles a moderados de doble difusión convectiva. Esta capa estuvo asociada a aguas con densidades entre  $26,35 - 26,55 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$  en JF6, siendo un rango de densidad más acotado que el observado en JF5 ( $26,2 - 26,6 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ), donde además se observaron procesos de doble difusión por dedos de sal en alguna de sus estaciones (en aguas de  $26,45 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ), y asociado a aguas más ligeras en OH ( $26,2 - 26,5 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ). En aguas con mayor densidad, dentro y en límite inferior del estrato asociado a las ESSW, la doble difusión por dedos de sal dominó la estabilidad de la columna de agua, exhibiendo regímenes intensos cerca de las aguas con máximo contenido de AAIW ( $27,0 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ) (Figura 9). Al pasar desde el estrato asociado a las ESSW al de las AAIW, los remolinos turbulentos gradualmente aumentaron su longitud en la medida que aumenta la densidad del agua, alcanzando sus máximos tamaños ( $>2$  m) en las aguas de  $27,0 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$  (Figura 10).

### **Microestructura del cizalle vertical de velocidad y tasa de disipación de energía cinética turbulenta**

En cada uno de los perfiles obtenidos con el microperfilador se observó la presencia de estratos con incrementos relativos en el cizalle vertical (Figura 11). En los tres montes

submarinos se observó una capa de intenso cizalle próxima a la MLD, con algunas variaciones de su posición vertical respecto a esta. Cerca de la cimas de JF6 y del monte occidental de JF5 esta capa se ubicó bajo la MLD, mientras que cerca de las cimas del monte oriental de JF5 y del guyot de OH su profundidad coincidió con la MLD. Este segmento vertical de intenso cizalle estuvo acompañado por valores de disipación de energía cinética turbulenta ( $\epsilon$ ) de  $1 \times 10^{-8}$  -  $3 \times 10^{-8}$   $\text{W} \cdot \text{kg}^{-1}$ , casi dos órdenes de magnitud por sobre su respectivo nivel mínimo, y fue la capa que mostró máximas disipaciones en los últimos montes submarinos. Otro incremento significativo en el cizalle vertical de velocidad se observó en la parte más profunda de los perfiles, exceptuando el obtenido en el monte oriental de JF5, debido probablemente a una ínfima influencia de la topografía del fondo (cima situada a  $\sim 1220$  m de profundidad). Esta influencia fue mayor en el monte JF6, exhibiendo valores de disipación de  $6 \times 10^{-8}$   $\text{W} \cdot \text{kg}^{-1}$ , y más débil sobre la cima del guyot del monte OH (casi un orden de magnitud inferior que la observada en JF6).

En la piconclina, y bajo esta, se observaron incrementos significativos de disipación de energía. En JF6 se observó sólo un incremento, casi un orden de magnitud por sobre su nivel más bajo, que se situó en la parte media de la piconclina principal ( $\sim 145$  m de profundidad), profundidad a partir de la cual disminuyó su intensidad. En JF5 sólo el monte occidental exhibió incrementos significativos en la tasa de disipación, con un máximo centrado en  $\sim 185$  m de profundidad ( $\sim 2 \times 10^{-8}$   $\text{W} \cdot \text{kg}^{-1}$ ), seguido de otro incremento relativo a centrado en 250 - 270 m de profundidad ( $\sim 7 \times 10^{-9}$   $\text{W} \cdot \text{kg}^{-1}$ ), ambos observados en una capa de agua bien mezclada limitada por cambios termohalinos abruptos. En el guyot del monte OH, un incremento relativo de la tasa de disipación se observó centrado en 235 m de profundidad. Este incremento en la tasa de disipación superó en un orden de magnitud su nivel más bajo, el cual se correlacionó con cambios agudos en el signo del gradiente vertical de salinidad.

### **Difusividad diapicna**

Dentro de la capa dominada por ESSW y cerca de sus límites verticales se observaron diferentes regímenes de procesos de doble difusión, con su límite superior

sensible a la difusión convectiva, y su núcleo y límite inferior a procesos de doble difusión por dedos de sal (Figura 9). Además, dentro de esta capa existieron intensas inversiones de densidad, con los remolinos turbulentos de mayor tamaño ubicados en su límite inferior (Figura 10). Debido a esto, los coeficientes de difusividad diapicna fueron parametrizados usando diferentes aproximaciones dependiendo del régimen de mezcla dominante.

En el límite superior de la capa con alto contenido de ESSW la difusividad diapicna se estimó siguiendo la parametrización de Kelley (1984, 1990) ( $K_{\rho t}$ ), exhibiendo en su mayoría valores de  $\sim 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ , con algunas excepciones donde esta fue aproximadamente un orden de magnitud superior (*e.g.* en el monte occidental de JF5; Figura 12a, d y g). Adicionalmente, con fines comparativos, en el límite superior de la ESSW de cada monte submarino se estimó la difusividad diapicna siguiendo la parametrización basada en la Escala de Thorpe (Thorpe, 2007) ( $K_{\rho L_T}$ ). En general  $K_{\rho L_T}$  exhibió valores cercanos a los obtenidos usando la primera aproximación, siendo levemente más altos en JF6, con valores cercanos a  $10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  y máximos locales de  $10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ . Sobre el monte JF5 la  $K_{\rho L_T}$  fue, en general, más débil, mostrando valores entre  $10^{-7}$  y  $10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  alrededor de su cima occidental y oriental, mientras que entre sus cimas la  $K_{\rho L_T}$  fue más intensa ( $\sim 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ). Las  $K_{\rho L_T}$  en el límite superior de las ESSW más débiles se observaron sobre el monte OH, exhibiendo al sur de su guyot y sobre su cima oriental valores del orden de  $10^{-8} - 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  (Figura 13a, d, g).

Dentro del estrato dominado por ESSW y en su límite inferior, la difusividad diapicna se estimó siguiendo la parametrización de Schmitt (1988) ( $K_{\rho sf}$ ). En JF6, dentro del estrato dominado por ESSW, la  $K_{\rho sf}$  fue  $\geq 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ , alcanzando valores de  $10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  sobre su cima, con algunos máximos y mínimos extremos de  $\sim 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  y  $10^{-9} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ , respectivamente (Figura 12b). En cambio, dentro del estrato dominado por las ESSW la difusividad diapicna obtenida de las  $L_T$  ( $K_{\rho L_T}$ ) fue  $\geq 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ , en todas las estaciones oceanográficas de JF6 (Figura 13b). En este estrato, el monte JF5 presentó una  $K_{\rho sf}$  media de  $10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ , con valores mínimos sobre sus dos cimas ( $\sim 10^{-9} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  en su cima

occidental), y algunos máximos locales extremos de  $\sim 10^{-4} \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$  (Figura 12e), que fueron menores que los máximos observados en la  $K_{\rho L_T}$ , cuyas magnitudes alcanzaron  $\sim 10^{-3} \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$  (Figura 13e). En OH la  $K_{\rho sf}$  fue del orden de  $10^{-5} \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$ , con una mínima difusividad sobre la cima de su guyot ( $10^{-6} \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$ ) y algunos máximos locales extremos de  $\sim 10^{-4} \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$  (Figura 12h), que son más débiles que las  $K_{\rho L_T}$  (Figura 13h).

Cerca del límite vertical inferior de la capa asociada al ESSW la  $K_{\rho sf}$  presentó valores del orden de  $\sim 10^{-5} \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$  en JF6 y JF5, con un mínimo local situado sobre sus respectivas cimas, y algunos máximos locales del orden de  $\sim 10^{-4} \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$  (Figura 12c, f). En OH la  $K_{\rho sf}$  media en el límite inferior de la ESSW fue más débil, exhibiendo valores de  $10^{-8}$  -  $10^{-6} \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$  (Figura 12i). En contraste, la  $K_{\rho L_T}$  en límite inferior de la ESSW mostró magnitudes más altas que la  $K_{\rho sf}$  sobre los tres montes submarinos, alcanzando en el monte JF6 valores que fluctuaron entre  $10^{-4}$  y  $10^{-3} \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$  (Figura 13c), de  $\sim 10^{-3} \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$  en el monte JF5, donde exhibió un mínimo local sobre la cima occidental ( $\sim 10^{-5} \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$ ) (Figura 13f), y en el monte OH valores de  $10^{-4}$  -  $10^{-3} \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$ , alcanzando sus magnitudes más altas alrededor de la cima oriental (Figura 13i).

Dentro de la región estratificada de la columna de agua, usando el registro de CTD obtenido con el microperfilador, se estimaron los perfiles verticales de la frecuencia de Brunt-Väisälä al cuadrado ( $N^2$ ). Los perfiles verticales de  $N^2$ , junto a los perfiles de  $\epsilon$ , fueron utilizados para estimar la escala de Ozmidov ( $L_O$ ) (Thorpe, 2007), y la difusividad diapicna local ( $K_{\rho\epsilon}$ ), siguiendo la parametrización de Osborn (1980) (Figura 14). En cada perfil los máximos valores de  $N^2$  coincidieron con los segmentos verticales asociados a la picnoclina principal, con el máximo local ubicado en el máximo gradiente de densidad. En los estratos más profundos se observaron incrementos relativos de  $N^2$  que también estuvieron asociados a cambios en la distribución vertical de densidad, sin embargo a esas profundidades la contribución termal sobre su variabilidad fue menos importante que la salina.

Los valores más bajos de  $K_{\rho\epsilon}$  fueron de  $O(10^{-6}) \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$ , con algunos incrementos locales de uno a dos órdenes de magnitud, asociados a incrementos relativos de  $\epsilon$  y  $L_O$ , y a una mínima estratificación local. En JF6 uno de los incrementos relativos de  $K_{\rho\epsilon}$  se ubicó bajo la capa de mezcla ( $1,6\times 10^{-4} \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$ ), coincidiendo con una capa de intensa  $\epsilon$  y una  $L_O$  relativamente más elevada ( $\sim 40 \text{ cm}$ ), en aguas de  $\sim 25,5 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$  (110 - 120 m de profundidad). Este máximo de  $K_{\rho\epsilon}$  fue el segundo más alto de todo el perfil vertical sobre la cima del monte JF6, el cual exhibió su máxima intensidad cercana al fondo, a 380-390 m de profundidad ( $4,6\times 10^{-4} \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$ ), y una  $L_O$  de  $\sim 70 \text{ cm}$ . En JF6 además se observaron incrementos relativos de  $K_{\rho\epsilon}$  a 140 - 150, 240 - 260, y 330 - 340 m de profundidad, con valores  $< 10^{-5} \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$ , en los primeros dos estratos, y levemente mayores en la capa más profunda ( $4\times 10^{-5} \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$ ).

Sobre el monte JF5, dentro de la región estratificada de la columna de agua, se observaron varios incrementos de  $K_{\rho\epsilon}$  por sobre  $10^{-5} \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$ , siendo estos notoriamente más frecuentes cerca de la cima más somera (cima occidental), observándose sobre ella la máxima  $K_{\rho\epsilon}$  a 340 - 360 m de profundidad ( $6,4\times 10^{-5} \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$ ), acompañada de grandes valores de  $L_O$  ( $\sim 30 \text{ cm}$ ) y una baja estratificación ( $N^2 \approx 2\times 10^{-5} \text{ s}^{-2}$ ). En su cima oriental se observaron dos incrementos del orden de  $10^{-5} \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$ , alcanzando su valor máximo a 440 - 460 m de profundidad ( $3,6\times 10^{-5} \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$ ), el cual estuvo acompañado de una  $L_O$  de  $\sim 30 \text{ cm}$  y una estratificación casi despreciable (intensa mezcla). Los otros incrementos relativos de  $K_{\rho\epsilon}$  presentes en la columna de agua, estuvieron acompañadas de una intensa estratificación que podría estar inhibiendo el intercambio diapirico de propiedades.

En el guyot de OH las  $K_{\rho\epsilon}$  más altas ( $9\times 10^{-5} \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$ ) se ubicaron en el límite inferior de la capa de mezcla a 60 - 80 m de profundidad. Bajo la capa de mezcla, donde la SAAW dominó las características termohalinas de la columna de agua, las  $K_{\rho\epsilon}$  presentaron valores relativamente bajos al igual que  $L_O$ , los que estuvieron acompañados de una intensa estratificación. En las profundidades asociadas a aguas con densidades mayores que  $26,5 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$  ( $> 190 \text{ m}$  de profundidad), la mezcla asociada a los diversos incrementos observados

en la  $K_{\rho\varepsilon}$ , que alcanzaron valores de  $\sim 10^{-5} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ , y a los incrementos en  $\varepsilon$ , pudo haber sido restringida por el aumento de la estratificación a esas profundidades. Esta inhibición de la mezcla diapicna en las aguas con densidades  $> 26,5 \text{ kg m}^{-3}$  se reflejó en los bajos valores de  $L_O$  ( $\sim 10 \text{ cm}$ ) observados en ellas. Cerca de la cima del guyot (320 - 340 m de profundidad)  $\varepsilon$  exhibió sus máximas magnitudes, acompañadas de una baja estratificación, lo que provocó una intensa mezcla diapicna, con máximos valores de  $K_{\rho\varepsilon}$  y  $L_O$  ( $\sim 8,6 \times 10^{-5} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$  y 35 cm, respectivamente).

## DISCUSIÓN

Las estructuras de mesoescala observadas alrededor de los montes submarinos durante septiembre del 2015 (Figura 1a), cuyo origen se encuentra en la costa continental de Chile, sugieren que, la distribución media de las propiedades oceanográficas (temperatura, salinidad y oxígeno disuelto; Figura 3 - 5) y los procesos de mezcla de la columna de agua (Figura 9 - 14) están condicionados por estos remolinos que, por advección, determinan las características oceanográficas de la estructura vertical de la columna de agua.

Durante el período de muestreo existió una estela con concentraciones relativamente altas de clorofila-a superficial al lado oeste de la IRC (Hormazabal *et al.*, 2016). La distribución espacial de estas máximas concentraciones exhibió una alta variabilidad submesoescalar que podría estar relacionada con la excitación de vórtices de von Kármán asociados a la interacción entre la isla, el flujo incidente y/o el forzamiento atmosférico (Andrade *et al.*, 2014a). Durante el período de estudio, parte de estos incrementos en las concentraciones de clorofila superficial fueron advectadas hacia el oeste, en el sector sur del remolino ciclónico, ubicado en el flanco norte de la DJF, dispersándose sobre la parte norte de JF5. Los incrementos de clorofila alcanzan a la IAS, lo que probablemente se asocia a la intensificación del flujo geostrofico zonal, que es alimentado por el brazo sur del remolino ciclónico como también por el brazo noreste del ITE anticiclónico.

La presencia de un remolino subsuperficial, ubicado al sur del monte JF6, explicaría el alto porcentaje de ESSW observado bajo la piconclina principal en JF6 y JF5, ya que de acuerdo a su origen en la Corriente Subsuperficial Perú-Chile (Hormazabal *et al.*, 2013), este remolino captura en su núcleo ESSW (con un alto contenido de sal y nutrientes, y bajas concentraciones de DO) (Silva *et al.*, 2009; Morales *et al.*, 2012; Hormazabal *et al.*, 2013). Una vez que el ITE, en su viaje hacia el noroeste, lleva esta agua subsuperficial costera dentro de él, perdiendo parte de sus propiedades en sus límites verticales y horizontales a través de procesos de mezcla vertical y lateral, respectivamente, y ganando otras a través de

los procesos de remineralización de la materia orgánica que fue advectada por él o localmente producida en su interior durante su viaje (Stramma *et al.*, 2013; Cornejo *et al.*, 2016). La tasa de esta ganancia/pérdida de propiedades en su núcleo a medida que el ITE viaja, definió de manera cuantitativa el contenido de ESSW que llega a la DJF, por lo que la estratificación en esta región estuvo en parte modulada por la presencia de este ITE. Remolinos de estas características han sido observados anteriormente en la DJF (Andrade *et al.*, 2014a), los cuales llegan de manera regular a la dorsal, modificando la intensidad de los procesos de doble difusión que podrían desarrollarse bajo la capa de mezcla.

Por otro lado, el monte OH se ubica dentro de la Zona de Transición Costera (ZTC) frente a Chile, donde la variabilidad de mesoescala es dominante (Hormazabal *et al.*, 2004). Esto hace que el monte submarino OH esté sometido a una influencia casi continua de las estructuras de mesoescala (*e.g.* remolinos, filamentos), las cuales arriban al monte tanto en su etapa de desarrollo como en la de crecimiento (Salas *et al.*, 2019, en preparación). Esto sugiere que las propiedades de la columna de agua sobre este monte submarino estén sujetas a una modulación mesoescalar casi permanente.

La capa de mezcla más amplia observada sobre JF6 y JF5, coincidió con lo observado por Niklitschek *et al.* (2007a,b), y reflejó el comportamiento típico observado en los sistema de surgencia de borde oriental, con una elevación de las isopiecnas hacia la costa (Capet *et al.*, 2008), explicando la menor extensión vertical de esta capa sobre OH. Los estratos superficiales de la columna de agua sobre los montes submarinos estudiados estuvieron en su mayoría dominados por SAAW (Figuras 3 - 6, Tabla 2), exhibiendo bajo la capa de mezcla (120 – 150 m de profundidad) un mínimo salino superficial bien definido en JF6, y levemente más somero, amplio y menos salino en JF5 (Figura 4). El sector norte de la cima oriental de JF5, estuvo más próximo al remolino ciclónico, lo que explicaría en gran parte la variabilidad espacial asociada al mínimo salino (Figura 2). La presencia de estas bajas salinidades provoca una intensificación en el contraste salinidad con las aguas ubicadas sobre ellas, el que sumado a la elevación de las isopiecnas causada por la presencia de este remolino ciclónico (Chaigneau *et al.*, 2011; Holte *et al.*, 2013), permite que en las

cercanías de la superficie, en algunas de las estaciones oceanográficas se presente un intenso régimen de doble difusión por dedos de sal (Figura 9). Este régimen de doble difusión ha sido mencionado como el principal mecanismo que erosiona esta estructura salina superficial en el océano abierto (Tsuchiya & Talley, 1998; Schneider *et al.*, 2003; Leth *et al.*, 2004). En OH este mínimo salino superficial no fue tan evidente como en JF6 y JF5 (Figura 5), debido probablemente a la mezcla con el agua superficial más salina proveniente del norte de Chile. En esta zona, a través de mecanismo advectivos, la dinámica mesoescalar introduce aguas más frías y menos salobres sobre el guyot de OH, las que se extienden por sobre la piconclina principal abarcando toda la capa de mezcla. En la cima oriental de OH se observaron aguas más cálida y salinas provenientes del norte. Bajo esta capa se presentó una lengua de agua levemente más fresca, proveniente de las capas superficiales del guyot de OH, que subductó hacia el oeste, por debajo de estas aguas más cálidas y salinas (Salas *et al.* en preparación). Esto se refleja en los diagramas T-S como una tendencia de algunos perfiles de moverse hacia la STW a lo largo de la línea de mezcla entre esta masa de agua y la SAAW (Figura 6c).

La estratificación del ambiente fue similar en los tres montes ( $N \sim 0,004 \text{ s}^{-1}$ ), siendo más alta que la máxima estratificación observada por Niklitschek *et al.* (2007a,b) ( $0,003 - 0,004 \text{ s}^{-1}$ ), y casi un orden de magnitud inferior a la máxima estratificación observada en este estudio ( $\sim 0,014 \text{ s}^{-1}$ ). Estas discrepancias podrían explicarse por una modulación estacional en la estratificación de la columna de agua, sin embargo estos autores no observaron una correspondencia clara con esta escala de variabilidad. En este estudio la máxima estratificación se observó sobre el monte OH ( $\sim 0,015 \text{ s}^{-1}$ ), siendo una consecuencia del núcleo bien definido de ESSW, el cual mostró altas salinidades que promovieron una intensa haloclina (Figura 5 y 14). Debido a esto, se esperaría que la presencia de la ESSW module de manera significativa el grado de estratificación de la columna de agua sobre los montes submarinos y la DJF, determinando una parte significativa de las características de los fenómenos físicos que se presenten debido a la interacción de los flujos entrantes y las abruptas irregularidades topográficas presentes en la DJF.

Diversos autores han señalado que las regiones con una topografía irregular son sitios con alta mezcla turbulenta, la que a menudo está relacionada con la intensificación de la energía de las mareas internas que se observa en su vecindad (*e.g.* Müller & Melbourne, 2000). Las dorsales oceánicas y montes submarinos son conocidas como áreas donde la conversión de mareas barotrópicas a internas es realizada de manera eficiente (Holloway & Merrifield, 1999; Merrifield *et al.*, 2001; St. Laurent *et al.*, 2003; Vic *et al.*, 2017), sin embargo, como fue descrito en la primera sección de este trabajo, esta eficiencia depende de la velocidad del flujo entrante (o flujo de fondo), la forma del obstáculo, estratificación del ambiente, y la tasa local de rotación de la Tierra. En los tres montes submarinos estudiados, su dinámica se mostró dominada por la estratificación ( $Bu \gg 1$ ), por lo que se espera que la mayoría de la estructura fina observada en los perfiles verticales se encuentre asociada a inestabilidades mecánicas, posiblemente forzadas por interacciones no lineales entre las mareas internas y los montes submarinos ( $Fr \ll 1$ ), provocando regiones asociadas a un régimen turbulento.

La presencia del ITE anticiclónico cerca de JF6 determinó las características de la estratificación de la columna de agua sobre este monte y sobre JF5, por lo que los procesos de mezcla observados deberían estar dominados por su presencia. En este trabajo se observó la presencia de ESSW en toda el área de estudio, la cual promovió los procesos de doble difusión en sus límites verticales y dentro de su núcleo. En su límite superior (isopicna de  $\sim 26,5 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$  en JF6 y JF5, y  $\sim 26,3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$  en OH) parte de la mezcla diapicna observada se asoció a regímenes débiles/moderados de difusión convectiva, manejada por el contraste térmico entre las aguas subantárticas y ecuatoriales subsuperficiales, diferenciándose de lo observado sobre el talud continental, a lo largo de la costa de Chile, donde se ha evidenciado que en el límite vertical superior de la ZMO (rasgo característico de la ESSW) existe una predominancia de los procesos doble difusión por dedos de sal (Barahona *et al.*, en preparación). Sin embargo las estimaciones de este tipo de mezcla difusiva (Figura 12a, d, g) mostraron que esta fue menor que la estimada usando las inversiones de densidad (Figura 13a, d, g), con valores de  $K_{\rho LT}$  dos órdenes de magnitud por sobre  $K_{\rho T}$ , sugiriendo que en el límite superior del estrato dominado por ESSW la

mezcla estuvo forzada por procesos turbulentos tales como el rompimiento de ondas internas (*e.g.* Finnigan *et al.*, 2002).

En el núcleo de ESSW, la  $K_{\rho sf}$  exhibió valores que en su mayoría no fueron significativamente superiores a los esperados para el océano abierto (Figura 12b, e, h), con algunas excepciones sobre el monte JF6, donde el coeficiente mezcla diapicna superó los  $10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ . Sin embargo esta fue más débil que la  $K_{\rho LT}$ , que se mostró uno o dos órdenes de magnitud por sobre la mezcla diapicna asociada a este régimen difusivo, particularmente alrededor de las cimas de los montes submarinos (Figura 13b, e, h), sugiriendo que la mezcla y la estructura fina observada dentro de la capa dominada por ESSW pareciera ser una consecuencia de la actividad no lineal de las ondas internas.

En el límite inferior de la ESSW, de acuerdo a Barahona *et al.* y a los intensos regímenes observados de dedos de sal en las aguas con densidades de  $26,8 - 27,0 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$  en los tres montes submarinos estudiados (Figura 9), se esperaba que la mezcla diapicna estuviera en su mayoría explicada por procesos de doble difusión por dedos de sal. Sin embargo, la  $K_{\rho LT}$  (Figura 13c, f, i) mostró valores dos o más órdenes de magnitud por sobre la difusión asociada a este régimen de doble difusión (Figura 12c, f, i), por lo que pareciera que la turbulencia mecánica sería el principal mecanismo encargado de mezclar la columna de agua en los límite e interior del estrato dominado por ESSW.

Las mediciones directas de disipación de la energía cinética turbulenta, obtenidas cerca de las cimas de los montes submarinos, enfatiza la importancia del rol que la actividad no lineal en el campo de ondas internas posee en la mezcla diapicna observada. La estructura vertical de ambas, disipación y difusividad diapicna, entregó evidencias del posible mecanismo involucrado en la mezcla asociada (Figura 11 y 14). En cada lance realizado se observaron valores de disipación más altos dentro de la capa de mezcla, con un decrecimiento de casi dos órdenes de magnitud en la base de esta, seguido de un incremento abrupto de casi dos órdenes de magnitud en los valores de disipación. Estos se ubicaron bajo la MLD en JF6 y en el monte occidental de JF5, indicando la posible

presencia de una capa de mezcla activa por procesos de entrainment diapicno, como ha sido sugerido por Estrada-Allis (2015). Los mecanismo forzantes de este entrainment podrían estar relacionados con la influencia de ondas internas de origen mareal o casi inercial (near-inertial), sin embargo para responder esta pregunta se requiere de un análisis que sea complementado con mediciones de corrientes y meteorológicas en las proximidades a estos montes.

En JF6, la cima occidental de JF5 y en el guyot de OH, se observaron incrementos relativos de la  $K_{\rho\epsilon}$  que superaron los  $10^{-5}\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$ . En el monte JF6 estos se observaron cerca del fondo, con la máxima intensidad en la parte más profunda del perfil ( $\sim 10^{-3}\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$ ). En cambio, en la cima occidental de JF5 estos incrementos se observaron a diversas profundidades, exhibiendo la máxima difusividad diapicna cerca de la cima, a  $\sim 350$  m de profundidad, indicando que bajo la piconocline las inestabilidades en el cizalle inducidas por interacciones no lineales en el campo de ondas internas fueron igual de importantes que las provocadas por la topografía del fondo. En el guyot de OH las inestabilidades del cizalle en la capa límite de fondo fueron el principal mecanismo que promovió los niveles más elevados de disipación y  $K_{\rho\epsilon}$ , probablemente debido a que su geomorfología permitió la propagación sobre su cima de este tipo de inestabilidad (Venayagamoorthy & Fringer, 2012). Por otro lado, la inexistencia de estos incrementos relativos en la cima oriental de JF5, tal como se mencionó en secciones previas, podría asociarse a que esta estructura posee una cima más profunda, y que la extensión vertical del lance del microperfilador se encuentra limitada a los primeros 500 m de la columna de agua. Los niveles más altos de disipación y difusividad diapicna observada al final del perfil vertical sobre la cima oriental de JF5, podrían relacionarse con la propagación de ondas internas generadas sobre la cima occidental de JF5 o en otro lugar de la dorsal.

Un aspecto importante que aun no está resuelto, es como la estructura fina observada se relaciona con los remolinos de mesoescala cerca de los montes submarinos estudiados, dado que estos estuvieron interactuando con los límites horizontales de estos vórtices. Se cree que una combinación entre la erosión natural de los bordes de estos

remolinos, posiblemente a través de procesos de mezcla lateral (intrusiones laterales) (Ruddick & Hebert, 1988), y la mezcla diapirica provocada por la actividad no lineal de las ondas internas, asociada a la presencia de los montes y la DJF, son los principales responsables de la presencia y persistencia de la estructura fina y microestructura en los estratos subsuperficiales de la columna de agua.

## CONCLUSIONES

La presencia de los remolinos de mesoescala alrededor de la DJF y los montes submarinos JF6, JF5 y OH, determinó las características de la composición media de la columna de agua sobre ellos, condicionando la estratificación del ambiente y los procesos de doble difusión observados.

La existencia de un mínimo de salinidad bajo la capa de mezcla promovió regímenes de doble difusión por dedos de sal en la interfase de ambas estructuras (entre la MLD y el límite superior del mínimo salino), debido a la presencia de gradientes negativos (disminución con la profundidad) de salinidad y temperatura entre estas. Evidencias de este régimen de doble difusión también se observaron en el núcleo y límite inferior de la ESSW, asociados al contraste térmico y halino entre esa masa de agua y la AAIW.

Los procesos de doble difusión por dedos de sal observados en el núcleo de la ESSW se asociaron con la intensa y persistente estructura fina dentro de él, indicando que circundante a este núcleo existirían aguas más salobres y frías, con un porcentaje elevado de AAIW, con las que se estaría mezclando.

La doble difusión por dedos observada en el límite inferior de la ESSW estaría forzada por la presencia del estrato dominado por AAIW bajo este, generando intensos gradientes negativos (disminución con la profundidad) de temperatura y salinidad.

En algunas de las estaciones de los tres montes submarinos, en el límite superior de la ESSW, se presentaron signos de un régimen de doble difusión convectiva moderado/débil, el que se relacionó con la presencia de gradientes térmicos positivos (aumento con la profundidad) asociados al contraste de temperatura entre el límite inferior del estrato dominado por SAAW y el límite superior del dominado por ESSW.

La mezcla diapirica en el núcleo y límites verticales del ESSW no se relacionó con

los procesos de doble difusión, exhibiendo valores de difusividad más débiles que los obtenidos a través de la Escala de Thorpe. Esto sugiere que la mezcla en la región estratificada de la columna de agua fue manejada principalmente por estas inversiones de naturaleza turbulenta, gatilladas por la actividad no lineal en el campo de ondas internas sobre los montes submarinos y la DJF.

La inestabilidad del cizalle vertical de corrientes, cerca de la MLD y de la capa límite de fondo, generó una tasa de disipación de energía cinética turbulenta y mezcla diapicna más intensa, sugiriendo la presencia de una capa de mezcla activa (mixing layer) en ambos sectores de la columna de agua. Los mecanismos que estarían forzando esta intensificación de la mezcla no fueron resueltos en este estudio, sin embargo los resultados sugieren su vinculación con la actividad no lineal de las ondas internas.

Estudios futuros que usen datos *in situ*, complementados con simulaciones numéricas que incorporen en forma adecuada coeficientes de difusividad diapicna realistas, son necesarios para una mejor comprensión de los mecanismos físicos involucrados en la mezcla diapicna asociada a la región. Esto permitirá mejorar el entendimiento sobre cómo la mezcla diapicna impacta en los flujos biogeoquímicos, y como los ecosistemas se acoplan con estos procesos.

## REFERENCIAS

- Andrade, I., S. Hormazabal & M. Correa-Ramirez. 2012. Ciclo anual de la clorofila-a satelital en el archipiélago de Juan Fernández (33°S), Chile. *Lat. Am. J. Aquat. Res.*, 40(3): 657-667.
- Andrade, I., S. Hormazabal & V. Combes. 2014a. Intrathermocline eddies at the Juan Fernandez Archipelago, southeastern Pacific Ocean, *Lat. Am. J. Aquat. Res.*, 42(4): 888–906.
- Andrade, I., P. Sangrà, S. Hormazabal & M. Correa-Ramirez. 2014b. Island mass effect in the Juan Fernández Archipelago (33°S), Southeastern Pacific, *Deep. Res. Part I Oceanogr. Res. Pap. Elsevier*, 84: 86–99.
- Baines, P. G. 2007. Internal tide generation by seamounts, *Deep. Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.*, 1486–1508.
- Brainard, R. E. 1986. Fisheries aspects of seamounts and Taylor columns. Master of Science in Oceanography, Naval Postgraduate School, 88 pp.
- Capet, A., E. Mason, V. Rossi, C. Troupin, Y. Faugère, I. Pujol & A. Pascual. 2014. Implications of refined altimetry on estimates of mesoscale activity and eddy-driven offshore transport in the Eastern Boundary Upwelling Systems, *Geophys. Res. Lett.*, 41(21): 7602–7610.
- Capet, X., F. Colas, P. Penven, P. Marchesiello & J. C. McWilliams. 2008. Eddies in eastern-boundary subtropical upwelling systems, *Ocean Model. an Eddying Regime*, 131–147.
- Carter, G. S., M. C. Gregg & M. A. Merrifield. 2006. Flow and Mixing around a Small Seamount on Kaena Ridge, Hawaii, *J. Phys. Oceanogr.*, 36(6): 1036–1052.

Chaigneau, A., M. Le Texier, G. Eldin, C. Grados & O. Pizarro. 2011. Vertical structure of mesoscale eddies in the eastern South Pacific Ocean: A composite analysis from altimetry and Argo profiling floats, *J. Geophys. Res. Ocean.*, 116(C11025):1–16.

Chapman, D. C., & D. B. Haidvogel. 1992. Formation of Taylor caps over a tall isolated seamount in a stratified ocean, *Geophys. Astrophys. Fluid Dyn.*, 64: 31–65.

Clark, M. R., A. A. Rowden, T. Schlacher, A. Williams, M. Consalvey, K. I. Stocks, A. D. Rogers, T. D. O’Hara, M. White, T. M. Shank & J. M. Hall-Spencer. 2010. The Ecology of Seamounts: Structure, Function, and Human Impacts, *Ann. Rev. Mar. Sci.*, 2: 253–278.

Cornejo, M., L. Bravo, M. Ramos, O. Pizarro, J. Karstensen, M. Gallegos, M. Correa-Ramirez, N. Silva, L. Farias & L. Karp-Boss. 2016. Biogeochemical characteristics of a long-lived anticyclonic eddy in the eastern South Pacific Ocean, *Biogeosciences*, 13: 2971–2979.

Corredor-Acosta, A., C. E. Morales, R. J. W. Brewin, P. A. Auger, O. Pizarro, S. Hormazabal & V. Anabalón. 2018. Phytoplankton size structure in association with mesoscale Eddies off Central-Southern Chile: The satellite application of a phytoplankton size-class model, *Remote Sens.*, 10(834): 1–23.

Díaz-Naveas, J., C. Silva, L. Lara, C. Gonzáles, D. López, A. Silva, M. Bilbao, P. Apablaza, V. Astudillo, J. Aguilera, F. Sánchez & P. Rocco. 2015. Fase I: Levantamiento Batimétrico para Elaborar la Línea Base de los Montes Submarinos Juan Fernández (JF5), Juan Fernández 6 (JF6) y Monte O’Higgins. Informe Final Proyecto FIP 2014-04-01. Valparaíso, Chile, 229 pp.

Duacs/AVISO. 2014. A new version of SSALTO / Duacs products available in April 2014, *SALTO/Duacs Handb.*, (1.1): 1–32.

- Eriksen, C. C. 1998. Internal wave reflection and mixing at Fieberling Guyot, *J. Geophys. Res.*, 103(C2): 2977–2994.
- Estrada-Allis, S. 2015. Diapycnal mixing processes and vertical velocities within mesoscale structures: Tesis para optar al grado de Doctor en Oceanografía, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, 207 pp.
- Fernandez, M., & S. Hormazabal. 2014. Overview of recent advances in oceanographic, ecological and fisheries research on oceanic islands in the southeastern Pacific Ocean, *Lat. Am. J. Aquat. Res.*, 42(4): 666–672.
- Finnigan, T. D., D. S. Luther & R. Lukas. 2002. Observations of Enhanced Diapycnal Mixing near the Hawaiian Ridge, *J. Phys. Oceanogr.*, 32: 2988–3002.
- Garrett, C., & W. H. Munk. 1971. Internal wave spectra in the presence of fine-structure, *J. Phys. Oceanogr.*, 1: 196–202.
- Garrett, C., & W. H. Munk. 1972. Space-Time Scales of Internal Waves, *Geophys. Fluid. Dyn.*, 2: 225–264.
- Garrett, C., & W. Munk. 1975. Space-Time Scales of Internal Waves: A Progress Report, *J. Geophys. Res.*, 80(3): 291–297.
- Hogg, N. G., E. J. Katz & T. B. Sanford. 1978. Eddies, islands, and mixing, *J. Geophys. Res. Ocean.*, 83(C6): 2921–2938.
- Holloway, P. E., & M. A. Merrifield. 1999. Internal tide generation by seamounts, ridges, and islands, *J. Geophys. Res.*, 104(C11): 25937–25951.

Holte, J., F. Straneo, C. Moffat, R. Weller & J. T. Farrar. 2013. Structure and surface properties of eddies in the southeast Pacific Ocean, *J. Geophys. Res. Ocean.*, 118: 2295–2309.

Hormazabal, S., V. Combes, C. E. Morales, M. A. Correa-Ramirez, E. Di Lorenzo & S. Nuñez. 2013. Intrathermocline eddies in the coastal transition zone off central Chile (31–41°S), *J. Geophys. Res. Ocean.*, 118: 1–11.

Hormazabal, S., M. Cornejo, M. Correa-Ramirez, N. Silva, R. Escribano, C. E. Morales & C. Silva. 2016. Fase II: Levantamiento oceanográfico para elaborar la línea base de los montes submarinos Juan Fernández 5 (JF5), Juan Fernández 6 (JF6) y Monte O'Higgins. Informe Final FIP 2014-04-2. Valparaíso, Chile, 355 pp.

Hormazabal, S., G. Shaffer & O. Leth. 2004. Coastal transition zone off Chile, *J. Geophys. Res.*, 109(C01021): 1–13.

Hubbs, C. L. 1959. Initial discoveries of fish faunas on seamounts and offshore banks in the eastern Pacific, *Pacific Sci.*, 13: 311–316.

IOC, SCOR & IAPSO. 2010. The international thermodynamic equation of seawater – 2010: Calculation and use of thermodynamic properties, Intergov. Oceanogr. Comm. Manuals Guid. No. 56, (June), 196pp.

Kelley, D. 1984. Effective diffusivities within oceanic thermohaline staircases, *J. Geophys. Res.*, 89(C6): 10484–10488.

Kelley, D. E. 1990. Fluxes Through Diffusive Staircases: A New Formulation, *J. Geophys. Res.*, 95(C3): 3365–3371.

Kelso, M. 2005. The Effects of a Deep Seamount on Nutrient, Oxygen and Chlorophyll

Distributions in the Water Column, S199: 1–19.

Kunze, E., & J. M. Toole. 1997. Tidally driven vorticity, diurnal shear and turbulence atop Fieberling Seamount, *J. Phys. Oceanogr.*, 27: 2663–2693.

St. Laurent, L., S. Stringer, C. Garrett & D. Perrault-Joncas. 2003. The generation of internal tides at abrupt topography, *Deep. Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.*, 50: 987–1003.

Lavelle, J. W., I. D. Lozovatsky & D. C. Smith IV. 2004. Tidally induced turbulent mixing at Irving Seamount - Modeling and measurements, *Geophys. Res. Lett.*, 31(L10308): 1–4.

Leth, O., G. Shaffer & O. Ulloa. 2004. Hydrography of the eastern South Pacific Ocean: Results from the Sonne 102 cruise, May-June 1995, *Deep. Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.*, 51: 2349–2369.

Llanillo del Rio, P. J., & J. L. Pelegrí. 2014. Water mass variability in the eastern South Pacific and the ventilation of the oxygen minimum zone. Tesis para obtener el grado de Doctor en Ciencias del Mar, Universitat Politècnica de Catalunya, 148 pp.

Lorbacher, K., D. Dommenges, P. P. Niiler & A. Köhl. 2006. Ocean mixed layer depth: A subsurface proxy of ocean-atmosphere variability, *J. Geophys. Res. Ocean.*, 111(7): 1–22.

Lueck, R. G., & T. D. Mudge. 1997. Topographically Induced Mixing Around a Shallow Seamount, *Science*, 276(5320): 1831–1833.

Mackas, D. L., K. L. Denman & A. F. Bennett. 1987. Least-Squares Multiple Tracer Analysis Of Water Mass Composition, *J. Geophys. Res.*, 92(C3): 2907–2918.

Mason, E., A. Pascual & J. C. McWilliams. 2014. A new sea surface height-based code for oceanic mesoscale eddy tracking, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 31(5): 1181–1188.

Meincke, J. 1971. Observation of an Anticyclonic Vortex Trapped above a Seamount, *J. Geophys. Res.*, 76(30): 7432–7440.

Merrifield, M. A., P. E. Holloway & T. M. S. Johnston. 2001. The generation of internal tides at the Hawaiian ridge, *Geophys. Res. Lett.*, 28(4): 559–562.

Morales, C. E., V. Anabalón, J. P. Bento, S. Hormazabal, M. Cornejo, M. A. Correa-Ramírez & N. Silva. 2017. Front-Eddy Influence on Water Column Properties, Phytoplankton Community Structure, and Cross-Shelf Exchange of Diatom Taxa in the Shelf-Slope Area off Concepción (~36–37°S), *J. Geophys. Res. Ocean.*, 122(11): 8944–8965.

Morales, C. E., S. Hormazabal, M. Correa-Ramirez, O. Pizarro, N. Silva, C. Fernandez, V. Anabalón & M. L. Torreblanca. 2012. Mesoscale variability and nutrient-phytoplankton distributions off central-southern Chile during the upwelling season: The influence of mesoscale eddies, *Prog. Oceanogr.*, 104: 17–29

Moum, J. N., M. C. Gregg, R. C. Lien & M. E. Carr. 1995. Comparison of turbulence kinetic energy dissipation rate estimates from two ocean microstructure profilers, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 346–366.

Müller, P., & B. Melbourne. 2000. Diapycnal Mixing and Internal Waves, *Oceanography*, 13(2): 98–103.

Munk, W., & C. Wunsch. 1998. Abyssal recipes II: Energetics of tidal and wind mixing, *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.*, 45: 1977–2010.

Niklitschek, E. J., D. Boyer, A. Lafon, M. Soule, J. Cornejo-Donoso, I. Hampton, E. Hernández, R. Merino, P. Toledo, L. R. Castro, G. Aedo & M. George-Nascimento. 2007a.

Evaluación hidroacústica y TS de alfonsino y orange roughy. Informe Final FIP 2005-13. Coyhaique, Chile, 187 pp.

Niklitschek, E. J., J. Cornejo, E. Hernández, P. Toledo, C. Herranz, R. Merino, A. Lafon, L. Castro, R. Roa & G. Aedo. 2007b. Evaluación hidroacustica del alfonsino y orange roughy, año 2006. Informe Final FIP 2006-09. Coyhaique, Chile, 201 pp.

Osborn, T. R. 1980. Estimates of the Local Rate of Vertical Diffusion from Dissipation Measurements, *J. Phys. Oceanogr.* 83–89.

Owens, W. B., & N. G. Hogg. 1980. Oceanic observations of stratified Taylor columns near a bump, *Deep Sea Res. Part A, Oceanogr. Res. Pap.*, 27: 1029–1045.

Pitcher, T. J., T. Morato, P. J. B. Hart, M. R. Clark, N. Haggan and R. S. Santos (eds). 2007. *Seamounts: Ecology, Fisheries & Conservation*. Blackwell, Oxford, 527 pp.

Roden, G. I. 1987. Effect of Seamounts and Seamount Chains on Ocean Circulation and Thermohaline Structure, *Seamounts, Islands, Atolls, Geophys. Monogr. Ser.*, 43: 335–354.

Rodrigo, C., J. Diaz & A. Gonzalez Fernandez. 2014. Origin of the Easter Submarine Alignment: morphology and structural lineaments, *Lat. Am. J. Aquat. Res.*, 42(4): 857–870.

Rodrigo, C., & L. E. Lara. 2014. Plate tectonics and the origin of the Juan Fernandez Ridge: analysis of bathymetry and magnetic patterns, *Lat. Am. J. Aquat. Res.*, 42(4): 907–917.

Rogers, A. D. 2004. The Biology, Ecology and Vulnerability of Seamount Communities, *Int. Union Conserv. Nat. Nat. Resour.* 12 pp.

Ruddick, B., & D. Hebert. 1988. The Mixing of Meddy "Sharon". En: J.C.J. Nihoul & B.M. Jamart. *Small Scale Turbulence and Mixing in the Ocean*. Elsevier Oceanogr. Ser., pp. 249–261.

Rudnick, D. L., T. J. Boyd, R. E. Brainard, G. S. Carter, G. D. Egbert, M. C. Gregg, P. E. Holloway, J. M. Klymak, E. Kunze, C. M. Lee, M. D. Levine, D. S. Luther, J. P. Martin, M. A. Merrifield, J. N. Moum, J. D. Nash, R. Pinkel, L. Rainville & T. B. Sanford. 2003. From tides to mixing along the Hawaiiin Ridge, *Science*, 301(5631): 355–357.

Samadi, S., L. Botton, E. Macpherson, B. R. De Forges & M. C. Boisselier. 2006. Seamount endemism questioned by the geographic distribution and population genetic structure of marine invertebrates, *Mar. Biol.*, 149: 1463–1475.

Schmitt, R. W. 1988. Mixing in a Thermohaline Staircase. En: J.C.J. Nihoul & B.M. Jamart. *Small Scale Turbulence and Mixing in the Ocean*. Elsevier Oceanogr. Ser., pp. 435–452.

Schneider, W., R. Fuenzalida, E. Rodríguez-Rubio, J. Garcés-Vargas & L. Bravo. 2003. Characteristics and formation of Eastern South Pacific Intermediate Water, *Geophys. Res. Lett.*, 30(11): 1–4.

Silva, N., N. Rojas & A. Fedele. 2009. Water masses in the Humboldt Current System: Properties, distribution, and the nitrate deficit as a chemical water mass tracer for Equatorial Subsurface Water off Chile, *Deep. Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.*, 56(16): 992–1008.

Stevens, C., M. Consalvey, J. Devine & M. Clark. 2014. Mixing and transport near the shallow-crested Rumble III seamount and the implications for plankton distribution, *New Zeal. J. Mar. Freshw. Res.*, 48(2): 194–215.

Stips, A., & H. Prandke. 2000. Recommended Algorithm for Dissipation Rate calculation within PROVESS. 17 pp.

Stramma, L., H. W. Bange, R. Czeschel, A. Lorenzo & M. Frank. 2013. On the role of mesoscale eddies for the biological productivity and biogeochemistry in the eastern tropical Pacific Ocean off Peru, *Biogeosciences*, 10: 7293–7306.

Thorpe, S. 2007. *An Introduction to Ocean Turbulence*. Cambridge University Press, Cambridge, 267 pp.

Thurnherr, A. M., & L. C. St. Laurent. 2011. Turbulence and diapycnal mixing over the East Pacific Rise crest near 10°N, *Geophys. Res. Lett.*, 38(L15613): 1–4.

Tomczak, M. 1981. A multi-parameter extension of temperature/salinity diagram techniques for the analysis of non-isopycnal mixing, *Prog. Oceanogr.*, 10: 147–171.

Toole, J. M., R. W. Schmitt & K. L. Polzin. 1997. Near-boundary mixing above the flanks of a midlatitude seamount, *J. Geophys. Res.*, 102(C1): 947–959.

Tsuchiya, M., & L. D. Talley. 1998. A Pacific hydrographic section at 88°W: Water-property distribution, *J. Geophys. Res.*, 103(C6): 12899–12918.

van Haren, H., U. Hanz, H. de Stigter, F. Mienis & G. Duineveld. 2017. Internal wave turbulence at a biologically rich Mid-Atlantic seamount, *PLoS One*, 12(12): 1–16.

Venayagamoorthy, S. K., & O. B. O. Fringer. 2012. Examining breaking internal waves on a shelf slope using numerical simulations, *Oceanography*, 25(2): 132–139.

Vic, C., A. C. Naveira Garabato, J. A. Mattias Green, C. Spingys, A. Forryan, Z. Zhao & J. Sharples. 2017. The lifecycle of semidiurnal internal tides over the northern Mid-Atlantic

Ridge, J. *Phys. Oceanogr.*, 48: 61–80.

White, M., & C. Mohn. 2004. Seamounts: a review of physical processes and their influence on the seamount ecosystem. Oasis Report, Department of Earth and Ocean Sciences, National University of Ireland, 37 pp.

Wolk, F., H. Yamazaki, L. Seuront & R. G. Lueck. 2002. A new free-fall profiler for measuring biophysical microstructure, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 19(5): 780–793.

Wunsch, C. 1976. Geographical Variability of the Internal Wave Field: A Search for Sources and Sinks, *J. Phys. Oceanogr.*, 6: 471–485.

Yañez, E., C. Silva, R. Vega, F. Espindola, L. Alvarez, N. Silva, S. Palma, S. Salinas, E. Menschel, V. Häussermann, D. Soto & N. Ramirez. 2009. Seamounts in the southeastern Pacific Ocean and biodiversity on Juan Fernandez seamounts, Chile, *Lat. Am. J. Aquat. Res.*, 37(3): 555–570.

You, Y. 2002. A global ocean climatological atlas of the Turner angle: Implications for double-diffusion and water-mass structure, *Deep. Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.*, 49: 2075–2093.

## TABLAS

**Tabla 1.** Identificación y clasificación de los procesos de doble difusión. Esquema de You (2002).

Régimen	Difusión Convectiva		Dedos de Sal		Doblemente Estable	
	$R_\rho$	Tu [°]	$R_\rho$	Tu [°]	$R_\rho$	Tu [°]
Intenso	1,00 - 0,50	-90 - -75	1 - 2	75 - 90		
Medio	0,25 - 0,50	-75 - -60	2 - 4	60 - 75	0 - $-\infty$	-45 - 45
Débil	0 - 0,25	-60 - -45	4 - $+\infty$	45 - 60		

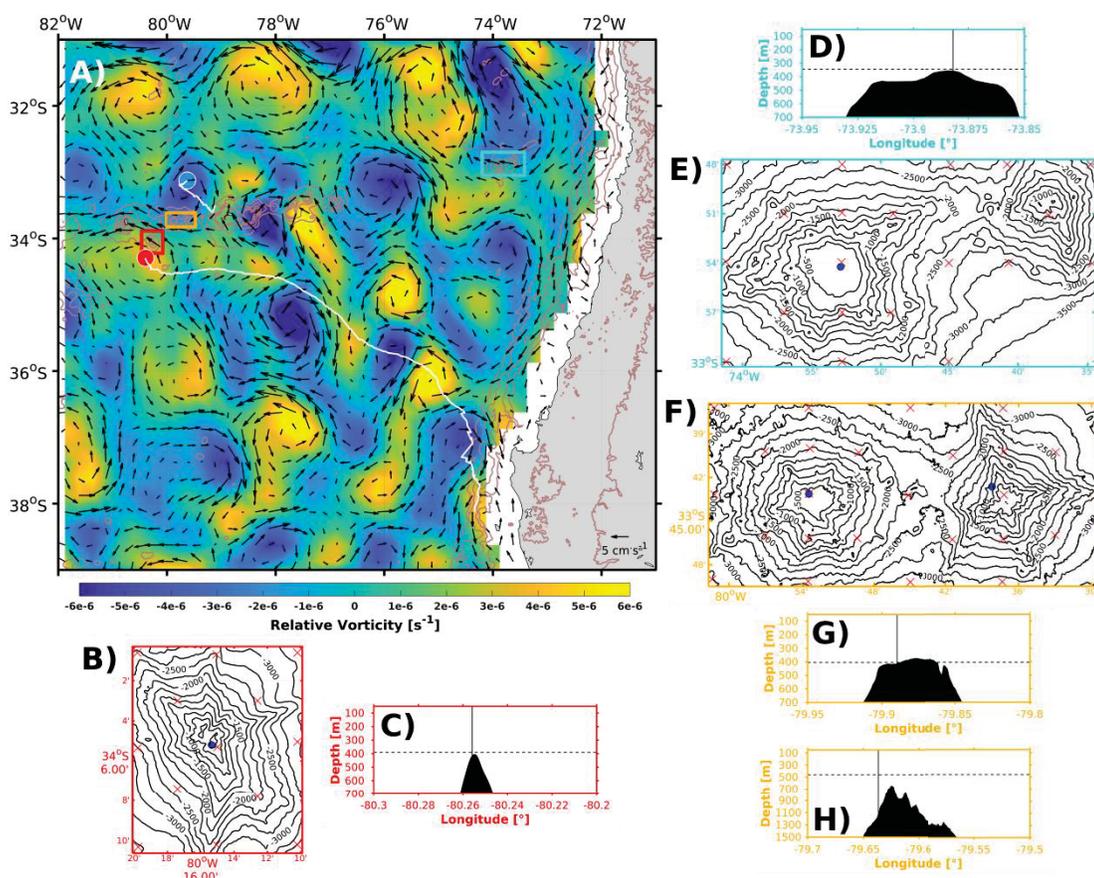
**Tabla 2.** Promedio, desviación estándar, valor mínimo y máximo de la profundidad de la capa de mezcla ( $\overline{MLD}$ ,  $MLD'$ ,  $MLD_{min}$ ,  $MLD_{max}$ , respectivamente), y su respectivo valor medio de temperatura conservativa ( $\overline{\Theta}_{ML}$ ) y salinidad absoluta ( $\overline{S}_{AML}$ ), sobre los tres montes submarinos.

Monte	$\overline{MLD}$	$MLD'$	$MLD_{min}$	$MLD_{max}$	$\overline{\Theta}_{ML}$	$\overline{S}_{AML}$
JF6	107	7	92	118	12,0	34,260
JF5	101	12	69	117	11,7	34,245
OH	69	24	40	116	11,3	34,547

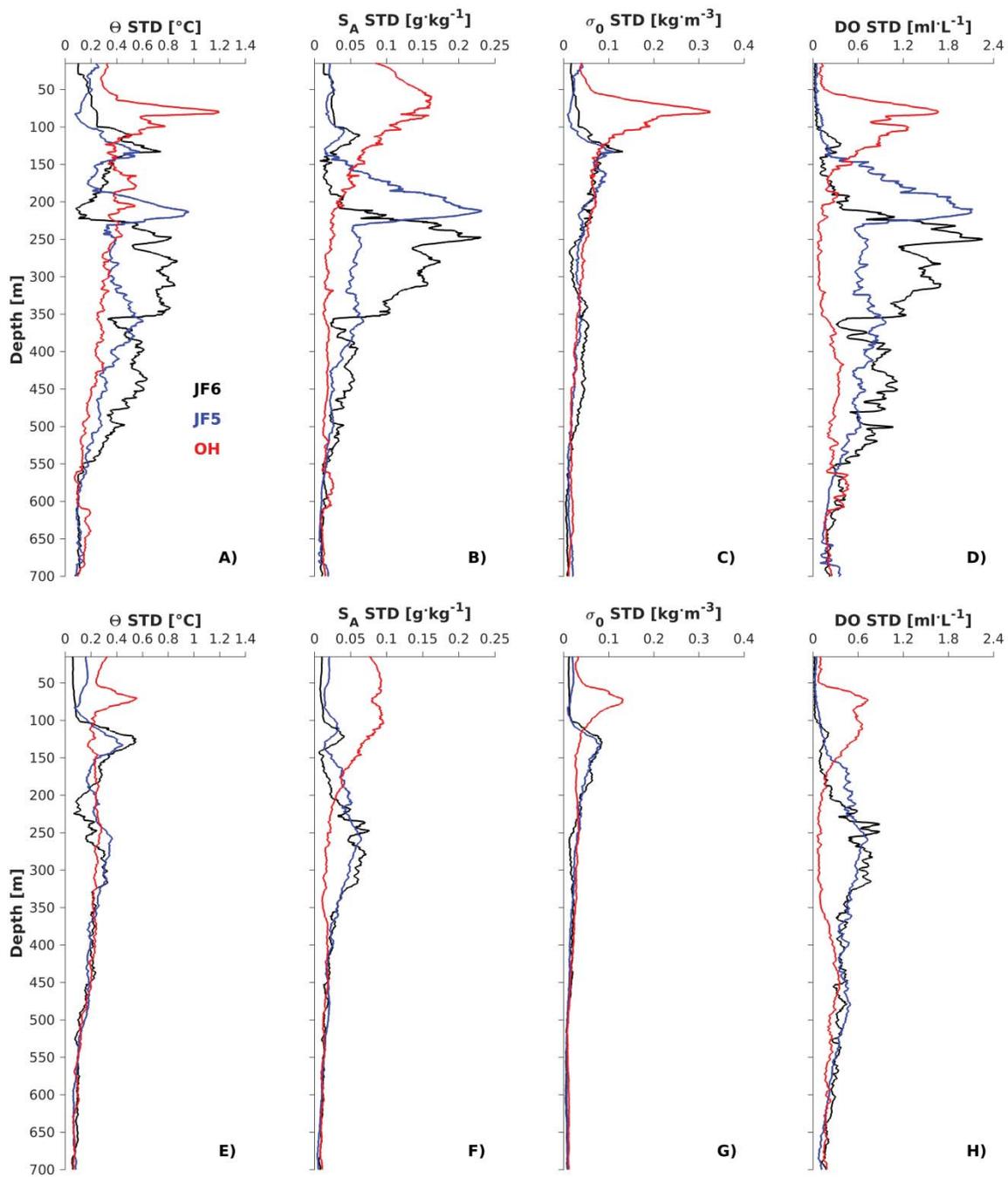
**Tabla 3.** Características principales y números adimensionales asociados a los montes submarinos estudiados. La forma de los montes submarinos por su altura ( $h_m$ ) y longitud efectiva ( $L$ ). La magnitud del flujo de fondo ( $U$ ) usado en JF6 y JF5 fue el valor medio durante su período de muestreo (11 – 18 de septiembre) obtenido de un anclaje ubicado al sur de la IRC, el cual fue desplegado al comienzo de la campaña FIP; para OH los valores de  $U$  se obtuvieron del pixel más cercano del campo de corrientes geostroficas derivadas de altimetría. También se muestran los valores asociados al parámetro de Coriolis ( $f$ ), estratificación del ambiente ( $N$ ), y de los números de Rossby, Froude topográfico y Burger ( $Ro$ ,  $Fr$ , y  $Bu$ , respectivamente).

Monte	$f$ [s <sup>-1</sup> ]	$h_m$ [m]	$L$ [km]	$U$ [cm·s <sup>-1</sup> ]	$N$ [s <sup>-1</sup> ]	$Ro$	$Fr$	$Bu$
JF6	$8,15 \times 10^{-5}$	3110	25	3,86	0,0037	0,0019	0,0034	5,6229
JF5 (occidental)	$8,07 \times 10^{-5}$	3161	25	3,86	0,0040	0,0191	0,0031	6,1888
JF5 (oriental)	$8,07 \times 10^{-5}$	3004	20	3,86	0,0037	0,0239	0,0034	6,9745
OH (guyot)	$7,90 \times 10^{-5}$	3145	30	15,01	0,0037	0,0633	0,0128	4,9511
OH (oriental)	$7,90 \times 10^{-5}$	2767	15	9,39	0,0036	0,0793	0,0094	8,4200

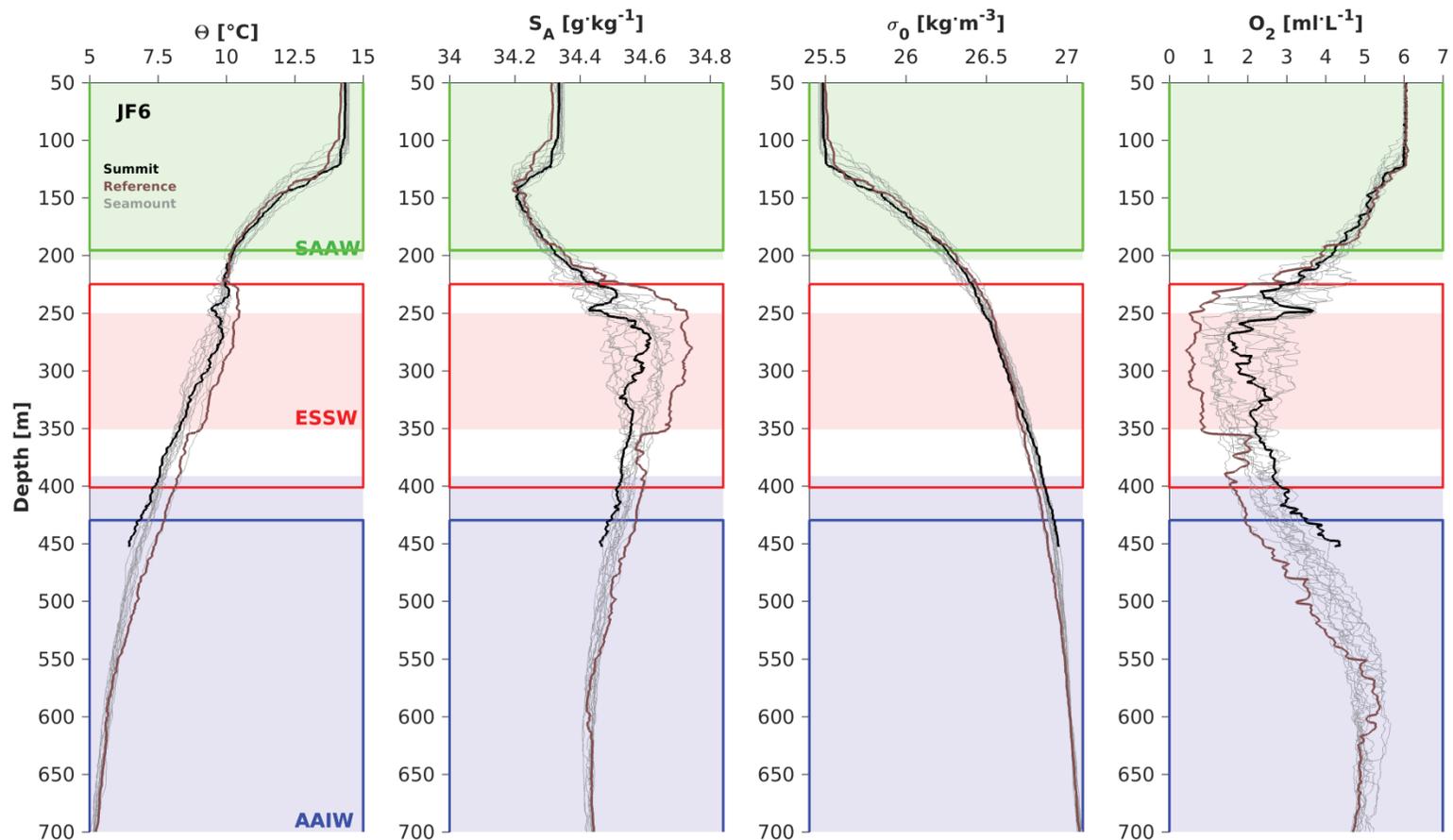
## FIGURAS



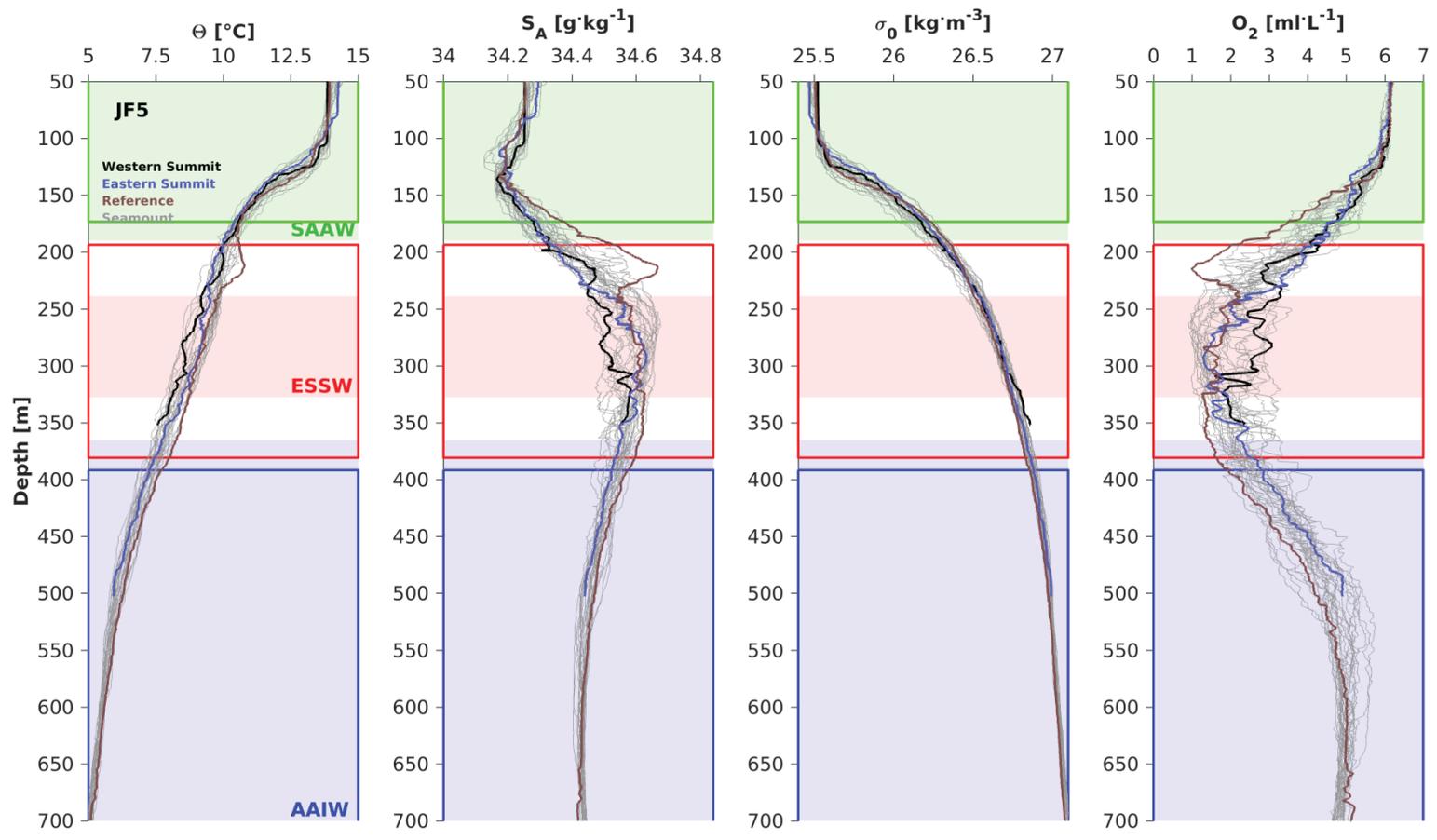
**Figura 1.** Área de estudio. A) Campo de vorticidad y corrientes geostroficas frente a Chile central durante septiembre 2015 (mapa de color). En él se exhiben las isobatas de 3500, 2500, 1500 y 750 m de profundidad junto al nivel de 1000 m.s.n.m (líneas burdeo), las líneas blancas continuas indican la trayectoria del remolino anticiclónico subsuperficial (círculo rojo) y el remolino ciclónico de superficie (círculo celeste). Batimetría (contornos) de alta resolución (Díaz-Naveas *et al.*, 2015) (B, E y F), con la ubicación de las estaciones oceanográficas (cruces rojas) y la posición del lance del microperfilador (círculo azul). Además, se muestra un acercamiento a la sección vertical en la cima de cada monte submarino (C, D, G y H), con la posición relativa (línea continua negra vertical) y la profundidad máxima (línea segmentada negra horizontal) del lance del microperfilador para Juan Fernández 6 (caja roja), Juan Fernández 5 (caja amarilla), y Monte O'Higgins (caja cían).



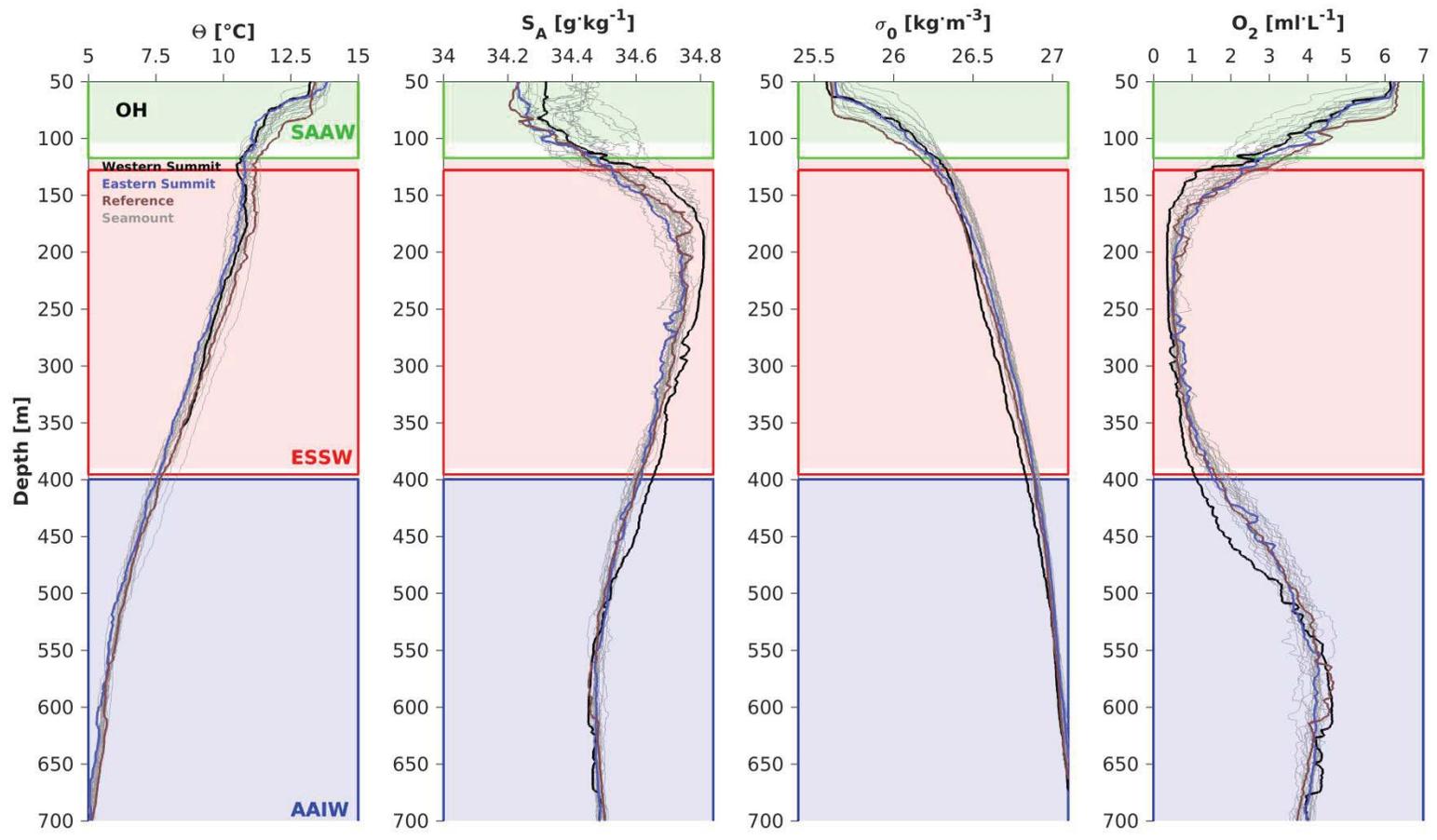
**Figura 2.** Perfiles verticales de la desviación estándar de la temperatura conservativa, salinidad absoluta, anomalía de la densidad potencial y concentración del oxígeno disuelto respecto de su estación de referencia (A - D) y perfil promedio (E - H) para Juan Fernández 6 (negro), Juan Fernández 5 (azul) y Monte O'Higgins (rojo).



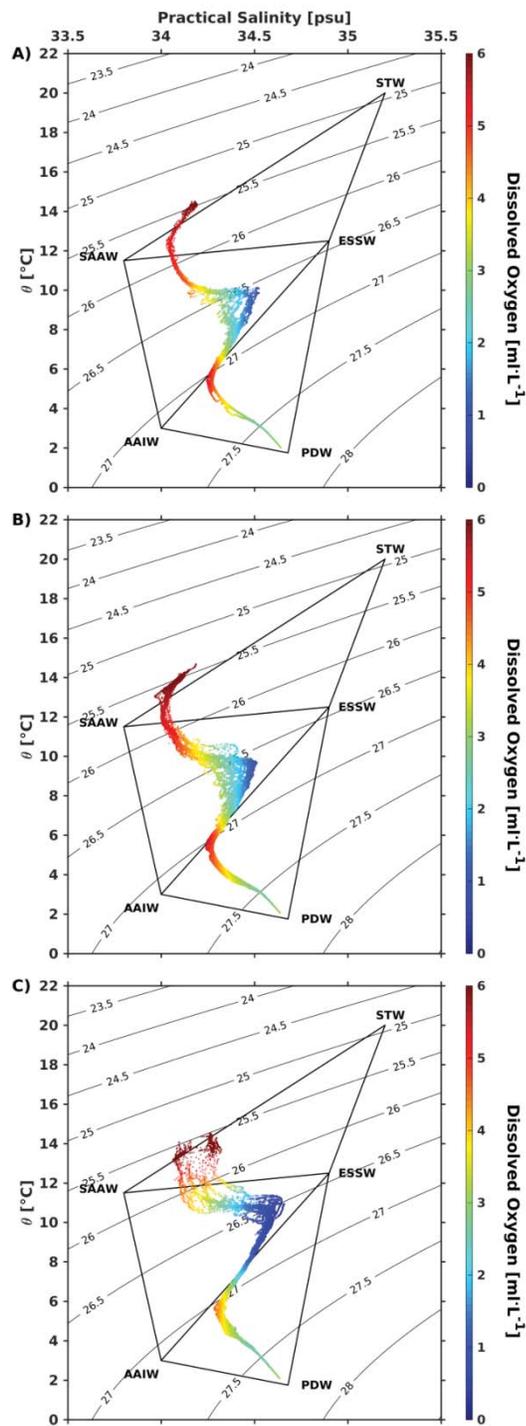
**Figura 3.** Perfiles verticales (50 - 700 m) de la temperatura conservativa, salinidad absoluta, anomalía de la densidad potencial y concentración del oxígeno disuelto para el Monte Juan Fernández 6. Los sectores sombreados dentro de los perfiles indican el rango vertical medio de las aguas dominadas (sobre un 50%) por SAAW (verde claro), ESSW (rojo claro) y AAIW (azul claro) sobre el monte submarino. Las cajas abiertas indican lo mismo que los sectores sombreados pero para su estación de referencia.



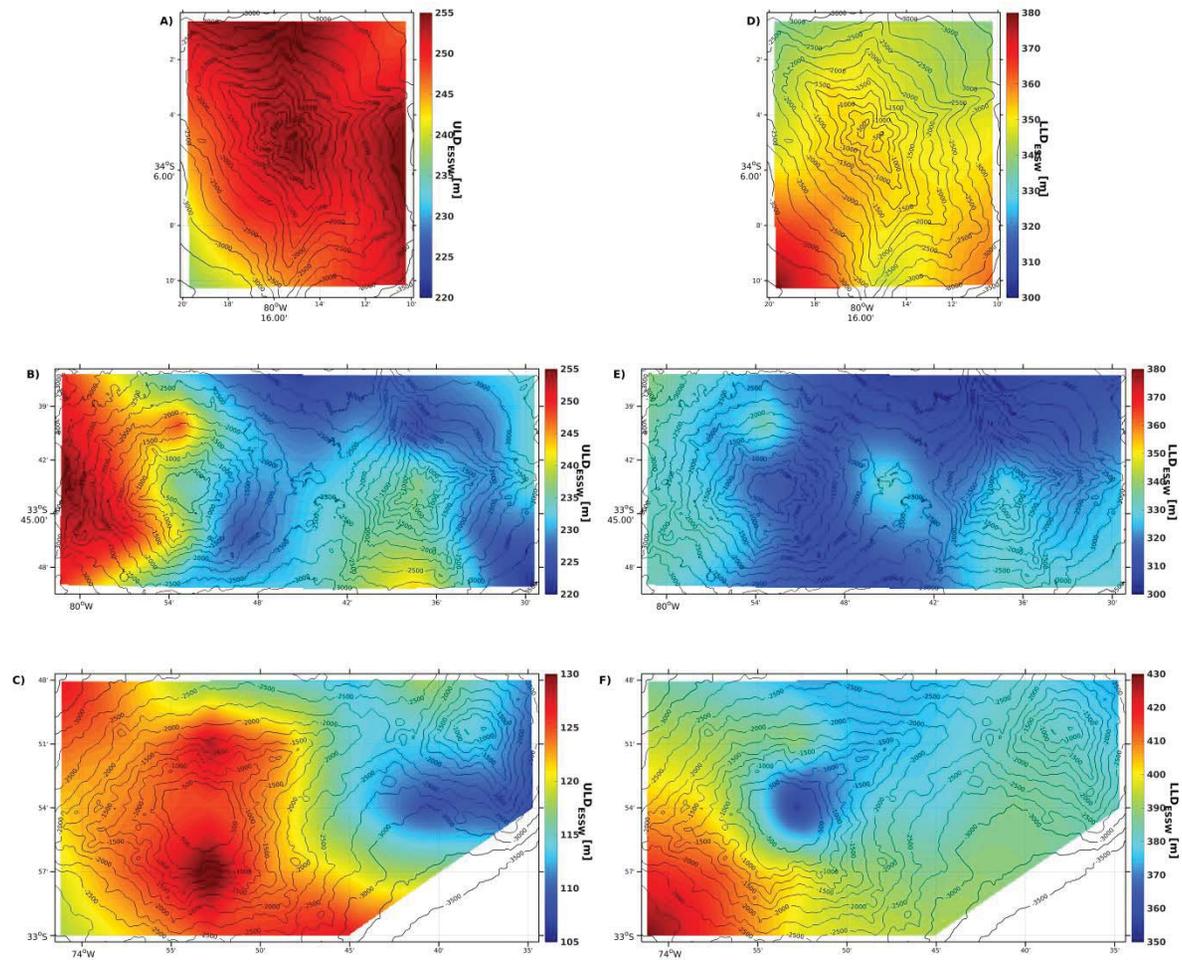
**Figura 4.** Lo mismo que en Figura 3 pero para el Monte Juan Fernández 5.



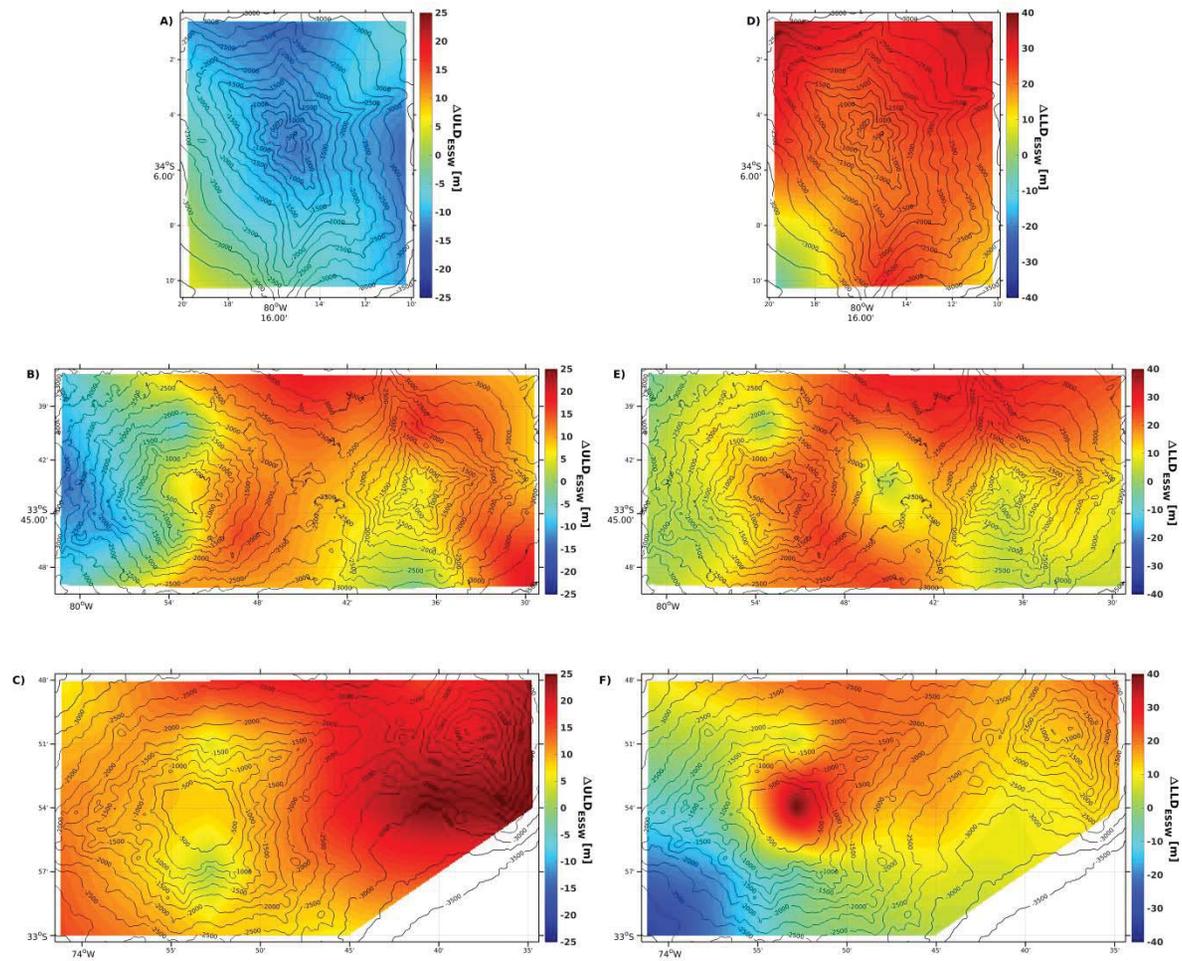
**Figura 5.** Lo mismo que en Figura 3 pero para Monte O'Higgins.



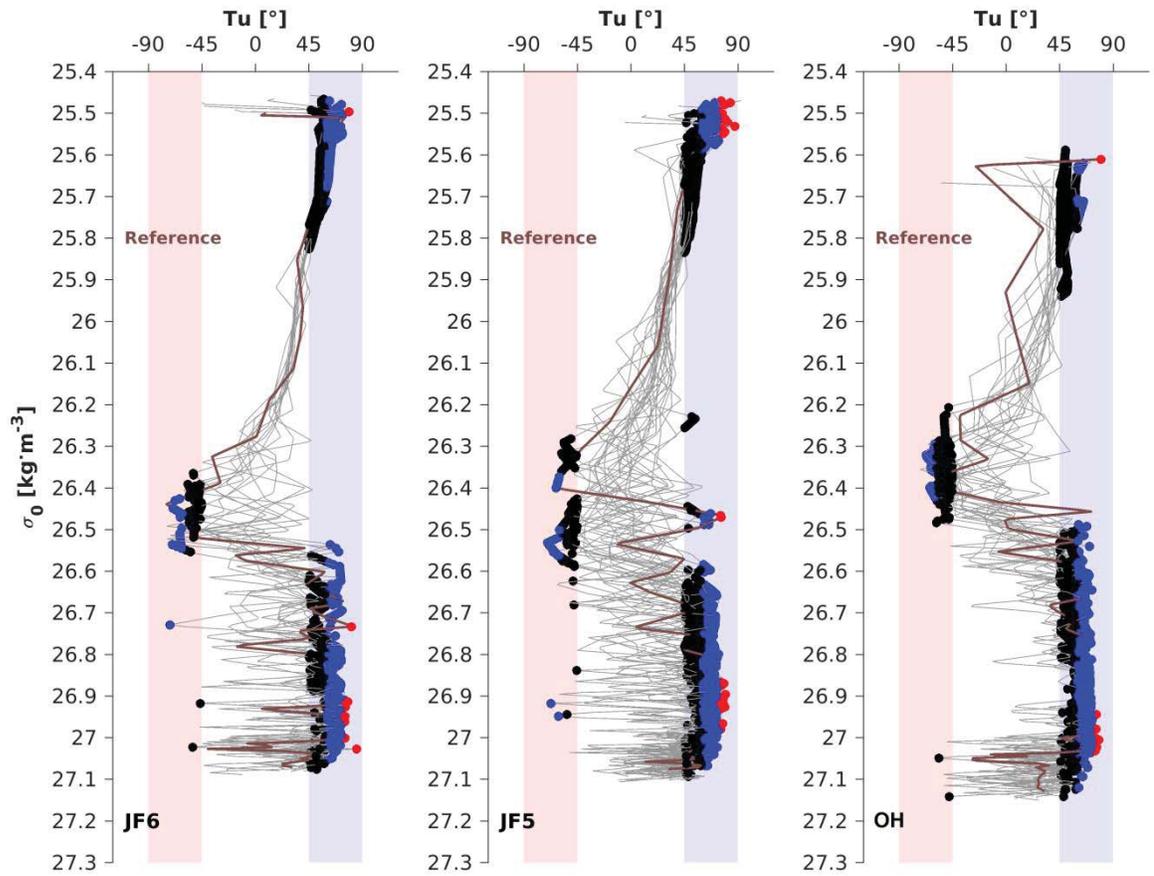
**Figura 6.** Diagramas T-S para el Monte Juan Fernández 6 (A), Juan Fernández 5 (B) y O'Higgins (C). Las isopícnas de densidad y concentración de oxígeno disuelto se muestran como contornos y puntos coloreados, respectivamente.



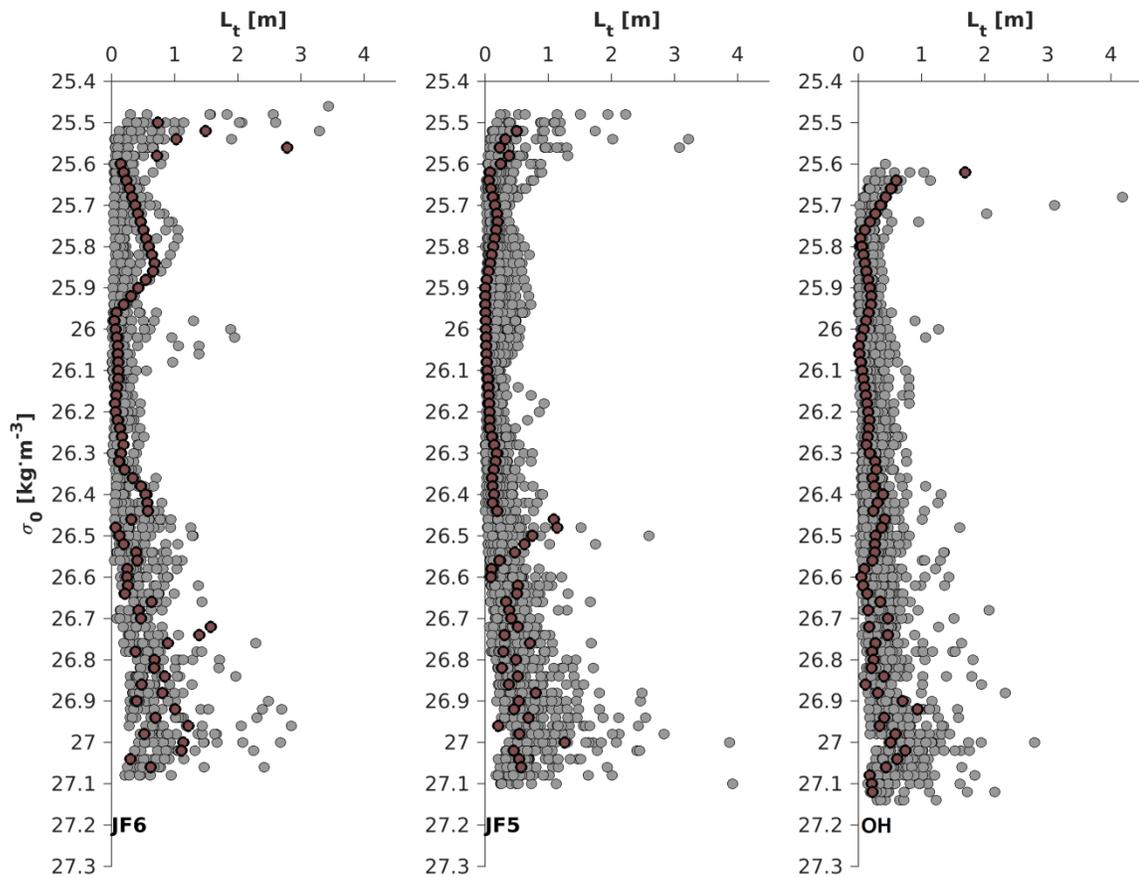
**Figura 7.** Topografía (colores) de límite vertical superior (A - C) e inferior (D - F) del estrato dominado por ESSW (sobre el 50%) en el Monte Juan Fernández 6 (A y D), Juan Fernández 5 (B y E), y O'Higgins (C y F). También se muestra la batimetría (contornos) de cada monte submarino.



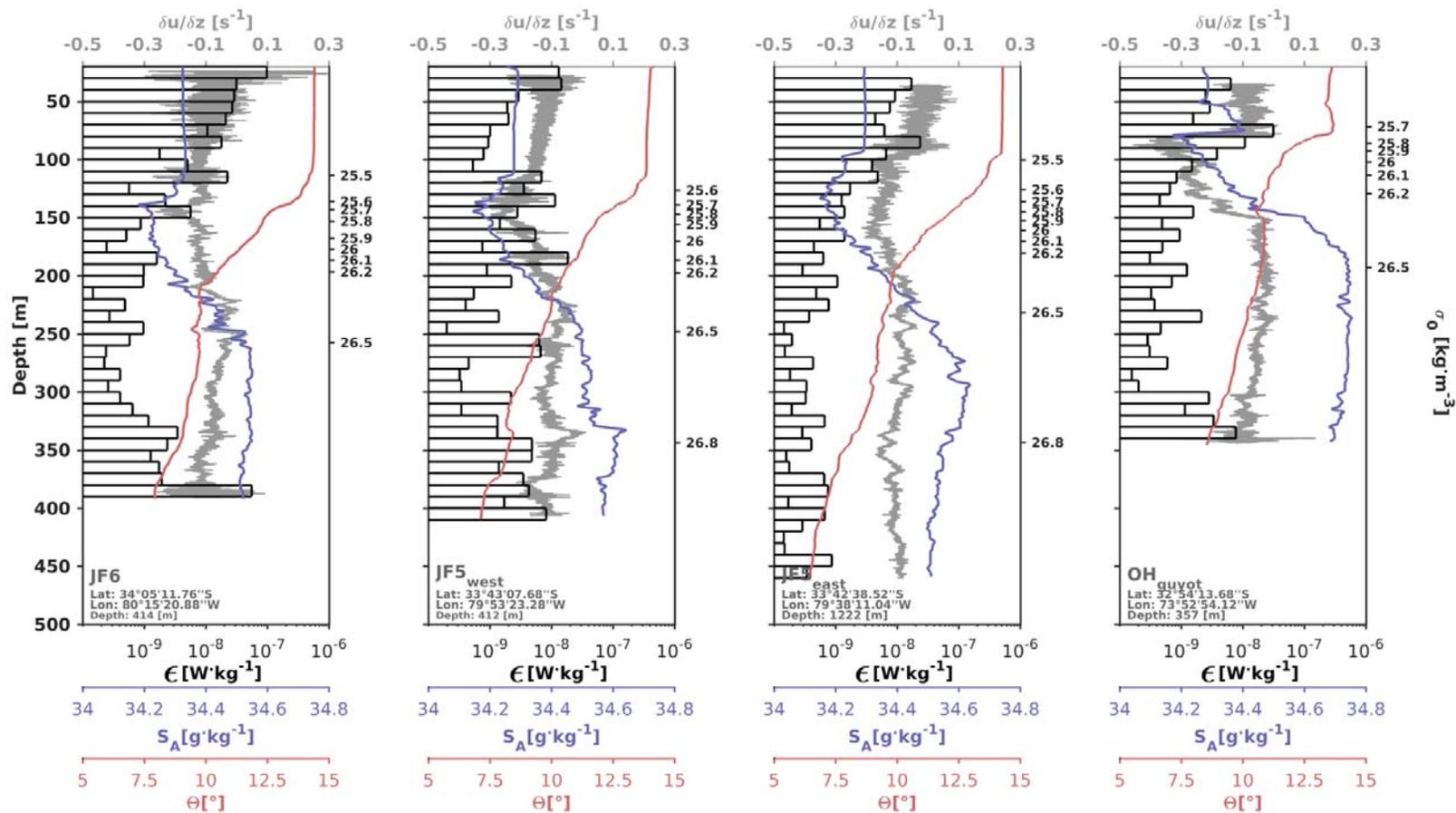
**Figura 8.** Lo mismo que en Figura 7 pero para las diferencias en profundidad de los límites verticales del estrato dominado por ESSW respecto a su estación de referencia.



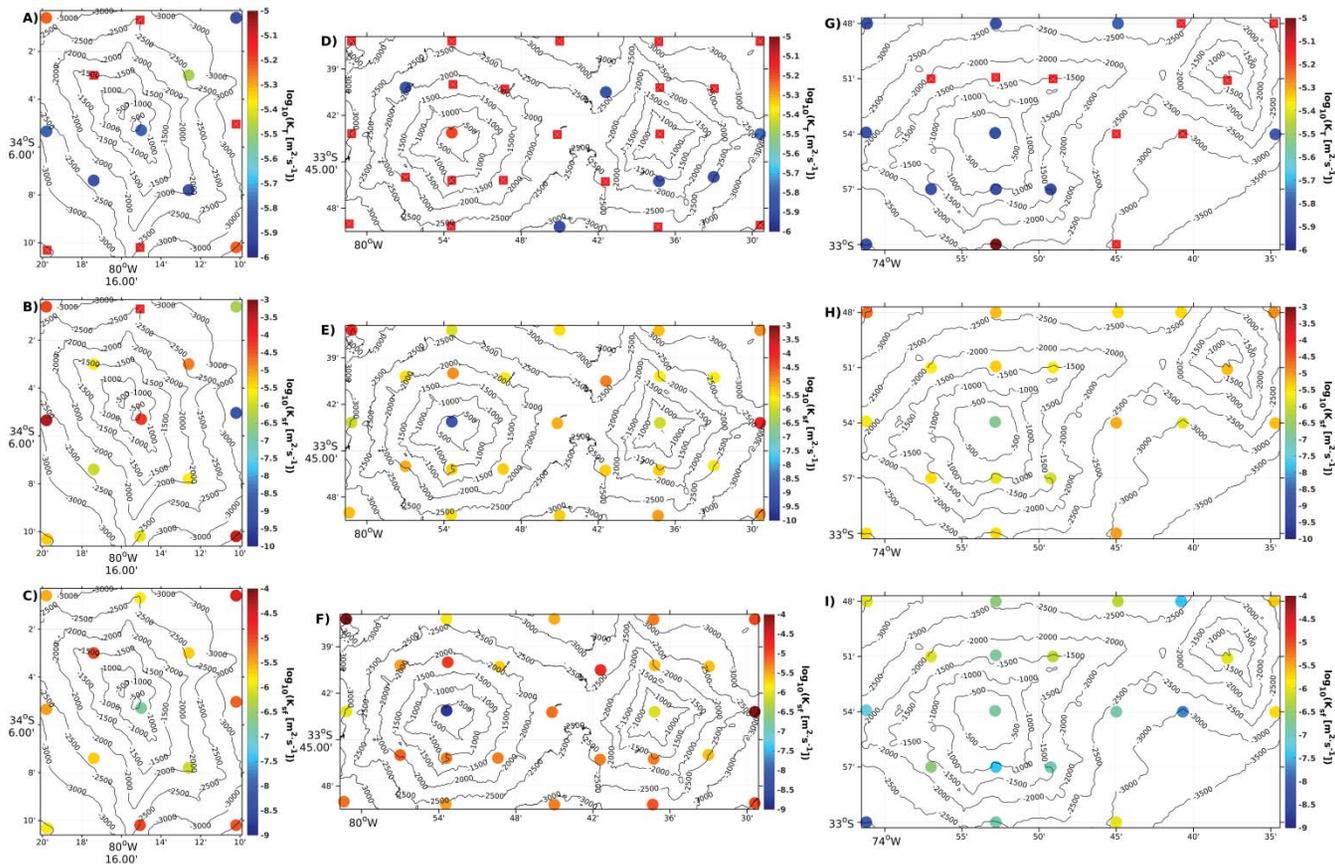
**Figura 9.** Ángulo de Turner en función de las anomalías de densidad potencial para el Monte Juan Fernández 6, Juan Fernández 5, y O'Higgins (panel de la derecha, del medio y de la izquierda, respectivamente). Las líneas grises delgadas son los ángulos de Turner de las estaciones sobre los montes submarinos y la línea marrón gruesa son los asociados a su respectiva estación de referencia. Las áreas sombreadas indican las regiones asociadas a los modos de doble difusión convectiva (-90 - -40°) y dedos de sal (45 - 90°). Los círculos coloreados muestran la intensidad del procesos de doble difusión, siendo negro, azul y rojo para el régimen débil, moderado e intenso, respectivamente.



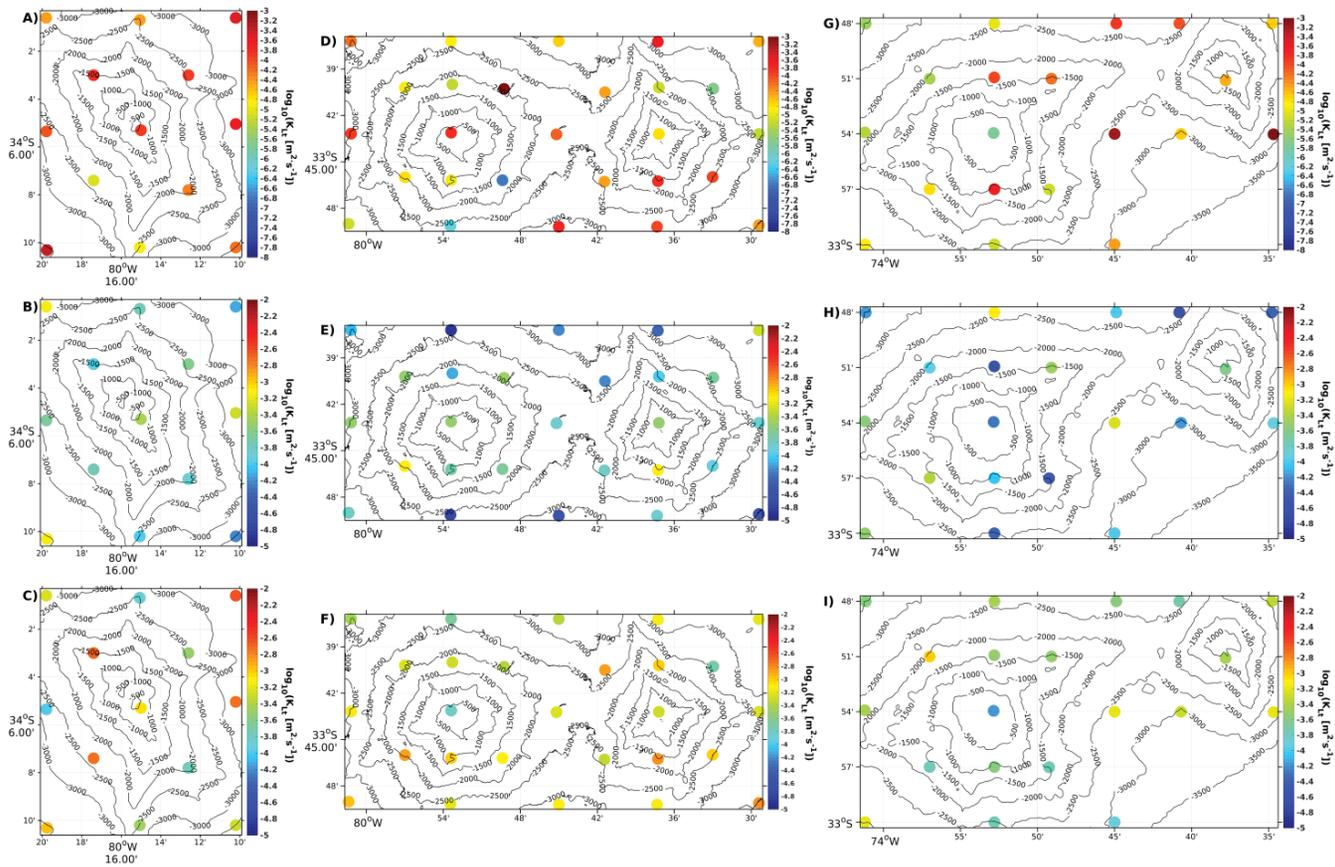
**Figura 10.** Escala de Thorpe en función de las anomalías de densidad potencial para el Monte Juan Fernández 6, Juan Fernández 5, y O'Higgins (panel de la derecha, del medio y de la izquierda, respectivamente). Los círculos grises son los valores asociados a las estaciones sobre el monte y los de color marrón son aquellos asociados a su respectiva estación de referencia.



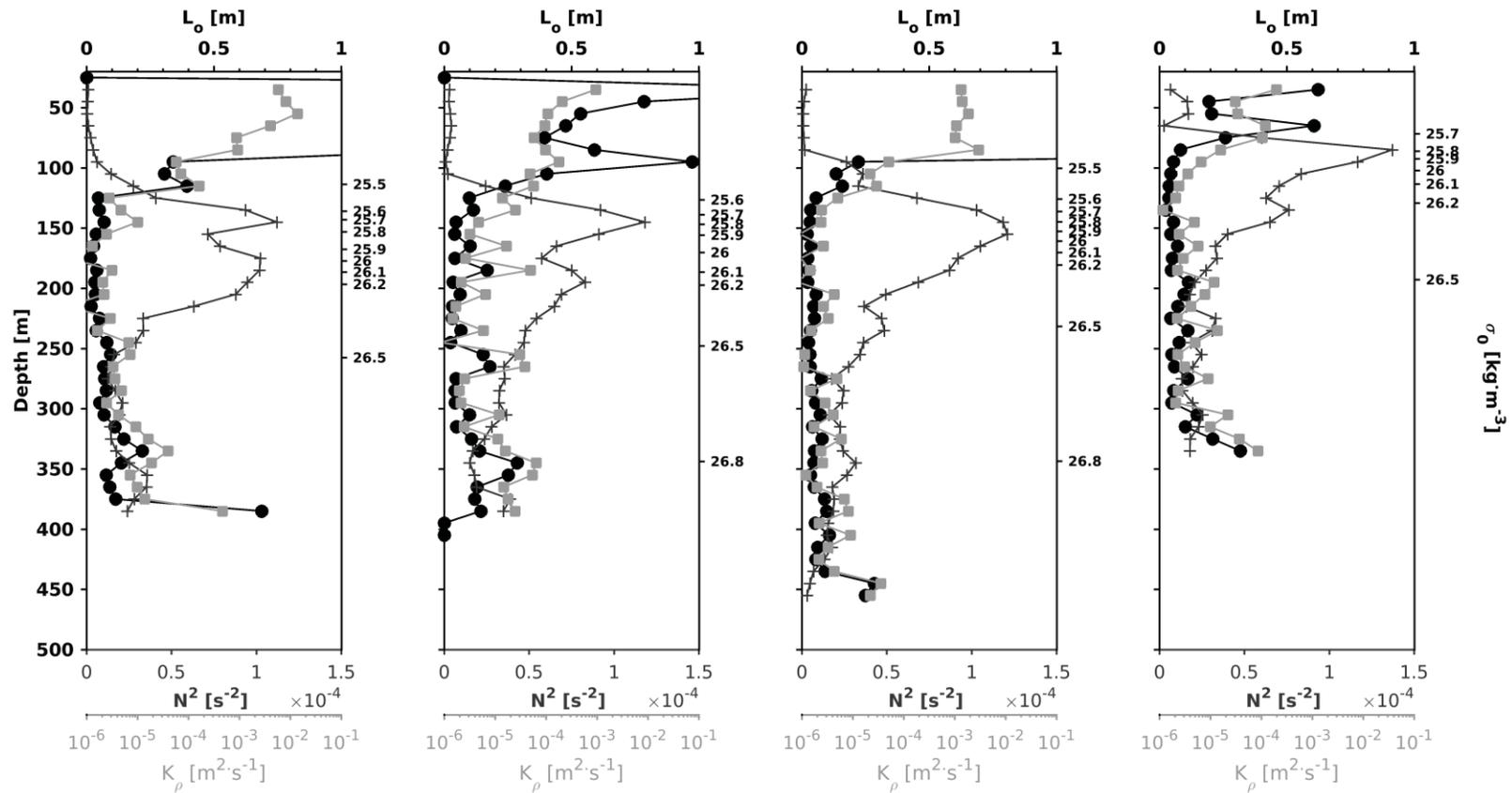
**Figura 11.** Perfiles de cizalle vertical de velocidad (en gris), tasa de disipación de energía cinética turbulenta (barras), temperatura conservativa (línea roja) y salinidad absoluta (línea azul) obtenidos de los datos de microestructura y CTD del microperfilador. Algunos valores de anomalías de la densidad potencial se muestran a la izquierda de cada panel. La georeferencia y profundidad asociada a la posición del lance se indica en la esquina inferior de cada panel.



**Figura 12.** Difusividad diapicna (círculos coloreados) en el límite superior (A, D y G), dentro del núcleo (B, E y H) y en el límite inferior (C, F e I) del estrato dominado por ESSW (por sobre el 50%), estimada a través de las parametrizaciones asociadas a los diferentes modos de doble difusión para Monte Juan Fernández 6 (A - C), Juan Fernández 5 (D - F) y O'Higgins (G - I). Las cruces blancas dentro de las cajas rojas indican una nula presencia de procesos de doble difusión. También se muestra la batimetría de cada monte submarino (contornos).



**Figura 13.** Lo mismo que en la Figura 12 pero la estimación se basó en la parametrización de la escala de Thorpe. Las cruces blancas dentro de las cajas rojas indican una nula presencia de desplazamientos de Thorpe.



**Figura 14.** Perfiles verticales de la escala de Ozmidov (línea con círculos negros), frecuencia de Brunt-Väisälä al cuadrado (línea con cruces negras), y difusividad diapicna parametrizados a partir de las mediciones de disipación (línea con cuadrados grises) derivados de los datos de microestructura y CTD del microperfilador. Algunos valores de anomalías de la densidad potencial se muestran a la izquierda de cada panel. Las características de la ubicación de cada lance son las mismas que en la Figura 11.