



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
DIRECCIÓN DE POSTGRADO
FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y OCEANOGRÁFICAS
PROGRAMA DE MAGISTER EN CIENCIAS CON MENCIÓN OCEANOGRAFÍA

**VARIABILIDAD METEOROLÓGICA Y OCEANOGRÁFICA EN
FIORDOS AUSTRALES DE CHILE: CASO DE ESTUDIO, FIORDO
PUYUHUAPI.**

Tesis presentada para optar al grado de Magister en Ciencias con mención
Oceanografía.

POR

GILDA ROMANET SEGUEL ROJAS
Mayo 2019

CONCEPCIÓN-CHILE

Profesor Guía: Dr. Iván Pérez-Santos
Centro i~mar, Universidad de Los Lagos.

Director de tesis: Dr. Wolfgang Schneider
Depto. Oceanografía –Universidad de Concepción



© Se autoriza la reproducción total o parcial, con fines académicos, por cualquier medio o procedimiento, incluyendo la cita bibliográfica del documento.

Universidad de Concepción
Dirección de Postgrado

La Tesis de *Magister en Ciencias mención Oceanografía* titulada **“Variabilidad meteorológica y oceanográfica en fiordos australes de Chile: caso de estudio, fiordo Puyuhuapi”**, de la Srta. Gilda Romanet Seguel Rojas y realizada bajo la Facultad de Ciencias Naturales y Oceanográficas, Universidad de Concepción, ha sido aprobada por la siguiente Comisión de Evaluación:

Dr. Wolfgang Schneider
Director de Tesis
Universidad de Concepción

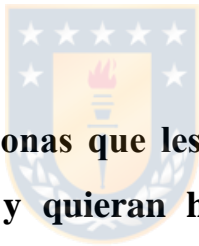
Dr. Iván Pérez-Santos
Profesor Guía
Centro i~mar, Universidad de Los Lagos



Dr. Luis Bravo
Miembro Comité de Tesis
Universidad Católica del Norte, Coquimbo

Dr. Manuel Castillo
Evaluador Externo
Universidad de Valparaíso

Dr. Fabián Tapia Jorquera
Director
Programa de Magister en Oceanografía
Universidad de Concepción



“A las personas que les apasione el mar, la tierra, la naturaleza y quieran hacer que nuestra interacción con este planeta sea de forma más entendida, sustentable y respetuosa”.

AGRADECIMIENTOS

Empecé este proceso de magister en una encrucijada en mi vida, pero una de las pocas certezas que tuve en ese momento, era que este proyecto tenía que ver la luz. Es difícil agradecer sin dejar personas afuera, es que son tantas las que fueron importantes. En primer lugar, a mi familia, mis padres Gilda y Edgardo, mi hermana Fernanda y mi sobrino Matías, por el amor, los consejos y el apoyo en muchas áreas, sin ellos habría sido imposible llegar hasta acá. También al resto de mi familia, tías, tíos, primas y primos que siempre son un pilar fundamental y una red de apoyo.

A Iván Pérez-Santos y Wolfgang Schneider por su constante preocupación, apoyo, interés y por no perder la paciencia a pesar de los momentos difíciles. A mis compañeras y compañeros de programa y especialmente a mis colegas de generación, por los días de trabajo, compañerismo, estudios, tareas y camaradería. A mis amistades, aunque ya saben que los amo y que siempre estuvieron en el proceso en las buenas y las malas. A Cristian, que en estos últimos años ha sido un apoyo fundamental y un maravilloso compañero.

Quiero agradecer, además al CentroCOPAS Sur-Austral (CONICYT PIA PFB31 y AFB 170006), al sindicato N°1 de la Universidad de Concepción y al FONDECYT 11140161, por la ayuda en el financiamiento del desarrollo de la tesis.

TABLA DE CONTENIDOS

Agradecimientos.....	v
Tabla de Contenidos	vi
Índice de Tablas.....	vii
Índice de Ilustraciones.....	viii
Resumen	xiii
Abstract	xvii
1. INTRODUCCIÓN	1
2.- HIPÓTESIS DE TRABAJO Y OBJETIVOS ESPECÍFICOS.	7
3. METODOLOGÍA	8
3.1. Antecedentes meteorológicos y oceanográficos.	8
3.2. Datos y métodos empleados en el desarrollo de los objetivos específicos	10
3.2.1. Objetivo 1: “Analizar el comportamiento y las escalas de tiempo que dominan el viento regional”.	10
3.2.2. Objetivo 2: “Determinar la interacción océano-atmósfera durante el paso de eventos sinópticos al interior de los fiordos y canales del área de estudio”.	14
3.2.3. Objetivo 3: “Establecer los procesos atmosféricos que contribuyen al aumento de la temperatura del aire, en horas de la mañana en el fiordo Puyuhuapi”.	17
4. RESULTADOS	19
4.1. Variabilidad del viento superficial satelital y local.	19
4.1.1. Condición promedio y comportamiento estacional.	19
4.1.2. Funciones ortogonales empíricas usando viento satelital.	29
4.1.2.1 Descripción del modo 1 FOE para QuikSCAT.	30
4.1.2.2 Descripción del modo 2 FOE para QuikSCAT.	31

4.1.2.3 Descripción del modo 3 FOE para QuikSCAT.	35
4.1.2.4 Descripción del modo 1 FOE para ASCAT.	38
4.1.2.5 Descripción del modo 2 FOE para ASCAT.	38
4.1.2.6 Descripción del modo 3 FOE para ASCAT.	41
4.2. Interacción océano-atmósfera.	43
4.2.1. Influencia del paso de sistemas de baja presión en la mezcla vertical.	43
4.2.2. Respuesta atmosférica-oceánica local a eventos atmosféricos regionales.	50
5. DISCUSION Y CONCLUSIONES.	61
5.1. Variabilidad del viento y variables derivadas.	61
5.2. Eventos sinópticos y su impacto en los procesos de interacción océano-atmósfera.	67
5.3. Respuesta a hipótesis planteadas en la tesis.	71
6. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.	74
7. ANEXOS.	81
8. ARTICULO SOMETIDO	82



ÍNDICE DE TABLAS.

Tabla 1. Características de las estaciones meteorológicas.	16
Fuente: Elaboración propia.	

ÍNDICE DE ILUSTRACIONES.

Figuras	Pág.
Figura 1. Mapa del área de estudio. Continentes e islas en color gris. Los colores en los canales corresponden a las profundidades según la escala de la derecha.	4
Figura 2. (Izquierda) Boya oceanográfica instalada en canal Puyuhuapi por el Centro COPAS Sur-Austral (PFB 31-AFB 170006) de la Universidad de Concepción. (Derecha) Estación meteo-oceánica instalada por el CIEP en la Isla Magdalena, fiordo Puyuhuapi.	18
Figura 3. Promedio del viento satelital, obtenido de los datos de QuikSCAT (a), y ASCAT (b) en el periodo 1999-2009 y 2007-2016 respectivamente. La dirección del viento se presenta en vectores y la magnitud en colores, mientras, la desviación estándar está en contornos. Fuente: elaboración propia.	20
Figura 4. Promedio estacional del viento satelital obtenido de los datos de QuikSCAT en el periodo 1999-2009. La dirección del viento se presenta en vectores y la magnitud en colores. Fuente: elaboración propia.	23
Figura 5. Promedios del esfuerzo del estrés (flechas negras), transporte de Ekman (flechas rojas) y bombeo de Ekman (gráfico de contorno), obtenidos de los datos de QuikSCAT (a), y ASCAT (b) en los periodos 1999-2009 y 2007-2016 respectivamente. Fuente: elaboración propia.	25
Figura 6: Promedios estacionales del estrés del viento [Pa] (flechas negras), transporte de Ekman (m^2s^{-1}) (flechas rojas) y bombeo de Ekman (m^3s^{-1}) (gráfico de contorno) obtenidos de los datos de	28

QuikSCAT. Fuente: elaboración propia.

Figura 7. Modo 1 del análisis FOE para los datos de QuikSCAT. (a) 32
Representa el mapa con los vectores propios normalizados y (b) la serie de tiempo original de la componente principal (línea negra) y filtrada (línea roja) usando filtro de paso bajo de 30 días. (c) Espectro global de ondeleta a la serie de tiempo original de la componente principal en donde la línea roja discontinua representa el intervalo de confianza con 95 % y (d) es el promedio mensual de la serie de tiempo original de la componente principal con la flecha promedio correspondiente a cada mes del vector propio normalizado. Fuente: elaboración propia.

Figura 8. Modo 2 del análisis FOE para los datos de QuikSCAT. (a) 34
Representa el mapa con los vectores propios normalizados y (b) la serie de tiempo original de la componente principal (línea negra) y filtrada (línea roja) usando filtro de paso bajo de 30 días. (c) Espectro global de ondeleta a la serie de tiempo original de la componente principal en donde la línea roja discontinua representa el intervalo de confianza con 95 % y (d) es el promedio mensual de la serie de tiempo original de la componente principal con la flecha promedio correspondiente a cada mes del vector propio normalizado. Fuente: Elaboración propia.

Figura 9. Modo 3 del análisis FOE para los datos de QuikSCAT. (a) 36
Representa el mapa con los vectores propios normalizados y (b) la serie de tiempo original de la componente principal (línea negra) y filtrada (línea roja) usando filtro de paso bajo de 30 días. (c) Espectro global de ondeleta a la serie de tiempo original de la componente principal en donde la línea roja discontinua representa el intervalo de confianza con 95 % y (d) es el promedio mensual de la serie de tiempo original de la componente principal con la flecha promedio correspondiente a cada mes del vector propio normalizado. Fuente: Elaboración propia.

Figura 10. Modo 1 del análisis FOE para los datos de ASCAT. (a) 37
Representa el mapa con los vectores propios normalizados y (b) la serie de tiempo original de la componente principal (línea negra) y filtrada (línea roja) usando filtro de paso bajo de 30 días. (c) Espectro global de ondeleta a la serie de tiempo original de la

componente principal en donde la línea roja discontinua representa el intervalo de confianza con 95 % y (d) es el promedio mensual de la serie de tiempo original de la componente principal con la flecha promedio correspondiente a cada mes del vector propio normalizado. Fuente: Elaboración propia.

Figura 11. Modo 2 del análisis FOE para los datos de ASCAT. (a) 40
Representa el mapa con los vectores propios normalizados y (b) la serie de tiempo original de la componente principal (línea negra) y filtrada (línea roja) usando filtro de paso bajo de 30 días. (c) Espectro global de ondeleta a la serie de tiempo original de la componente principal en donde la línea roja discontinua representa el intervalo de confianza con 95 % y (d) es el promedio mensual de la serie de tiempo original de la componente principal con la flecha promedio correspondiente a cada mes del vector propio normalizado. Fuente: Elaboración propia.

Figura 12. Modo 3 del análisis FOE para los datos de ASCAT. (a) 42
Representa el mapa con los vectores propios normalizados y (b) la serie de tiempo original de la componente principal (línea negra) y filtrada (línea roja) usando filtro de paso bajo de 30 días. (c) Espectro global de ondeleta a la serie de tiempo original de la componente principal en donde la línea roja discontinua representa el intervalo de confianza con 95 % y (d) es el promedio mensual de la serie de tiempo original de la componente principal con la flecha promedio correspondiente a cada mes del vector propio normalizado. Fuente: Elaboración propia.

Figura 13: (a) Imagen infrarroja obtenida de GOES-13 mostrando la 44
influencia del paso de un sistema de bajas presión atmosférica por la Patagonia. (b) Área de estudio en el fiordo Puyuhuapi. Fuente: Montero et al., (2017).

Figura 14: (a-e). Viento, temperatura del aire, radiación solar y 45
lluvia, obtenidos de la estación meteorológica en Isla Magdalena a 500 m desde la posición de la boya. F) Datos horarios de descarga del Río Cisnes aportados por las DGA. Fuente: Montero et al., (2017).

Figura 15. Características superficiales del mar registradas por la 48
boya de Puyuhuapi. (a-e) Temperatura, salinidad, oxígeno disuelto,
clorofila-a y pH durante Julio del 2015. Las líneas de color rojo
representan los días donde se hicieron experimento de producción
primaria (PP) Fuente; Montero et al., (2017).

Figura 16. Perfiles verticales de alta resolución obtenidos con el 49
microperfilador SCAMP (a) Temperatura, (b) Salinidad, (c)
densidad, (d) frecuencia de boyantes, € gradiente de temperatura, (f)
ángulo de Turner, (g) disipación de la energía cinética turbulenta y
(h) coeficiente de difusividad vertical de remolinos. Fuente: Montero
et al., (2017).

Figura 17. (a, b) Ciclo diurno de la temperatura de aire y la radiación 52
solar obtenido de la serie de tiempo de la boya y estación
meteorológica (2011-2017). (c, d) Histogramas de la ocurrencia
horaria de las TAM, obtenidas de las series de datos de la boya y
estación meteorológica instaladas en el fiordo Puyuhuapi. Fuente:
Elaboración propia.

Figura 18. Histogramas de: a) Registros por hora de la noche de las 53
TAM, (solo eventos entre 20:00 y 05:00). B) Rango de temperaturas
máximas. C) Meses de ocurrencia de las TAM para las series de
datos de la boya y estación meteorológica instaladas en el fiordo
Puyuhuapi, periodo 2011-2017. Fuente: Elaboración propia.

Figura 19. Series de temperatura del aire (negro), presión 55
atmosférica (azul), temperatura superficial del mar (verde) y viento
(rojo) para los días 20 y 21 de abril 2011. Datos provenientes de la
boya oceanográfica. Fuente: Elaboración propia.

Figura 20. (Panel superior) Datos satelitales de presión atmosférica, 57
vientos y temperatura del aire del producto ERA-Interim. (Panel
inferior) Series de temperatura del aire (negro), presión atmosférica
(azul), temperatura superficial del mar (verde) y viento (rojo), para
los días 17 y 18 de julio 2012. Datos provenientes de la boya
oceanográfica. Fuente: Elaboración propia.

Figura 21. (Panel superior) Datos satelitales de presión atmosférica, vientos y temperatura del aire del producto ERA-Interim. (Panel inferior) Series de temperatura del aire (negro), presión atmosférica (azul), temperatura superficial del mar (verde) y viento (rojo), para los días 31 marzo y 01 abril 2015. Datos provenientes de la estación meteorológica instalada en la isla Magdalena. Fuente: Elaboración propia. 58

Figura 22. Modelo conceptual que explica el origen de los eventos TAM nocturnos. (a) Muestra la posición y traslado hacia el norte de un sistema de baja presión en la región del Pacífico sur-austral y la posición promedio del centro de altas presiones del Pacífico sur. (b) Muestra la interacción de la baja y alta presión. Los colores azul-rojos significan temperaturas del aire frías-cálidas y las flechas la dirección de los vientos. Fuente: Elaboración propia. 60

Anexo 1. Promedio estacional del viento satelital obtenido con datos de ASCAT en el periodo 2007-2016. Fuente: Elaboración propia. 81

Anexo 2. Promedios estacionales de: Estrés de viento (flechas negras), transporte de Ekman (flechas rojas) y bombeo de Ekman (gráfico de contorno), obtenidos de ASCAT, periodo 2007-2016. Fuente: Elaboración propia. 82

RESUMEN

Variabilidad meteorológica y oceanográfica en fiordos australes de Chile: caso de estudio, fiordo Puyuhuapi.

Gilda Romanet Seguel Rojas
Programa de Magister en ciencias, mención Oceanografía
Universidad de Concepción, 2018

Dr. Wolfgang Schneider, director de tesis
Dr. Iván Pérez-Santos, Profesor guía

Los ecosistemas subantárticos, como la plataforma interna del sur de Chile (41° a 56° S), se caracterizan por un complejo sistema de fiordos, canales, golfos y bahías. Estas zonas están bajo la influencia constante de procesos oceanográficos que modulan la productividad biológica. El fiordo Puyuhuapi (44.1° - 45.1° S) se extiende desde la localidad de Puyuhuapi en el norte, al canal Moraleda en el sur. El objetivo general de esta tesis fue determinar la variabilidad de los eventos atmosféricos de escala sinóptica que establecen las condiciones climáticas en el fiordo Puyuhuapi. Además, analizar la respuesta de la columna de agua después del paso de los sistemas de baja presión atmosférica. Para cumplir con este objetivo se utilizaron datos

satelitales de QuikSCAT, ASCAT y reanálisis de ERA-Interim, junto con series de tiempo de una boya oceanográfica y una estación meteorológica instaladas en la zona de estudio. Usando el viento satelital, se calculó el bombeo (BE) y transporte de Ekman (TE) y se realizaron análisis de funciones ortogonales empíricas (FOE) para determinar la variabilidad del viento.

Los resultados del BE y TE permitieron distinguir que al sur del Golfo de Penas y hasta la zona de Magallanes ocurre un fuerte afloramiento de aguas oceánicas durante todo el año que son transportadas hacia la costa debido al TE. Desde la isla de Chiloé y hasta $\sim 56^\circ$ Sur, el BE fue favorable a la surgencia, siendo esta condición más intensa en el verano, cuando también el TE favorece a este proceso, debido a la influencia de los vientos del sur. Este resultado demostró la importancia que pueden tener estos mecanismos físicos en el ingreso de nutrientes a la capa superficial y al transporte de organismos del plancton desde la zona oceánica hacia la región de fiordos y canales de la Patagonia.

El análisis FOE realizado a las series de datos de QuikSCAT y ASCAT encontró que el periodo sinóptico dominó el modo 1 de la variabilidad del viento con $\sim 30\%$ de la varianza total. En este modo se destacaron los vientos de componente meridional. El modo 2 con $\sim 22\%$ de la varianza total representó el ciclo anual del viento, registrando la predominancia de los

vientos del oeste durante la primavera-verano para el FOE del primer periodo (1999-2009, QuikSCAT), pues en el segundo periodo (2007-2016, ASCAT) aunque se registró el mismo patrón espacial, la intensidad del ciclo anual disminuyó, dominando entonces el periodo de 27.5 días, debido a la influencia de Modo Baroclino anular, seguido del periodo sinóptico con 16.5 días.

Los eventos atmosféricos de escala y periodo sinóptico dominaron la variabilidad del viento en toda la región de estudio. Sin embargo, la zona norte de la Patagonia entre los 41° y 43.5°S, fue la única que recibió la influencia tanto de las altas (primavera-verano) como de las bajas presiones (otoño-invierno). Los vientos intensos producidos por estos sistemas pueden contribuir con la mezcla vertical de la columna de agua hasta ~30 metros de profundidad, permitiendo el ingreso de nutrientes a la capa superficial y como consecuencia generando incrementos de la producción primaria en invierno, con niveles tan altos como los de la época más productiva en verano.

El estudio en detalle de la influencia de los sistemas de baja presión en los procesos de interacción océano-atmósfera, permitió reportar por primera vez su relación directa con eventos registrados de temperaturas del aire máximas (TAM) observados en el horario nocturno, a diferencia de los máximos de temperatura del aire ocurridos en el horario de la tarde debido a la influencia de la radiación solar, los eventos TAM nocturnos ocurrieron

durante todo el año, pero se registran con mayor frecuencia durante el otoño e invierno y deben su origen a la interacción que tienen los sistemas de baja presión (aire frío) con el borde sur del centro de altas presiones (aire cálido) del Pacífico sur-oriental. En el contexto del cambio climático global, deberá prestarse mayor atención a este proceso debido a su posible impacto en el derretimiento de los glaciares y alteración del clima austral.

Palabras claves: Escala sinóptica, sistemas de presión atmosférica, transporte-bombeo Ekman, Océano Pacífico, Patagonia.



Abstract

Meteorological and oceanic variability in fjords of austral Chile: A case study of the Puyuhuapi Fjord.

Gilda Romanet Seguel Rojas


Programa de Magister en Oceanografía
Universidad de Concepción, 2018

Dr. Wolfgang Schneider, director de tesis

Dr. Iván Pérez-Santos, Profesor guía

The sub-Antarctic ecosystems, such as the internal platform of southern Chile (41° to 56° S), are characterized by a complex system of fjords, channels, gulfs and bays. These areas are under the constant influence of oceanographic processes that modulate biological productivity. The Puyuhuapi Fjord (44.1°-45.1°S), located in northern Patagonia, was formed through the process of a glacial retreat and it stretches from the Puyuhuapi village situated in the north of it and is connected to the Moraleda Channel in the south. The main objective of this thesis was to determine the variability of local (Puyuhuapi Fjord) and regional (including the most eastern South Pacific Ocean) atmospheric events from synoptic to annual scale that define the meteorological conditions in the Puyuhuapi fjord and to analyze the response

of the water column after the passage of low atmospheric pressure systems. Regional satellite wind products from the QuikSCAT (1999-2009), and ASCAT (2007-2016) platforms and ERA-Interim reanalysis winds, air temperature, and sea level pressure were employed, along with measurements of hydrographic and meteorological variables stemming from time series of an oceanographic buoy and meteorological stations installed in the study area. Among others, Ekman pumping/suction and Ekman transport were calculated from these variables and empirical orthogonal functions (EOF) were applied to determine high and low frequencies variability components of these variables.



Persistent Ekman suction south of the Gulf of Penas and up to and beyond the Pacific mouth of the Magellan Strait occurred throughout the year. Easterly Ekman transport piled up these upwelled waters on the western shore of South America. These conditions were more intense during spring and summer when the prevailing winds blew southward. Hence, these physical mechanisms were important to bring nutrients first to the surface layer and later transport planktonic organisms from the oceanic zone to the region to Patagonia fjords and channels.

Regional wind variability was dominated by the synoptic period accounting for 30% of its variance mainly owing to its meridional component.

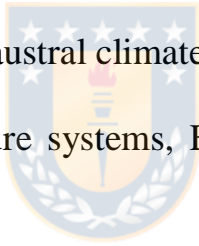
The annual cycle made up 22% of wind variability owing to the variability of the westerly winds during austral spring-summer and fall-winter.

Interestingly, from 2007 on the contribution of the annual cycle decreased and the presence of the annual Baroclinic Mode with periods of around 28 days could be observed. The atmospheric events of synoptic scale and period dominated the wind variability throughout the study region. However, the northern part of Patagonia between the 41° and 45° South, was the only one under the changing influence of both high (austral spring-summer), and low pressures systems (austral autumn-winter). The intense winds produced at the interface of these systems contributed to the vertical mixing of the upper water column down to ~30 meters depth, allowing the entrainment of nutrients to the surface layer and sun-lit conditions, thus triggering enhanced primary production during winter, with levels as high as those of the most productive times during summer.

A detailed study of the influence of northward migrating low pressure systems on the ocean-atmosphere interphase, allowed us to relate, for the first time, their direct relationship with recorded events of maximum daily air temperature which occurred during night time (locally referred to night-time heat waves), and which were superior to the usually maximum daily temperatures observed during afternoon hours prior and posterior of the

occurrence of these heat waves. These nocturnal warm events struck throughout the year, but more frequently during fall and winter and owe their origin to extremely strong northwesterly winds generated along the southwestern edge of the anti-cyclonic South Pacific High and likewise northwesterly winds forced by the northeastern wall of the northward moving cyclonic low pressure system pressing against the high pressure system, thus producing a wind jet that drew warm sub-tropical and may be even tropical air to Chilean Patagonia. In the context of global climate change, greater attention should be paid to these processes due to their possible impact on the melting of glaciers and alteration of the austral climate.

Keywords: Atmospheric pressure systems, Ekman transport, Pacific Ocean, Patagonia, synoptic scale.



1. INTRODUCCIÓN

La zona de los canales y fiordos australes chilenos es una de las más vastas extensiones estuarinas de nuestro planeta, ocupando un área de 240 000 km²(Pantoja et al., 2011; Silva y Palma 2006). Los ecosistemas subantárticos, como la plataforma interna del sur de Chile (41° a 56° S), se caracterizan por un complejo sistema de fiordos, canales, golfos y bahías. Estas zonas están bajo la influencia constante de procesos oceanográficos que modulan la productividad biológica (Montero et al., 2017). La interacción entre el agua oceánica y el agua dulce provenientes de múltiples fuentes (por ejemplo, ríos y aguas subterráneas y/o de escorrentía, la fusión de la nieve/glacial y precipitaciones), generan fuertes gradientes verticales y horizontales en la salinidad, densidad, materia orgánica, distribución de nutrientes inorgánicos y disponibilidad de luz (Dávila et al., 2002; Jacob et al., 2014; Pickard, 1971; Silva y Palma 2006).

La región de estudio de esta tesis abarca la región este del Océano Pacífico austral comprendida desde los 41°-56° S. Además, como estudio de caso se seleccionó el fiordo Puyuhuapi, ubicado en la región de Aysén (Figura 1). El fiordo Puyuhuapi se formó producto del retroceso de un

glaciar que permitió el ingreso de las aguas marinas a su interior y se extiende desde la localidad de Puyuhuapi en el norte ($44^{\circ} 19'S-72^{\circ}33'O$), hasta el canal Moraleda en el sur ($44^{\circ}57'S-73^{\circ}21'O$), donde conecta con el océano abierto (Figura 1). En la parte norte, este fiordo posee otra conexión oceánica a través del canal Jacaf. Es decir, tiene dos entradas a diferencia de otros fiordos de la Patagonia chilena (Schneider et al., 2014).

En el área antes mencionada, los vientos predominantes son desde el oeste, extendiéndose su dominio entre los $40^{\circ}-60^{\circ} S$ (Talley et al., 2011). Durante la primavera y verano se registra la influencia de los vientos desde el sur en la zona norte de la Patagonia (al norte de los $45^{\circ} S$) debido a la migración hacia el sur del Anticiclón Subtropical del Pacífico Sudeste (ASPS), como resultado del desplazamiento de la zona de convergencia intertropical (Rahn y Garreaud, 2013; Ancapichun y Garcés-Vargas, 2015; Schneider et al., 2017).

Hasta este momento la mayoría de los trabajos científicos han concentrado su atención en el estudio del desplazamiento y migración del ASPS y su efecto en la interacción océano-atmósfera. Sin embargo, se conoce muy poco sobre los procesos y eventos atmosféricos que dominan la variabilidad de los vientos superficiales en la región este del Océano

Pacífico austral, así como el impacto de estos procesos en la interacción océano-atmósfera.

Los sistemas atmosféricos se clasifican en tres grupos (macroescala, mesoescala y microescala) de acuerdo a las escalas de tiempo y distancia en que se extiende su influencia (Orlanski, 1975; Ray, 1986; Holton, 1992). La macroescala se divide en escala planetaria y escala sinóptica. La primera de estas incluye eventos atmosféricos que ocurren a escala global, ej., los vientos Alisios, los vientos del oeste y El Niño; abarcando distancias entre 1000-40000 km, en periodos de tiempo de semanas o mayores. Mientras que, la escala sinóptica agrupa a los sistemas de bajas y altas presiones, como huracanes y giros anticiclónicos subtropicales, que extienden su influencia entre los 100 y 5000 km de distancia en periodos de tiempo desde días a semanas. En la mesoescala (1-100 km) y la microescala (<1 km) se encuentran los eventos conocidos como los tornados, la brisa marina, las tormentas de polvo, etc., que ocurren en periodos de segundos a horas. En este trabajo se estudió el comportamiento y variabilidad de la escala sinóptica, debido a su alta conexión con los procesos de interacción océano-atmósfera.

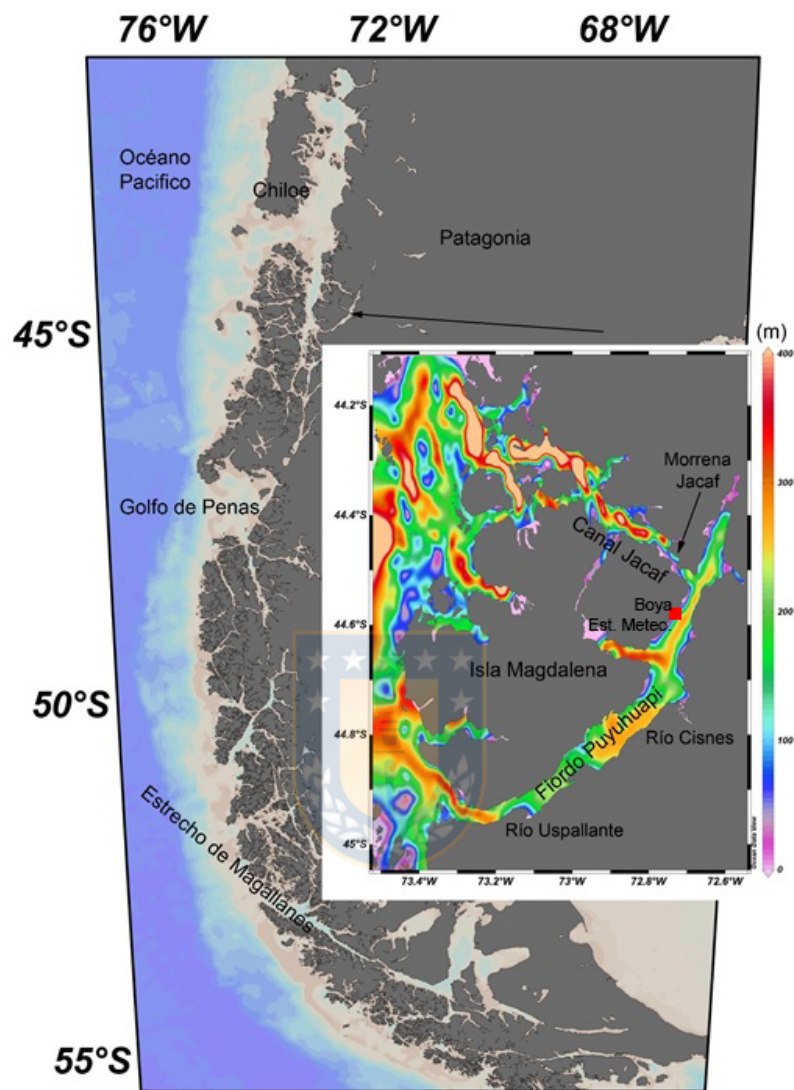


Figura 1. Mapa del área de estudio. Continentes e islas en color gris. Los colores en los canales corresponden a las profundidades según la escala de la derecha.

Teniendo en cuenta esta problemática, se generaron un grupo de preguntas que motivaron el desarrollo de esta tesis:

1. ¿Qué porcentaje de la varianza total del viento regional corresponde a los vientos del oeste y a los eventos de escala sinóptica?
2. ¿Cuál es el periodo de ocurrencia de la escala sinóptica y cuáles son los eventos que la representan?
3. ¿Después del paso de eventos atmosféricos de bajas presiones por el fiordo Puyuhuapi, se genera mezcla vertical de las propiedades físicas del agua o se mantiene la estratificación debido al incremento de las precipitaciones?
4. ¿Podrían usarse valores bajos en la presión atmosférica como un proxy de eventos de mezcla?
5. ¿Cuál es el evento meteorológico de escala sinóptica que produce incrementos de la temperatura del aire en la madrugada?

Debido a los antecedentes expuestos, el objetivo general que se plantea la tesis es:

Determinar la variabilidad del viento superficial en la región este del Océano Pacífico austral y de los eventos atmosféricos de escala sinóptica que establecen las condiciones climáticas en el fiordo Puyuhuapi de la región de Aysén. Además, estudiar la respuesta de la columna de agua después del paso de los sistemas atmosféricos de bajas presiones.



2. HIPOTESIS DE TRABAJO Y OBJETIVOS ESPECIFICOS

H1: Durante el paso de los sistemas de bajas presiones en el invierno, la intensidad del viento aumenta y se genera mezcla en la superficie del fiordo, debilitando la estratificación.

H2: Los incrementos esporádicos de la temperatura del aire durante la noche y madrugada en el fiordo Puyuhuapi se deben al paso de eventos sinópticos regionales.

Para dar respuesta a dichas hipótesis se plantearon los siguientes objetivos específicos:



1. Analizar el comportamiento y las escalas de tiempo que dominan el viento regional.
2. Determinar la interacción océano-atmósfera durante el paso de eventos sinópticos al interior de los fiordos y canales del área de estudio.
3. Establecer los procesos atmosféricos que contribuyen al aumento de la temperatura del aire en horas de la madrugada en el fiordo Puyuhuapi.

3.METODOLOGÍA

3.1 Antecedentes meteorológicos y oceanográficos.

Vientos: Los datos provenientes de una boya oceanográfica y dos estaciones meteo-oceánicas instaladas en el fiordo Puyuhuapi permitieron conocer que, en promedio, el viento dominante fue desde el sur, con intensidades máximas que alcanzaron los 15 ms^{-1} . Además, se reportaron vientos desde el norte durante la época de invierno. Los vientos del sureste registrados fueron atribuidos a la influencia de vientos catabáticos, los cuales provienen desde la cordillera donde existen varios glaciares. Estos vientos, entran a Puyuhuapi a través del valle del río Cisnes (Schneider et al., 2014). Por otro lado, Saavedra et al., (2010) reportó que desde 35°S hasta la zona de la Boca del Guafo (43.6°S) los vientos alternan la predominancia entre sur y norte. Mientras, que a los 45.4°S en Puerto Aysén, el viento predominante durante todo el año fue desde el sur y a mayores latitudes hasta los 49.1°S , la mayoría del viento provino desde el norte. Estos resultados demostraron la complejidad que tiene el patrón de vientos estacionales en el interior de la Patagonia, debido a las

características orográficas de cada fiordo o canal.

El estudio del régimen de vientos en la escala sinóptica aún es más escaso. Hasta la fecha se cuentan con el trabajo de Ross et al., (2015) donde se reportó la importancia que tuvieron el paso de varios sistemas atmosféricos de bajas presiones en generar mezcla en la columna de agua. El periodo de influencia de estos sistemas osciló entre 20 y 30 días y fue relacionado con el Modo Anular Baroclino del hemisferio sur (Thompson y Barnes, 2014; Thompson y Woodworth, 2014).

Hidrografía: La principal masa de agua oceánica que entra a la Patagonia se conoce como el Agua Subantártica (ASAA), con un valor promedio de temperatura de 11.5°C y salinidad de 33.8 (Silva et al., 2009). Esta masa de agua se ha observado hasta ~150 m de profundidad, transportando hacia el interior de los fiordos temperaturas ligeramente más cálidas y aguas más saladas (Schneider et al., 2014), que al llegar a los fiordos se mezclan con las aguas estuarinas (frías y dulces), generando una nueva masa de agua, el Agua Subantártica Modificada (ASAAM) (Sievers y Silva, 2008). Debajo de la ASAA, y entre los 150-300 m, se localiza el Agua Ecuatorial Subsuperficial (AESS). Su rango de temperatura y salinidad oscila entre 9-

10 °C y 33.9 y 34.2 psu, presentando como característica principal su bajo contenido de oxígeno disuelto ($<3 \text{ mL L}^{-1}$ o 4.3 mg L^{-1}), debido a su origen ecuatorial (Silva y Vargas, 2014).

3.2 Datos y métodos empleados en el desarrollo de los objetivos específicos.

Para cumplir con los objetivos específicos propuesto en la tesis se presentan en detalle los datos y métodos. En general en este trabajo de tesis se emplearon datos de viento satelitales, de reanálisis e in-situ, procedentes de estaciones fijas instaladas en el fiordo Puyuhuapi.

3.2.1 Objetivo 1: Analizar el comportamiento y las escalas de tiempo que dominan el viento regional.

Para este objetivo de trabajo se utilizaron diferentes bases de datos de viento satelital: (1) El producto de viento superficial del satélite QuikSCAT que cuenta con una resolución temporal de un día y espacial de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$. Los datos se encuentran disponibles desde el 20 de Julio 1999 hasta el 21 de noviembre del 2009 en el link <http://www.ifremer.fr/cersat/en/data/download/download.htm>. Estos datos

se emplearon en el análisis del comportamiento del viento a nivel regional cubriendo un área entre los 41° y 56°S y desde los 66° hasta los 80°O. (2) Para continuar con la serie de tiempo del viento satelital se utilizó el producto de viento superficial del satélite ASCAT, conocido como DASCAT. Estos datos comienzan desde el 21 de marzo del 2007 hasta la actualidad y están disponibles en resolución temporal diaria y espacial de 0.25° × 0.25° en <ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/cersat/products/gridded/MWF/L3/ASCAT/> (Bentamy y Croize-Fillon, 2011). (3) La conexión con los eventos de viento local se realizó empleando los datos del producto de reanálisis ERA Interim (<https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/archive-datasets/reanalysis-datasets/era-interim>). Esta base de datos posee una resolución espacial de 0.75° × 0.75° y temporal cada 6 horas, ofreciendo datos de viento superficial, presión atmosférica y temperatura del aire.

La información meteorológica in-situ se obtuvo de una boya oceanográfica instalada en la parte norte del fiordo Puyuhuapi (44° 35.3' S / 72° 43.6' O) entre el periodo 2010-2013 (Figura 1 y 2). Debido a problemas de mantenimiento, la boya dejó de registrar a finales del 2013, siendo remplazada esta información con datos de una estación meteorológica

instalada a 500 m de distancia de la boya, en el muelle de la piscicultura Los Fiordos ubicada en la isla Magdalena (Figura 1 y 2, tabla 1).

Utilizando todas las series de datos de la componente zonal y meridional del viento se calculó el esfuerzo del viento, rotor, bombeo y transporte de Ekman. Las componentes del esfuerzo zonal (τ_u) y meridional (τ_v) del viento (u, v) se definieron como:

$$\tau_u = \rho_a C_d u U_{10}; \tau_v = \rho_a C_d v U_{10} \text{ (Nm}^{-2}\text{)} \quad (1)$$

En donde ρ_a es la densidad del aire (1.3 kgm^{-3}), C_d el coeficiente de arrastre y U_{10} la magnitud del vector del viento a 10 metros (U_{10}) de la superficie del mar. Los valores del coeficiente de arrastre que se utilizaran son los reportados por Yelland y Taylor (1996) donde el C_d varía en función de la velocidad del viento:

$$C_d = 0.29 + \frac{3.1}{U_{10}} + \frac{7.7}{U_{10}^2} \times 10^{-3} \text{ Para } U_{10} \leq 6 \text{ ms}^{-1} \quad (2)$$

$$C_d = 0.60 + 0.070 U_{10} \times 10^{-3} \text{ Para } U_{10} \geq 6 \text{ ms}^{-1} \quad (3)$$

El transporte de Ekman superficial (Smith, 1968; citado por Castelao y Barth, 2006 y Pickett y Paduan, 2003) fue calculado por la expresión:

$$\overline{\mathbf{M}} = \frac{\vec{\tau}}{\rho_w f} \text{ (m}^2 \text{ s}^{-1}\text{)} \quad (4)$$

f : Parámetro de Coriolis

f : ρ_w : Densidad del agua (1025 kgm^{-3})

$\vec{\tau}$: Esfuerzo del viento (τ_u, τ_v)

El bombero de Ekman W_E ($\text{m}^{-3} \text{ s}^{-1}$) se calculó de acuerdo a la ecuación (5) (Smith, 1968):

$$W_E = \frac{1}{\rho_w f} \nabla \times \vec{\tau} \quad (5)$$

Donde $\nabla \times \vec{\tau}$ es el esfuerzo del rotor de viento, el cual no se calcula para los puntos cercanos a la costa ya que se deriva desde la diferencia del esfuerzo del viento en puntos cercanos.

En el cálculo de funciones ortogonales empíricas (FOE) se utilizaron las componentes zonal y meridional de la velocidad del viento satelital (Thomson y Emery, 2014). Este método otorgó la posibilidad de hacer una descripción más compacta de los vientos de la región, permitiendo agrupar la varianza total en funciones ortogonales o modos empíricos, donde la mayor parte de la varianza se localiza en los primeros modos y responde a un mecanismo dinámico. El periodo y energía de cada modo se determinó aplicando análisis espectral con un intervalo de confianza de 95%. Los valores de cada componente de los autovectores se

normalizaron multiplicándolos por la desviación estándar de sus autovalores respectivos.

3.2.2 Objetivo 2: Determinar la interacción océano-atmósfera durante el paso de eventos sinópticos al interior de los fiordos y canales del área de estudio.

Utilizando las series de temperatura del aire, presión atmosférica, viento y de la temperatura superficial del agua procedentes de la boya y la estación meteorológica se estudió la respuesta de la columna de agua antes, durante y después del paso de un evento sinóptico. Además, como complemento se usaron perfiles de temperatura y salinidad medidos con CTD y micro perfilador SCAMP en las cercanías de la boya para determinar cambios en la estratificación de la columna de agua y la ocurrencia de mezcla.

Los perfiles de temperatura, salinidad y fluorescencia (WET Labs sensor), fueron obtenidos usando un CTD SeaBird 25 con tasa de registro a 8 Hz. Adicionalmente, se realizaron mediciones usando Micro Perfilador de Auto Contenido Autónomo (SCAMP por sus siglas en inglés), para evaluar los procesos de mezcla y examinar las micro-capas de fluorescencia. El

perfilador SCAMP toma datos a 100 Hz, o equivalente a un milímetro de resolución vertical en caída libre a $\sim 10 \text{ cm s}^{-1}$ y está equipado con un veloz sensor de conductividad (precisión $\pm 5\%$ de la escala total de conductividad) y un sensor de temperatura de respuesta rápida (precisión de 0.010° C). Los gradientes verticales de temperatura fueron usados para calcular la tasa de disipación de la energía cinética turbulenta (ϵ), aplicando el espectro de Bachelor (Luketina y Imberger, 2001; Ruddick et al., 2000). Usando la tasa de disipación turbulenta de la energía cinética del perfilador SCAMP se calculó el coeficiente de difusividad vertical de remolinos ($K\rho$). La formulación más usada para la estimación de $K\rho$ fue propuesta por Osborn (1980). Sin embargo, se aplicaron otras parametrizaciones más precisas de acuerdo a Pérez-Santos et al., (2014) y Montero et al., (2017).

Los datos hidrográficos (perfiles de temperatura y salinidad), se usaron para calcular el ángulo de Turner (Tu , expresado en grados de rotación), con el objeto de determinar las contribuciones de las capas de doble difusión (DD) a los procesos de mezcla vertical de la columna de agua, y además cuantificar la influencia de la temperatura y la salinidad en la estratificación de la columna de agua (Ruddick, 1983). You en el 2002 propuso: Cuando Tu está entre -45° y 90° DD es posible, cuando Tu está

entre -45° y 45° la columna de agua es estable respecto de ambos, temperatura y salinidad; y cuando Tu está entre 45° y 90° , se esperan estructuras de dedos de sal. De acuerdo con esta clasificación DD se puede dividir en fuertes (Tu entre -90° y -75°), medio (Tu entre -75° y 60°) y débil (Tu entre -60° y 45°).

El viento local fue estudiado con los datos registrados por la boya oceanográfica instalada por el programa COPAS Sur-Austral de la Universidad de Concepción. Los datos de vientos de la boya se extienden del 24 de junio del 2010 hasta el 5 de Julio del 2013. Estos fueron registrados con una resolución temporal cada 3 minutos. Además, se cuenta con una serie de viento obtenida de una estación meteorológica instalada en la Isla Magdalena por el CIEP, a una distancia aproximada de 500 m de la boya. (Tabla 1) (Figura 2).

Estación	Latitud (sur)	Longitud (oeste)	Resolución Temporal (minutos)	Cobertura de datos					
				2010	2011	2012	2013	2014	actual
Boya	44°35.286'	72°43.62'	3	Junio			Julio		
Magdalena	44°35.46'	72°44.21'	5					Abril	Actual

Tabla 1. Características de las estaciones meteorológicas. Fuente: Elaboración propia.

3.2.3 Objetivo 3: Establecer los procesos atmosféricos que contribuyen al aumento de la temperatura del aire en horas de la madrugada en el fiordo Puyuhuapi.

Para cumplir con este objetivo, se utilizó la información meteorológica (presión atmosférica, velocidad y dirección del viento) y de temperatura superficial del mar (TSM), proveniente de la boya y la estación meteo- oceánica ubicada en Isla Magdalena (Tabla 1, Figura 1 y 2). Los datos atmosféricos regionales fueron obtenidos de la base de datos de reanálisis ERA-Interim data.

Para detectar los días en que la temperatura del aire presentó máximos valores durante la madrugada, se seleccionó sólo el periodo de tiempo comprendido entre las 20:00-05:00 horas. Con estos datos se realizó un histograma para determinar la hora y los meses de mayor ocurrencia de máximas nocturnas. Teniendo en cuenta los meses y días de mayor ocurrencia de estos eventos se acoplaron todos los datos para establecer el forzante atmosférico que contribuyó con el incremento de la temperatura del aire en el horario nocturno.



Figura 2. (Izquierda) Boya oceanográfica instalada en canal Puyuhuapi por el Centro COPAS Sur-Austral (PFB 31-AFB 170006) de la Universidad de Concepción. (Derecha) Estación meteo-oceánica instalada por el CIEP en la Isla Magdalena, fiordo Puyuhuapi.

4.RESULTADOS

4.1. Variabilidad del viento superficial satelital y local.

4.1.1. Condición promedio y comportamiento estacional.

En la figura 3 se presentan los promedios de la magnitud y dirección del viento para los productos QuikSCAT (Figura 3a) y ASCAT (Figura 3b) respectivamente, así como también la desviación estándar correspondiente. En la figura 3a se observa, que la dirección predominante del viento en toda la zona de estudio es desde el oeste. Al revisar más en detalle se aprecian zonas: 1. Al norte de los 42° S el viento predominante es desde el oeste y desde el oeste-suroeste. 2. Entre 42° S y 45° S todo el viento proviene desde el oeste 3. Al sur de los 45° S los vientos presentaron una ligera inclinación desde el oeste hacia el noroeste. 4. Al sur de los 52° S el viento sopla a lo largo de la costa de la región de Magallanes, cuando en el resto de la zona de estudio el viento sopla perpendicular a la costa. En la magnitud se observó una distribución meridional, cuyos valores más bajos van desde los 6.1 ms^{-1} en la zona de la Patagonia norte, hasta valores de 11 ms^{-1} , en la zona sur a los 54° S, siendo estos los valores más altos.

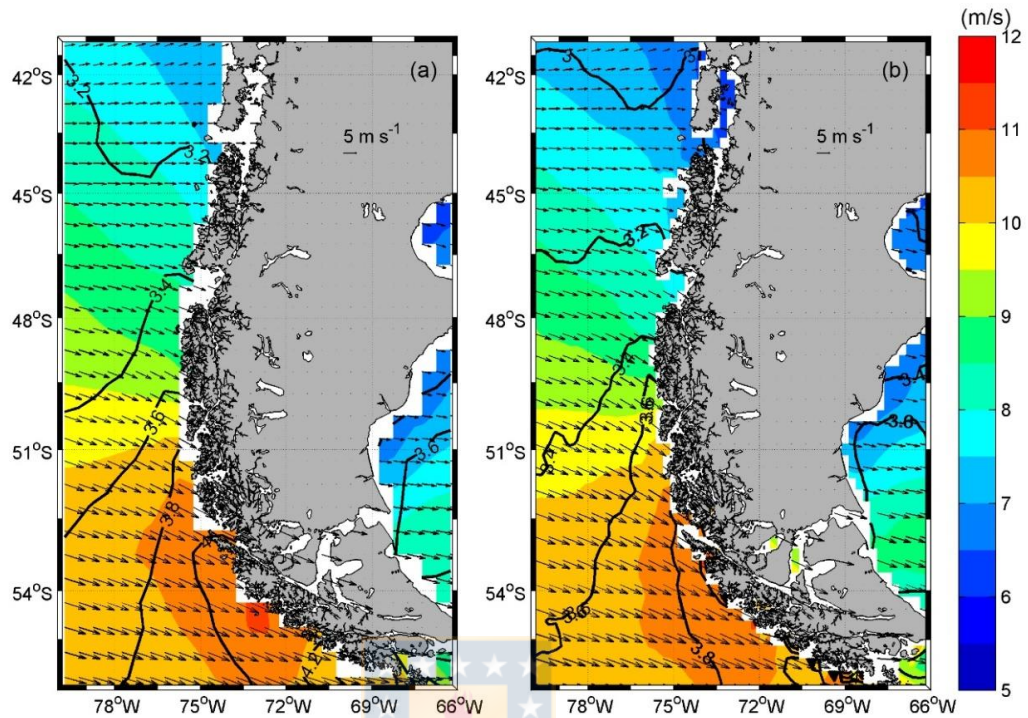


Figura 3. Promedio del viento satelital, obtenido de los datos de QuikSCAT (a), y ASCAT (b) en el periodo 1999-2009 y 2007-2016 respectivamente. La dirección del viento se presenta en vectores y la magnitud en colores, mientras, la desviación estándar está en contornos. Fuente: elaboración propia.

El cálculo de la desviación estándar mostró valores entre ± 2.9 a 4.5 ms^{-1} . Los valores más bajos se registraron en la zona norte y los más altos en la zona sur, indicando que existe una mayor variabilidad en la zona austral (51° - 56° S). Utilizando la base de datos actuales de ASCAT se

encontró resultados similares en la distribución de la magnitud y dirección del viento (figura 3b). Los valores mínimos y máximos absolutos de la magnitud fueron 5.9 ms^{-1} y 11.47 ms^{-1} , respectivamente. Los valores de desviación estándar fluctuaron entre los ± 2.7 y 5.08 ms^{-1} , Los datos de ASCAT presentaron menor variabilidad y menores valores de magnitud de viento superficial.

Se realizaron promedios estacionales de la base de datos de QuikSCAT (Figura 4) en los que se observó que en general, todas las estaciones tienen un comportamiento similar al promedio. En primavera se encontraron los valores mínimos y máximos por estación (5.04 y 11.31 ms^{-1} , respectivamente), siendo la estación con mayor variabilidad, seguida por el verano (5.45 y 11.21 ms^{-1}). En la figura 4 se puede apreciar que en todas las estaciones se mantuvo la variación latitudinal de la magnitud que se observó en la figura 3a y b, siendo más marcada en las estaciones de primavera y verano. Por el contrario, la estación con menos variabilidad en sus promedios es el otoño, con valores que fluctúan entre 7.13 y 10.89 ms^{-1} . Resalta la persistencia en el tiempo y la intensidad de los vientos desde el noroeste en la región de Magallanes (51° - 56° S).

Por otra parte, respecto de la dirección del viento también se observó

diferencias, en el verano se apreció que la influencia de vientos desde el oeste se encuentra alrededor de los 45° S al igual que en el otoño, en cambio en el invierno y la primavera esta banda de vientos se encontró un poco más al norte $\sim 43.5^{\circ}$ S. Durante todo el periodo de estudio se observó que al norte de los 45° S los vientos provienen del oeste. En verano y primavera presentan una pequeña componente desde el sur, en cambio en el otoño, esta pequeña variación se observa desde el norte.

En latitudes mayores a esta banda de viento desde el oeste (45° S), se observó una rotación de los vientos que aumenta con la latitud desde vientos del oeste, hasta vientos noroeste, situación que se pudo apreciar en todas las estaciones del año. Se realizaron los mismos promedios por estación para los datos de ASCAT que corresponden al periodo 2010-2015 (Figura 5, Anexo 1), en estos se apreció que en todas las estaciones se mantuvo el gradiente que aumentó con la latitud, y las mayores magnitudes se encontraron en la estación de otoño, bajo los 54° S.

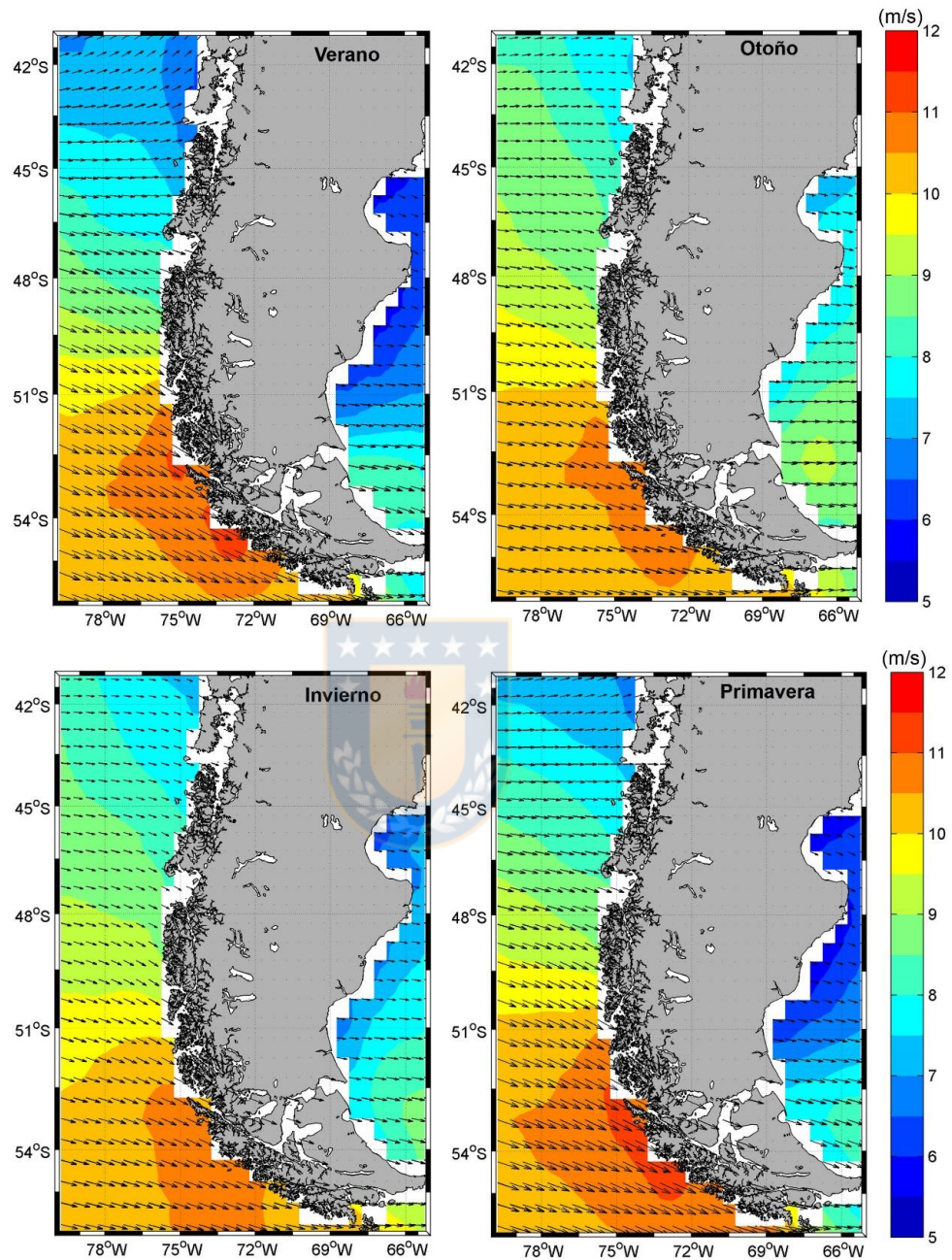


Figura 4. Promedio estacional del viento satelital obtenido de los datos de QuikSCAT en el periodo 1999-2009. La dirección del viento se presenta en vectores y la magnitud en colores. Fuente: elaboración propia.

Respecto de la dirección del viento se apreciaron zonas, así como en los datos de QuikSCAT, una zona al norte de los 43-45° S (dependiendo de la estación), con magnitudes menores y con variaciones entre estaciones, y una zona al sur de esta división, que se comportó similar durante todo el año. La zona sur presentó vientos desde el noroeste en toda la extensión del área de estudio y en todas las estaciones, diferente al norte donde en verano, el cambio de vientos se produjo a los 43.5° S y a menores latitudes, los vientos provinieron desde el oeste. En otoño este cambio se produjo a los 45° S, con vientos provenientes del oeste, pero, al norte de esta latitud se observaron vientos desde el suroeste. En invierno y primavera los vientos en la zona norte fueron desde el oeste desde el límite norte del área hasta los 42°S. En el extremo norte de la figura se observa que en invierno se encontraron vientos desde el suroeste, y en primavera desde el noroeste, en ambas estaciones con muy pequeña magnitud.

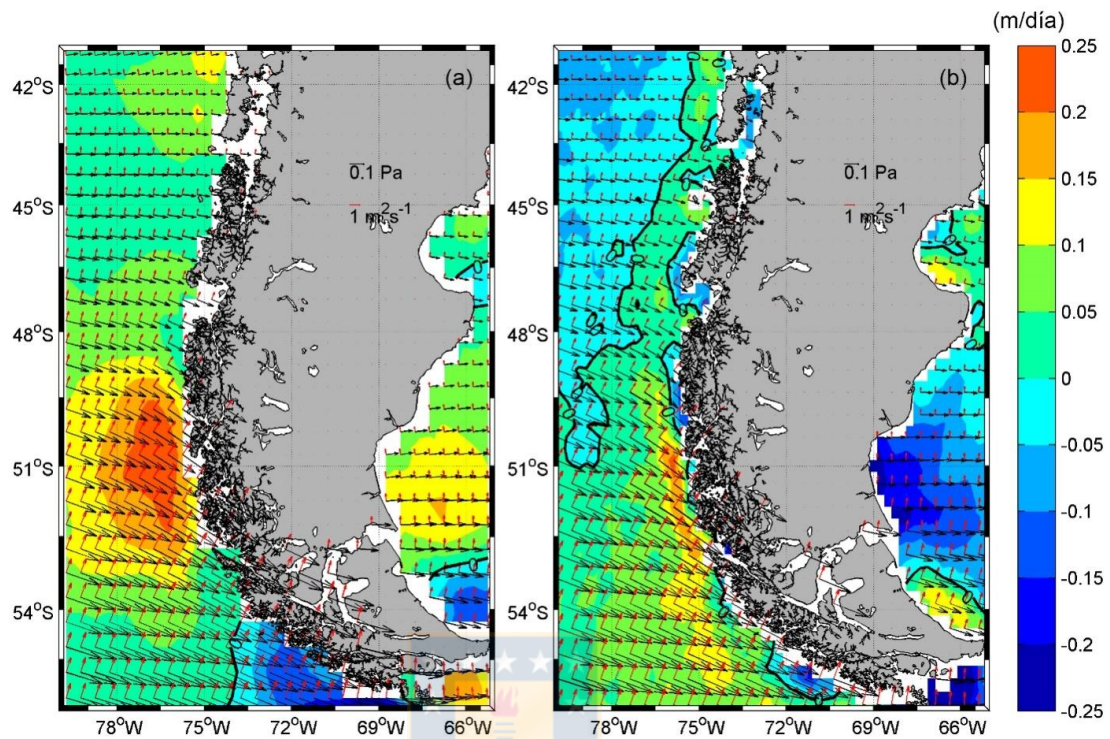


Figura 5. Promedios del esfuerzo del estrés (flechas negras), transporte de Ekman (flechas rojas) y bombeo de Ekman (gráfico de contorno), obtenidos de los datos de QuikSCAT (a), y ASCAT (b) en los periodos 1999-2009 y 2007-2016 respectivamente. Fuente: elaboración propia.

Para los promedios de QuikSCAT y ASCAT se realizó el cálculo del bombeo y transporte de Ekman. En cuanto al transporte (flechas rojas), se puede observar que en ambos periodos se apreció un aumento latitudinal, así como una rotación en la dirección, siendo hacia el norte y paralelo a la

costa entre los 40° y 47° S y hacia el nor-noreste, perpendicular a la costa al sur de los 47° S y hasta los 56° S.

Respecto del bombeo los mayores valores positivos estuvieron en la zona de los 51° S para ambos productos, en QuikSCAT abarca desde los 49 a los 54° S, y desde el borde los datos en la costa hasta los 80°W, además se observan valores positivos en la zona norte del área de estudio, costa afuera de la isla de Chiloé. Para los datos de ASCAT estos valores de bombeo de Ekman positivos se observaron pegado a la costa en toda la zona de estudio, llegando hasta el extremo sur. Los menores valores se apreciaron en torno a los 42° S, con pequeñas alzas cerca de Chiloé en ambos productos.

Para los promedios estacionales de QuikSCAT se realizaron los mismos cálculos, de transporte y bombeo de Ekman (Figura 6), obteniendo que los mayores valores de bombeo de Ekman se encuentran cercanos a los 51° S, pero con influencia entre los 49° y 55° S. Respecto del estrés y del transporte, se observaron aumentos con la latitud, donde se encontraron los valores más altos, no se observaron diferencias significativas visualmente entre estaciones, lo que si ocurre en la zona norte donde los valores fueron menores.

Respecto de esas diferencias en la zona norte con menores valores, se observó que en verano (Figura 6), el estrés del viento tiene una dirección desde el suroeste y el transporte desde el sureste. En otoño el transporte fue desde el sur y el estrés rotó levemente hacia el sur respecto a la estación anterior, situación que se hizo más marcada en invierno, donde el transporte se observa desde el sur-sureste y un estrés desde el noroeste, ambos más marcados hacia la costa. Por último, en primavera el transporte fue desde el sur, y el estrés del viento proviene desde el oeste con una ligera influencia desde el sur en las zonas más costeras, o al norte de los 45° S.

Con los datos de ASCAT se realizaron los mismos cálculos de bombeo y transporte en los cuales se encontraron valores más bajos respecto de los resultados para QuikSCAT (Anexo 2). Los resultados muestran que se mantiene la variabilidad estacional en toda la zona de estudio, siendo un poco más notoria al norte de los 45°S.

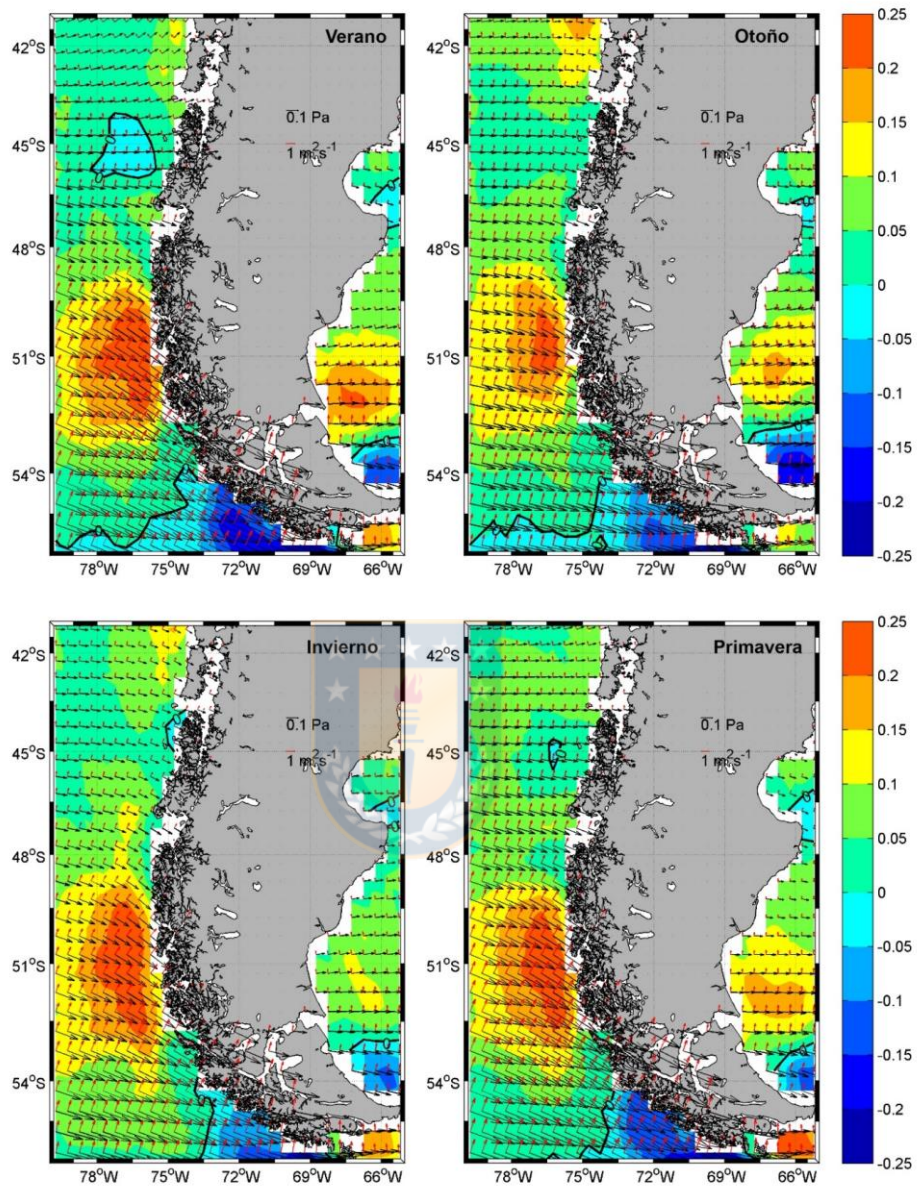


Figura 6: Promedios estacionales del estrés del viento (Pa) (flechas negras), transporte de Ekman (m^2s^{-1}) (flechas rojas) y bombeo de Ekman (m^3s^{-1}) (gráfico de contorno) obtenidos de los datos de QuikSCAT. Fuente: elaboración propia.

4.1.2. Funciones ortogonales empíricas usando viento satelital.

Los resultados descritos en esta sección fueron sometidos en el manuscrito de Pérez-Santos et al., (2018). A continuación, se describen los principales resultados.

El análisis de las funciones ortogonales empíricas (FOE) a los datos de viento regionales obtenidos de satélite, permitió obtener los modos principales en que se distribuyó la varianza total. Este análisis se realizó tanto para QuikSCAT como ASCAT y arrojó el siguiente resultado.

Para QuikSCAT, se obtuvo un modo 1 con 30%, el modo 2 con 22.5% y el modo 3 con 16.4%. En total los 3 modos suman 68.9% de la varianza total. Según Overland y Preisendorfer (1982) los modos con valores mayores a 2.5% podrían ser significativos desde el punto de vista estadístico. En el caso de ASCAT estos fueron: modo 1 con 27.9%, modo 2 con 22.5% y el modo 3 con 15.3% para un total de 65.7% de la varianza total.

4.1.2.1 Descripción del modo 1 FOE para QuikSCAT.

El modo 1 siempre representó el mayor valor de la varianza, indicando la escala de tiempo dominante. En este caso el modo 1 representó el 30% de la varianza total, con un periodo dominante de 16.5 días, correspondiente a la escala sinóptica (Figura 7), también se observa una señal cercana al ciclo anual. Este modo varió entre valores positivos y negativos que corresponden a cambios en la dirección del viento, desde el sur para la parte positiva de la evolución temporal y desde el nor-noreste para la parte negativa (Figura 7a y b).

El promedio mensual de la serie de la evolución temporal del modo, mostró que durante los meses otoño los vientos fueron del sur (modo positivo) (Figura 7d). Al comienzo del invierno se produjo un cambio en el patrón de las direcciones del viento, soplando esta vez desde el norte durante todo el invierno, con mayor intensidad durante septiembre. En primavera y verano se mantiene este patrón, pero débil. Resumiendo, podemos decir que la escala sinóptica se observó durante todo el año, su presencia se hace notar más durante el otoño con vientos desde el sur y durante el invierno con vientos del norte. En este caso podemos confirmar que el cambio en la dirección de los vientos de otoño a invierno se debe al

comienzo del paso de los sistemas de bajas presiones, donde los vientos del norte dominan. Los registros de las estaciones meteorológicas costeras al interior del fiordo Puyuhuapi han confirmado que durante el paso de estos eventos la componente meridional del viento domina, coincidiendo con una baja en la presión atmosférica y un aumento de las precipitaciones. La presencia de la escala sinóptica en los 16.5 días (Figura 7c) también fue registrado por Ross et al., (2015) con datos de la presión atmosférica en la región central de la Patagonia.

4.1.2.2. Descripción del modo 2 FOE para QuikSCAT.

El modo 2 del FOE represento el 22.5% de la varianza total y de acuerdo al resultado del espectro estaría indicando la dominancia de este modo por el ciclo anual del viento con mayor poder espectral que el modo 1 (Figura 8c). El análisis de la estructura espacial del modo (Figura 8a) muestra vientos desde el este y desde el oeste (positivo o negativo respectivamente). Su evolución temporal (Figura 8b) indicó un cambio en la dirección del viento que osciló con valores positivos en el otoño-invierno a valores negativos durante la primavera y el verano (Figura 8d). Los vientos del oeste dominan durante la primavera y el verano, mientras en otoño e invierno los vientos soplaron desde la Patagonia hacia el océano.

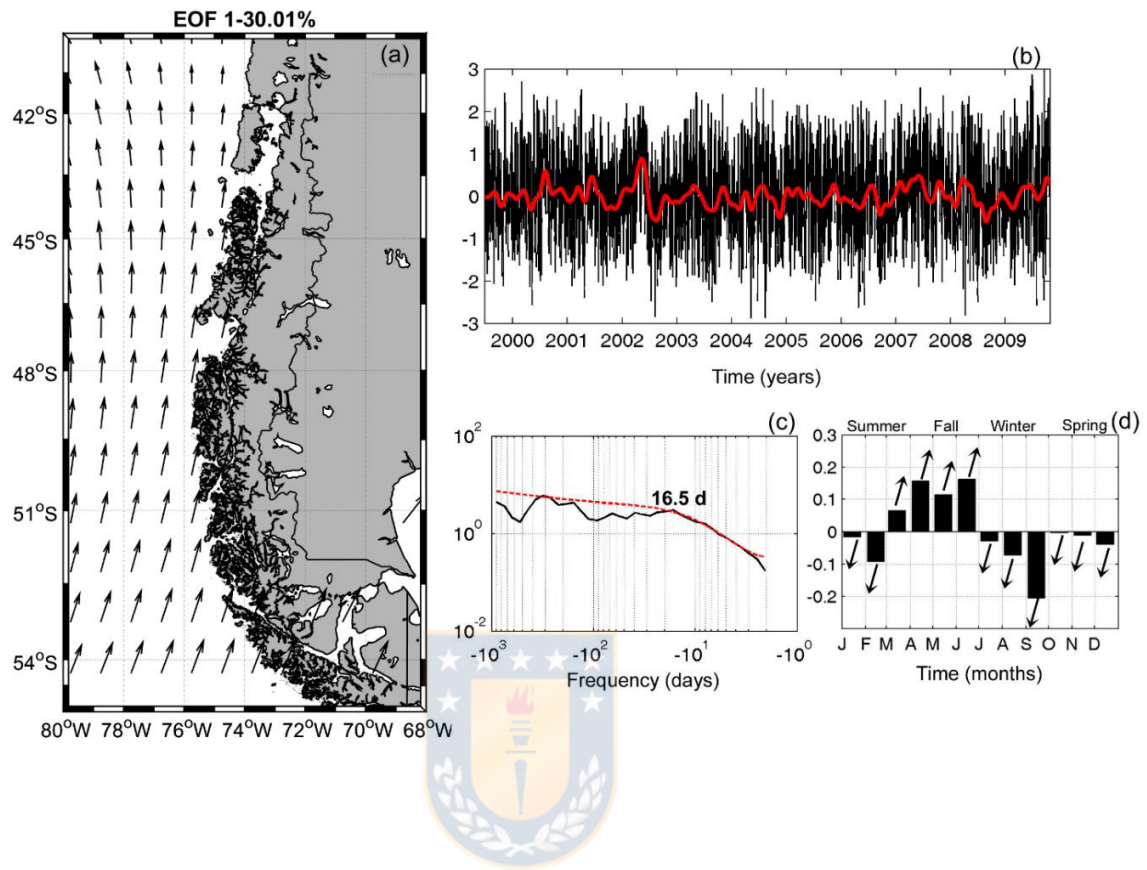


Figura 7. Modo 1 del análisis FOE para los datos de QuikSCAT. (a) Representa el mapa con los vectores propios normalizados y (b) la serie de tiempo original de la componente principal (línea negra) y filtrada (línea roja) usando filtro de paso bajo de 30 días. (c) Espectro global de ondeleta a la serie de tiempo original de la componente principal en donde la línea roja discontinua representa el intervalo de confianza con 95 % y (d) es el promedio mensual de la serie de tiempo original de la componente principal con la flecha promedio correspondiente a cada mes del vector propio normalizado. Fuente: elaboración propia.

El cambio en la dirección del viento del este al oeste se produjo a finales del invierno, durante septiembre. Al observar los resultados obtenidos por el modo 2 entre los 41° - 43.5° S podemos distinguir que este sector de la Patagonia (extremo norte) mostró un patrón diferente al descrito con anterioridad. En este sector los vientos que soplan del norte (parte positiva) ocurren durante el otoño e invierno, cambiando la dirección al sur durante la primavera verano. Este patrón corresponde con el ciclo anual del viento obtenido de estaciones costeras instaladas en el fiordo Reloncaví (Castillo et al., 2012) y con datos satelitales del mismo producto extraídos a los 42.5° S (Montero et al., 2011), correspondiendo entonces con el patrón de vientos anuales registrado a lo largo de la costa chilena al norte de esta latitud.

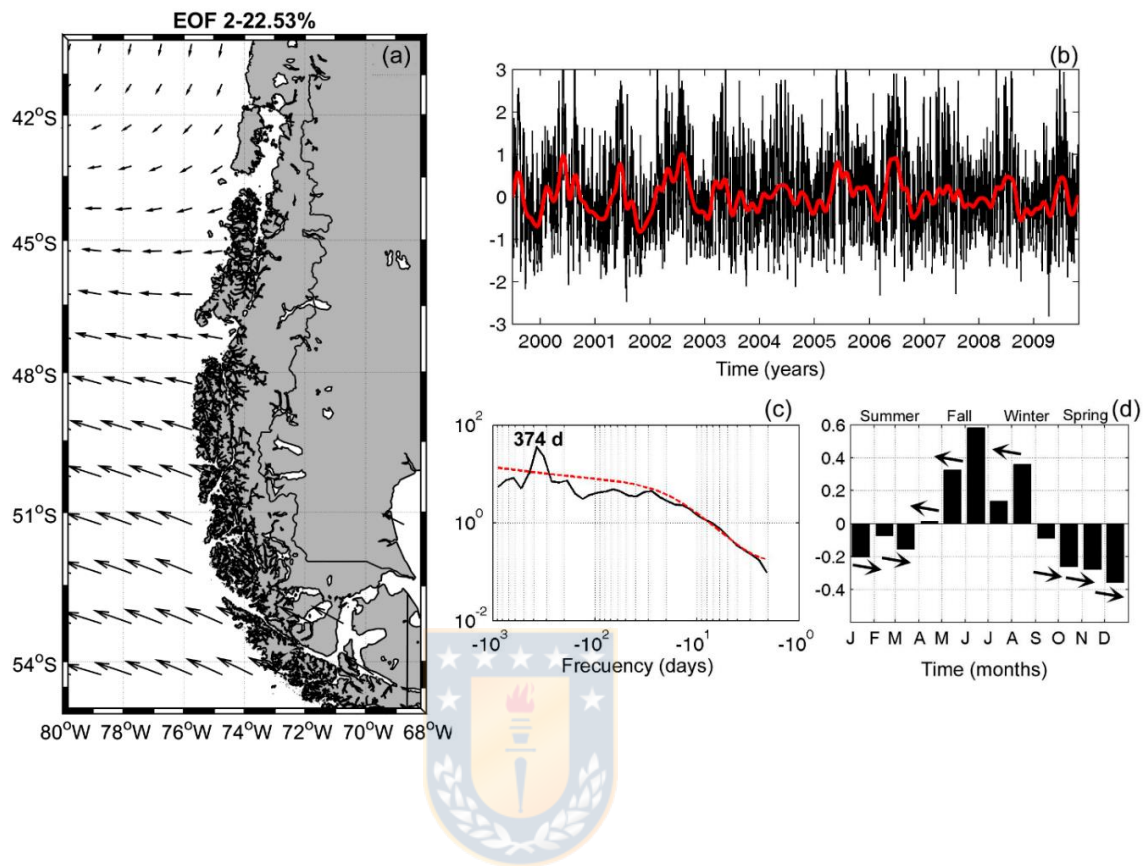


Figura 8. Modo 2 del análisis FOE para los datos de QuikSCAT. (a) Representa el mapa con los vectores propios normalizados y (b) la serie de tiempo original de la componente principal (línea negra) y filtrada (línea roja) usando filtro de paso bajo de 30 días. (c) Espectro global de ondeleta a la serie de tiempo original de la componente principal en donde la línea roja discontinua representa el intervalo de confianza con 95 % y (d) es el promedio mensual de la serie de tiempo original de la componente principal con la flecha promedio correspondiente a cada mes del vector propio normalizado. Fuente: Elaboración propia.

4.1.2.3. Descripción del modo 3 FOE para QuikSCAT.

El modo 3 representó el 16.4% de la varianza total estando dominado por el ciclo semi-anual del viento, seguido de la escala sinóptica (banda entre 2-8 días) (Figura 9 c). La estructura espacial del modo mostró forma de dipolo con un eje central a la altura del Golfo de Penas (Figura 9a). Desde los 48° S los vientos muestran un sentido de rotación horario (similar a una baja presión atmosférica) para la parte positiva de la evolución temporal (Figura 9b), que en promedio estaría ocurriendo mayormente durante el invierno (Figura 9d). En otoño y primavera el viento cambia de dirección, coincidiendo con el sentido de rotación de un sistema de alta presión. Al norte del Golfo de Penas los vientos cambian de dirección de este a oeste.

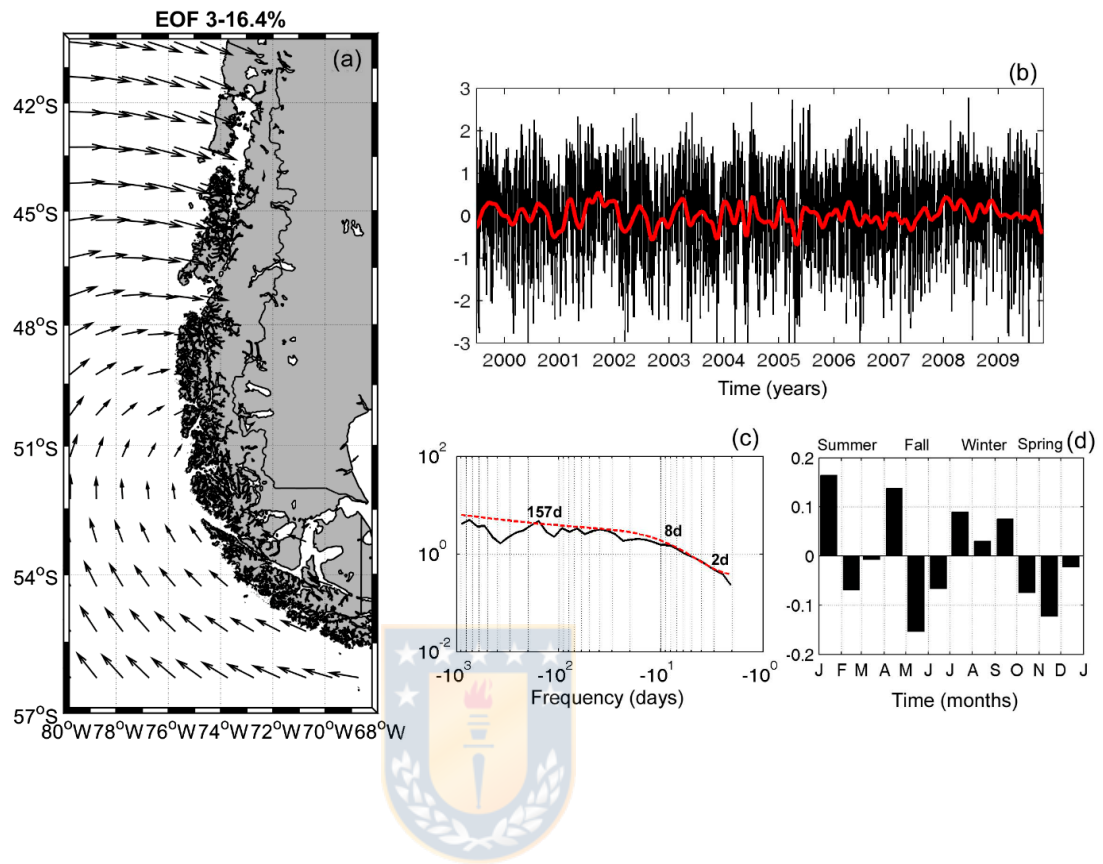


Figura 9. Modo 3 del análisis FOE para los datos de QuikSCAT. (a) Representa el mapa con los vectores propios normalizados y (b) la serie de tiempo original de la componente principal (línea negra) y filtrada (línea roja) usando filtro de paso bajo de 30 días. (c) Espectro global de ondeleta a la serie de tiempo original de la componente principal en donde la línea roja discontinua representa el intervalo de confianza con 95 % y (d) es el promedio mensual de la serie de tiempo original de la componente principal con la flecha promedio correspondiente a cada mes del vector propio normalizado. Fuente: Elaboración propia.

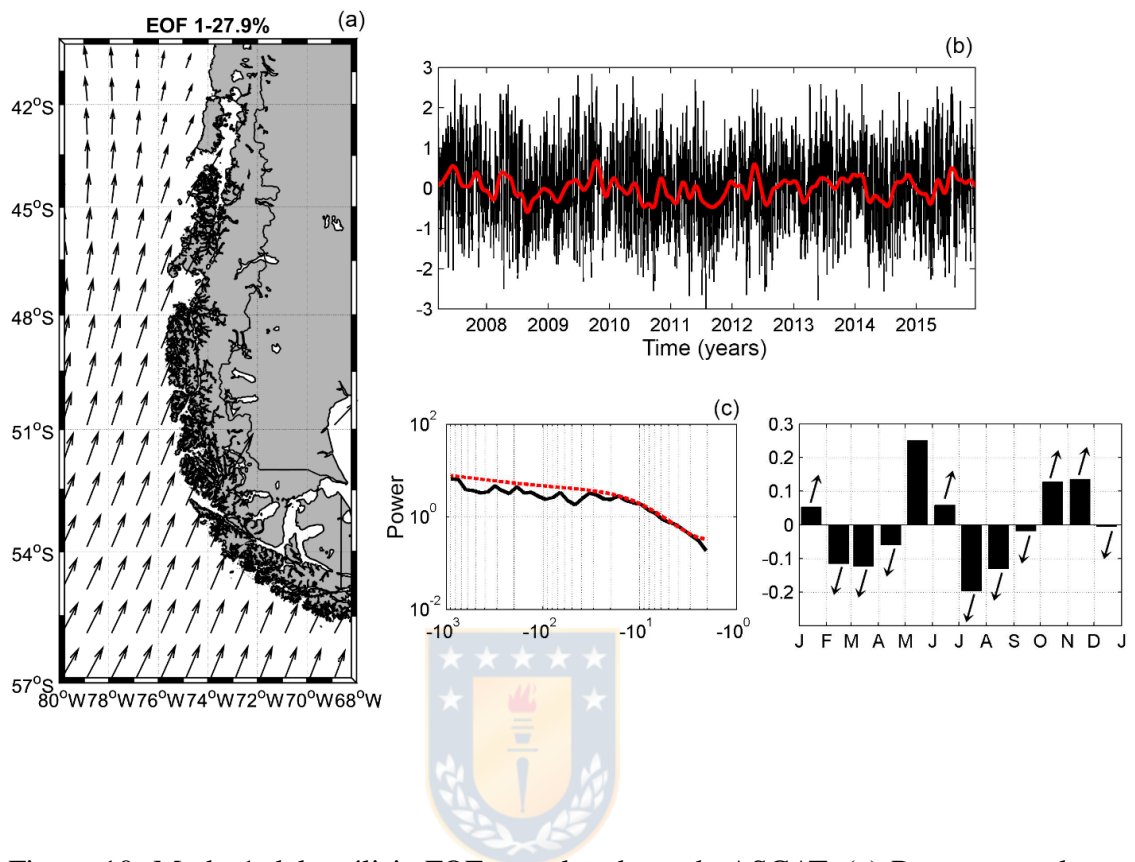


Figura 10. Modo 1 del análisis FOE para los datos de ASCAT. (a) Representa el mapa con los vectores propios normalizados y (b) la serie de tiempo original de la componente principal (línea negra) y filtrada (línea roja) usando filtro de paso bajo de 30 días. (c) Espectro global de ondeleta a la serie de tiempo original de la componente principal en donde la línea roja discontinua representa el intervalo de confianza con 95 % y (d) es el promedio mensual de la serie de tiempo original de la componente principal con la flecha promedio correspondiente a cada mes del vector propio normalizado. Fuente: Elaboración propia.

4.1.2.4. Descripción del modo 1 FOE para ASCAT.

El mayor valor de la varianza se vio representado por el modo 1, el cual tuvo un valor de 27.9% de la varianza total (Figura 10a) con un periodo dominante entre ~ 2 y 16.5 días, que corresponde a la escala sinóptica (Figura 10c). Se observa la misma distribución espacial que para QuikSCAT, la evolución temporal presentó variaciones entre valores positivos (vientos desde el sur-suroeste) y negativos (desde el nor-noreste) (Figura 10a y b). En el cálculo del promedio mensual se observó que en los meses de febrero a abril y de julio a octubre predominan los vientos desde el nor-noroeste, y en los meses de mayo a junio, así como octubre y noviembre, predominan los vientos desde el sur-suroeste (Figura 10d).

4.1.2.5. Descripción del modo 2 FOE para ASCAT.

El modo 2 representó el 22.5% de la varianza total, el análisis del espectro de frecuencias no detectó un ciclo anual, pero si periodos de 27.5 y 16.5 días (Figura 11c) y una distribución espacial similar a QuikSCAT. El análisis espacial del modo mostró que al sur de los 45° S la influencia del viento es desde el este-sureste, entre los 42° - 45° S los vientos predominantes para la fase positiva provienen desde el este, en cambio, al

norte de 42° S provienen del noreste (Figura 11a y b). Respecto de los promedios mensuales (Figura 11d), se pudo observar que la mayor influencia positiva, es decir los vientos mostrados en la figura 11a (principalmente desde el sureste), se encontraron en los meses de junio-agosto. En cambio, la mayor presencia de la influencia negativa, es decir vientos desde el noroeste, se apreciaron desde septiembre a enero.



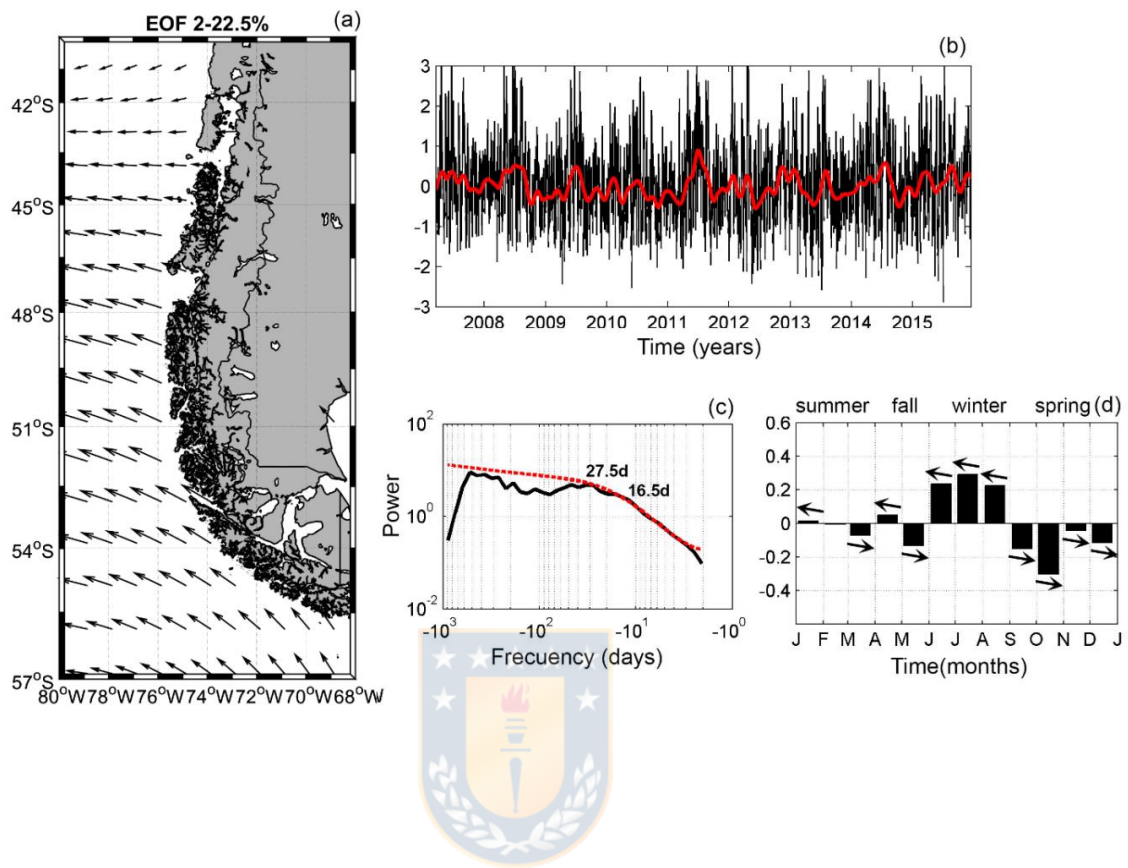


Figura 11. Modo 2 del análisis FOE para los datos de ASCAT. (a) Representa el mapa con los vectores propios normalizados y (b) la serie de tiempo original de la componente principal (línea negra) y filtrada (línea roja) usando filtro de paso bajo de 30 días. (c) Espectro global de ondeleta a la serie de tiempo original de la componente principal en donde la línea roja discontinua representa el intervalo de confianza con 95 % y (d) es el promedio mensual de la serie de tiempo original de la componente principal con la flecha promedio correspondiente a cada mes del vector propio normalizado. Fuente: Elaboración propia.

4.1.2.6. Descripción del modo 3 FOE para ASCAT.

Este modo representó el 19.5 % de la varianza total y el resultado del espectro indicó que el periodo de dominancia espectral fue de 374 días, lo que indicaría un ciclo anual (Figura 12c). En la estructura espacial se observó (Figura 12a) un sentido de giro horario que corresponde con los vientos generados por un sistema de baja presión atmosférica (parte positiva de la componente principal). Sin embargo, al igual que en QuikSCAT el sentido de giro cambia 180° cuando el modo se hace negativo. La evolución temporal de la serie original y promedio mostró que hay oscilaciones entre valores positivos y negativos (Figura 12 b y d), mostrando que la influencia positiva se presenta en los meses de enero, febrero y septiembre, en cambio los negativos durante todo el resto del año (Figura 12d).

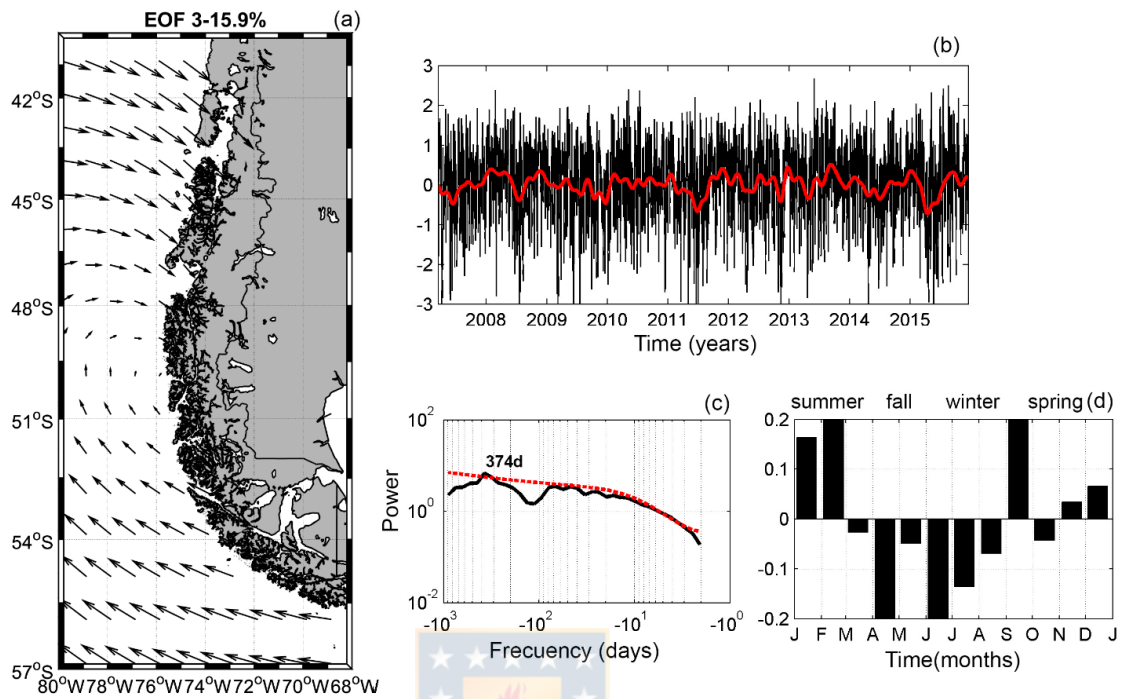


Figura 12. Modo 3 del análisis FOE para los datos de ASCAT. (a) Representa el mapa con los vectores propios normalizados y (b) la serie de tiempo original de la componente principal (línea negra) y filtrada (línea roja) usando filtro de paso bajo de 30 días. (c) Espectro global de ondeleta a la serie de tiempo original de la componente principal en donde la línea roja discontinua representa el intervalo de confianza con 95 % y (d) es el promedio mensual de la serie de tiempo original de la componente principal con la flecha promedio correspondiente a cada mes del vector propio normalizado. Fuente: Elaboración propia.

4.2. Interacción océano-atmósfera.

4.2.1. Influencia del paso de sistemas de baja presión en la mezcla vertical.

Los resultados descritos en esta sección fueron publicados en el manuscrito de Montero et al., (2017). A continuación, se describen los principales resultados.

Las condiciones atmosféricas observadas durante el experimento biofísico realizado en julio del 2015 en el fiordo Puyuhuapi mostraron la evidencia del paso de múltiples sistemas de bajas presiones (SBP), caracterizados por vientos del norte con rangos de intensidades desde 5 a 20 ms^{-1} y bajas presiones atmosféricas (Figura 13a, Figura 14a y b). La temperatura del aire alcanzó valores cercanos a 12° C (Figura 14c) que coincidieron con la influencia de los SBP, por ej. 8 y 15 de julio del 2015. La radiación solar mostró valores máximos entre 100 Wm^{-2} y hasta 450 Wm^{-2} durante el periodo de medición (Figura 14d) y la precipitación diaria acumulada alcanzó el máximo durante la influencia de un SBP con 75.2 mm (Figura 14f).

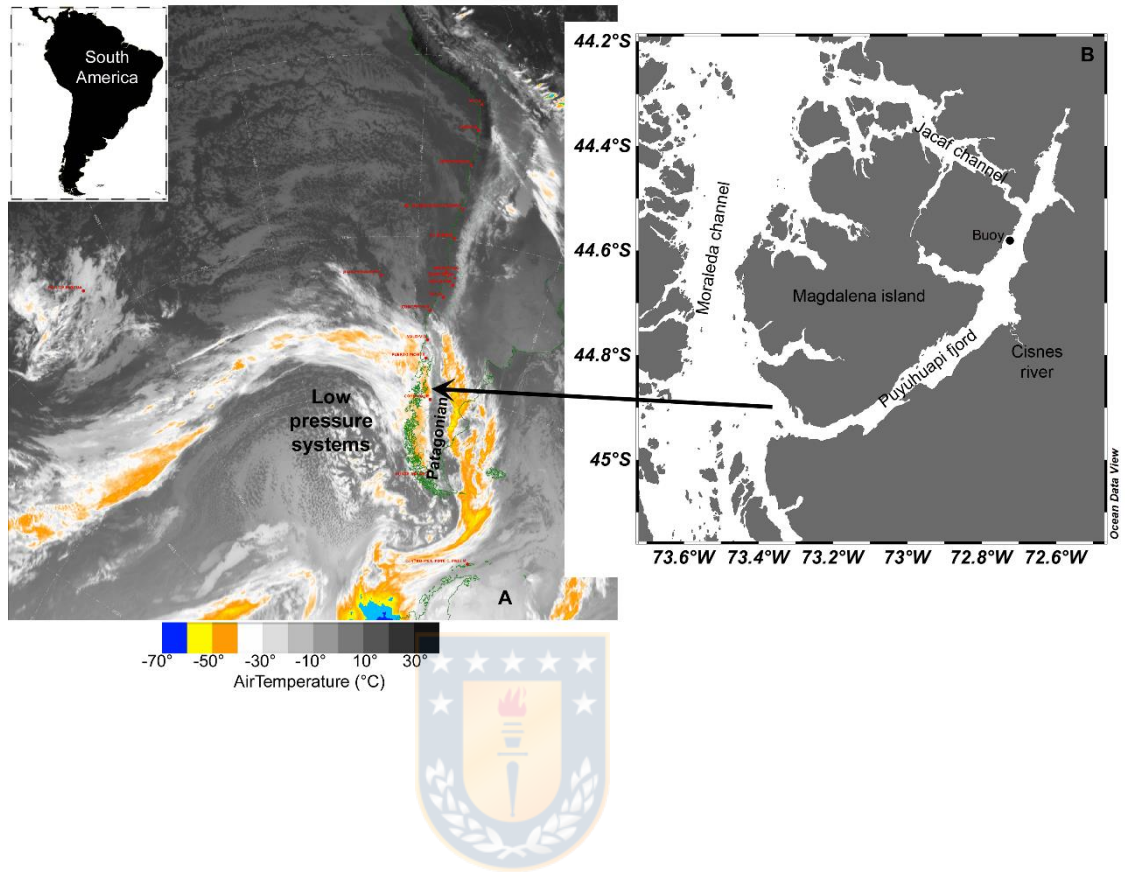


Figura 13: (a) Imagen infrarroja obtenida de GOES-13 mostrando la influencia del paso de un sistema de bajas presión atmosférica por la Patagonia. (b) Área de estudio en el fiordo Puyuhuapi. Fuente: Montero et al., (2017).

La temperatura superficial del agua y la salinidad (Figura 15a y b), disminuyeron durante el paso de los SBP (temperatura 7-9° C y salinidad 10-15), mientras tanto el oxígeno disuelto superficial aumentó de 8mL L⁻¹ a 13 mL L⁻¹ (Figura 15c), posiblemente en respuesta el incremento de la

clorofila-a ($100-150 \mu\text{g L}^{-1}$), (Figura 15d). Consistentemente, en julio de 2015 se observó una floración de microalgas (Montero et al., 2017), durante la cual se midieron altos valores de pH (8.5-9.2), (Figura 15e).

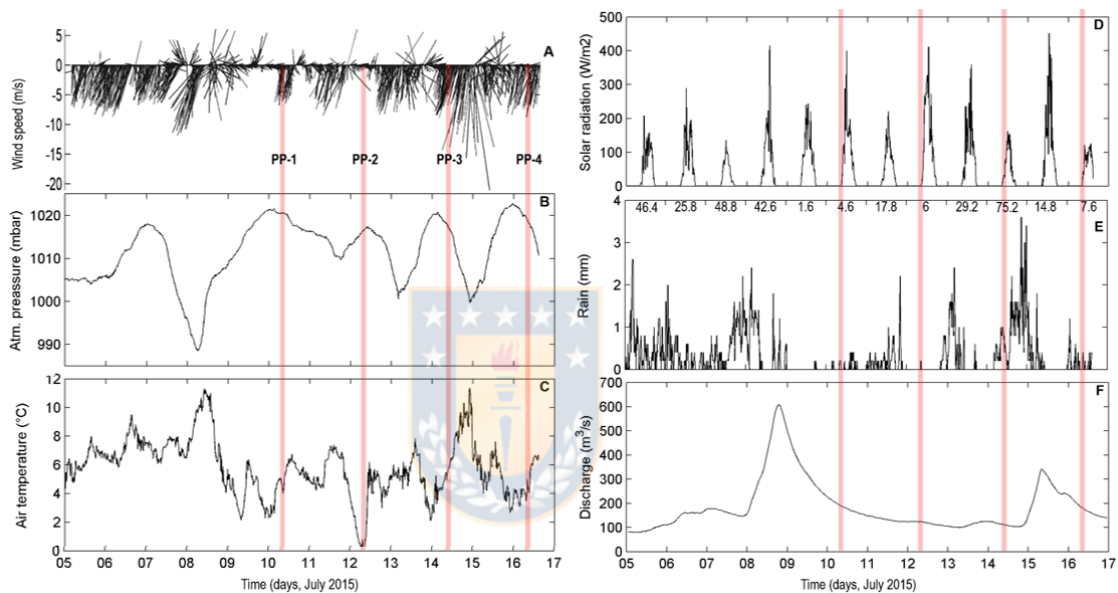


Figura 14: (a-e). Viento, temperatura del aire, radiación solar y lluvia, obtenidos de la estación meteorológica en Isla Magdalena a 500 m desde la posición de la boya. f) Datos horarios de descarga del Río Cisnes aportados por las DGA. Fuente: Montero et al., (2017).

Se observó una pycnoclina somera (2m) durante los días antes y después del paso del SBP del 15 de julio del 2015, con un marcado peldaño en la densidad a los 6.5m de profundidad (Figura 16c). Estos cambios en la densidad generaron frecuencias de boyantes altas en la zona de la pycnoclina con rangos de 0.01-0.02 s⁻² (Figura 16d). El máximo de boyantes que se encontró cerca de la superficie desaparece el 15 de julio y el ubicado ligeramente más profundo también decreció en intensidad en respuesta a la homogenización vertical de la temperatura y salinidad causada por el paso de los SBP (Figura 16 a y b). La columna de agua fue influenciada por la mezcla causada por el viento hasta aproximadamente los 30m de profundidad, pero sobre todo por encima de los 7 m donde la temperatura y la salinidad presentaron aumentos de 1.5°C y 5, respectivamente el 15 de julio (Figura 16 a y b). El gradiente de temperatura fue alto desde la superficie hasta los 17m de profundidad, con variaciones entre -2 y 2° C m⁻¹ (Figura 16e).

Los gradientes de temperatura y salinidad con la profundidad favorecieron la ocurrencia de capas de doble difusión en el 84% del total de los puntos, con ángulos de Turner entre -75° y 45° (Figura 16f). En el 16%

restante de los datos el ángulo de Turner estuvo entre -45° y 45° , correspondiendo a una columna de agua estable con respecto a temperatura y salinidad. En la capa difusiva, donde se encuentra el 84% de los datos, se obtuvieron altos valores de la tasa de disipación de energía cinética turbulenta (ϵ) entre 10^{-5} a 10^{-4} W Kg^{-1} (Figura 16g). Antes y después del paso de sistemas de bajas presiones (líneas negra y roja respectivamente), los altos valores de ϵ fueron registrados entre 4 y 21 m de profundidad, con máximos de $\epsilon = 4.8 \times 10^{-4}$ W Kg^{-1} y los valores decrecieron hasta el fondo ($\epsilon = 10^{-9} - 10^{-5}$ W Kg^{-1}). Horas después del paso del sistema de bajas presiones (línea azul), la tasa de disipación de energía cinética turbulenta mostró dos máximos, a los 5 y 15 m de profundidad con $\epsilon = 5.1 \times 10^{-4}$ W Kg^{-1} , y luego ϵ disminuyó abruptamente a $\epsilon = 10^{-9} - 10^{-8}$ W Kg^{-1} a profundidades mayores en la columna de agua. En respuesta al ϵ alto (0-20m), se obtuvieron valores elevados del coeficiente de difusividad vertical de remolinos (3.5×10^{-3} m^2s^{-1}), (Figura 16h).

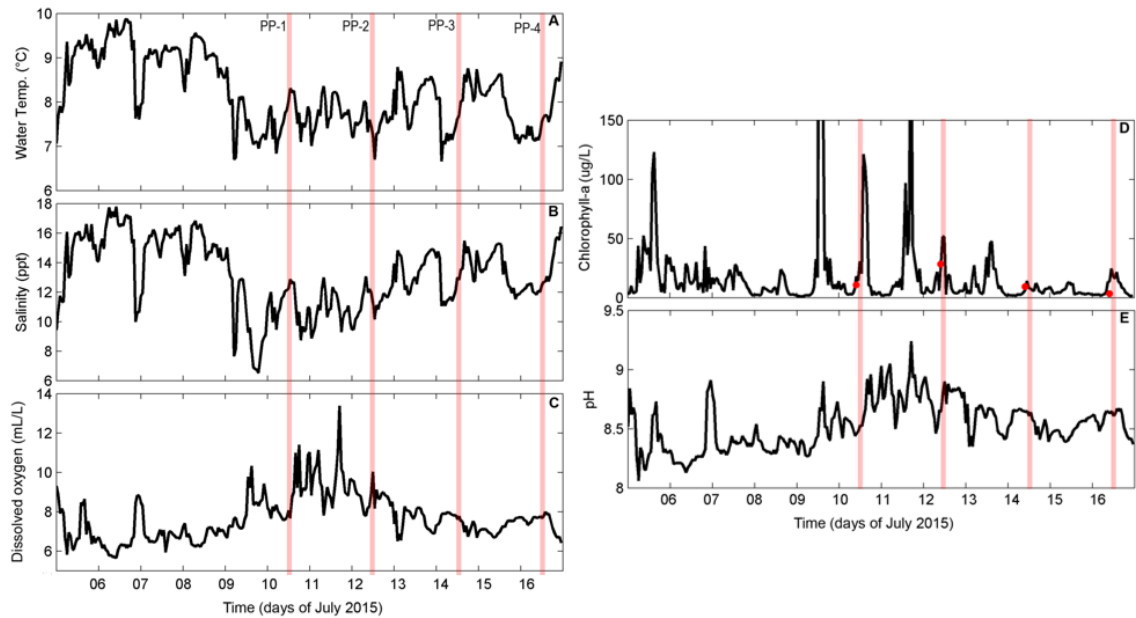


Figura 15. Características superficiales del mar registradas por la boya de Puyuhuapi. (a-e) Temperatura, salinidad, oxígeno disuelto, clorofila-a y pH durante Julio del 2015. Las líneas de color rojo representan los días donde se hicieron experimento de producción primaria (PP). Fuente: Montero et al., (2017).

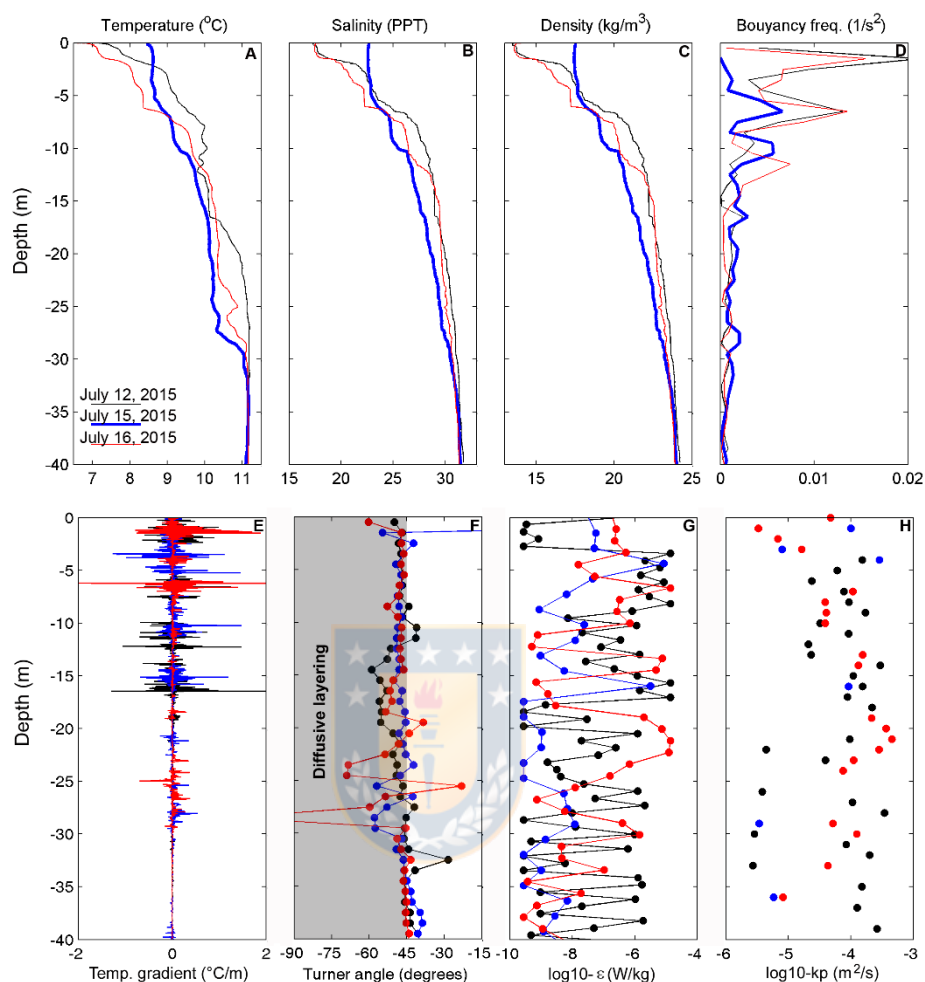


Figura 16. Perfiles verticales de alta resolución obtenidos con el microperfilador SCAMP (a) Temperatura, (b) Salinidad, (c) densidad, (d) frecuencia de boyantes, (e) gradiente de temperatura, (f) ángulo de Turner, (g) disipación de la energía cinética turbulenta y (h) coeficiente de difusividad vertical de remolinos. Fuente: Montero et al., (2017).

4.2.2. Respuesta atmosférica-oceánica local a eventos atmosféricos regionales.

Los resultados descritos en esta sección fueron sometidos en el manuscrito de Pérez-Santos et al., (2018). En esta sección de la tesis, se describen a continuación los principales resultados de este trabajo.

El análisis del ciclo diurno de la temperatura del aire de la totalidad de los datos mostró la ocurrencia de los máximos valores en el horario de la tarde entre las 15:00 y 18:00, mientras que los mínimos se registraron en la noche y madrugada (Figura 17a), este comportamiento puede ser explicado con el ciclo diurno de la radiación solar, que presentó resultados similares, pero con máximos ligeramente antes, entre las 13:00 y 15:00 (Figura 17b). Un análisis en detalle de las horas de ocurrencia de las temperaturas del aire máximas (TAM), es decir, la máxima temperatura registrada para cada hora, para los datos entregados por la boya y la estación meteorológica, arrojó un resultado similar a su ciclo diurno, como lo muestran los histogramas de las figuras 17 c y d. La mayor ocurrencia de las TAM se registraron en el horario de la tarde y pueden ser explicadas por la influencia de la radiación solar. Sin embargo, a partir de las 22:00 y hasta las 02:00 de la madrugada

se registraron TAM que no pueden ser explicadas por el ciclo diurno de la radiación solar. Siendo entonces la motivación principal de esta sección de la tesis, encontrar el proceso atmosférico que contribuye con el origen de las TAM en el horario nocturno.

Utilizando la información meteorológica proveniente de la boya y la estación meteo-oceánica ubicada en Isla Magdalena, se seleccionaron los datos de las TAM comprendidas entre las 20:00-05:00 horas y se realizaron histogramas (Figura 18a). Este resultado muestra la ocurrencia de TAM en la noche, y con mayor frecuencia en el horario de las 00:00 horas. El mayor número de registros de las TAM se observó en el rango de temperaturas entre 10-12° C (Figura 18b) y estos eventos ocurrieron con mayor frecuencia durante los meses de otoño-invierno, pero ocurren durante todo el año (Figura 18c).

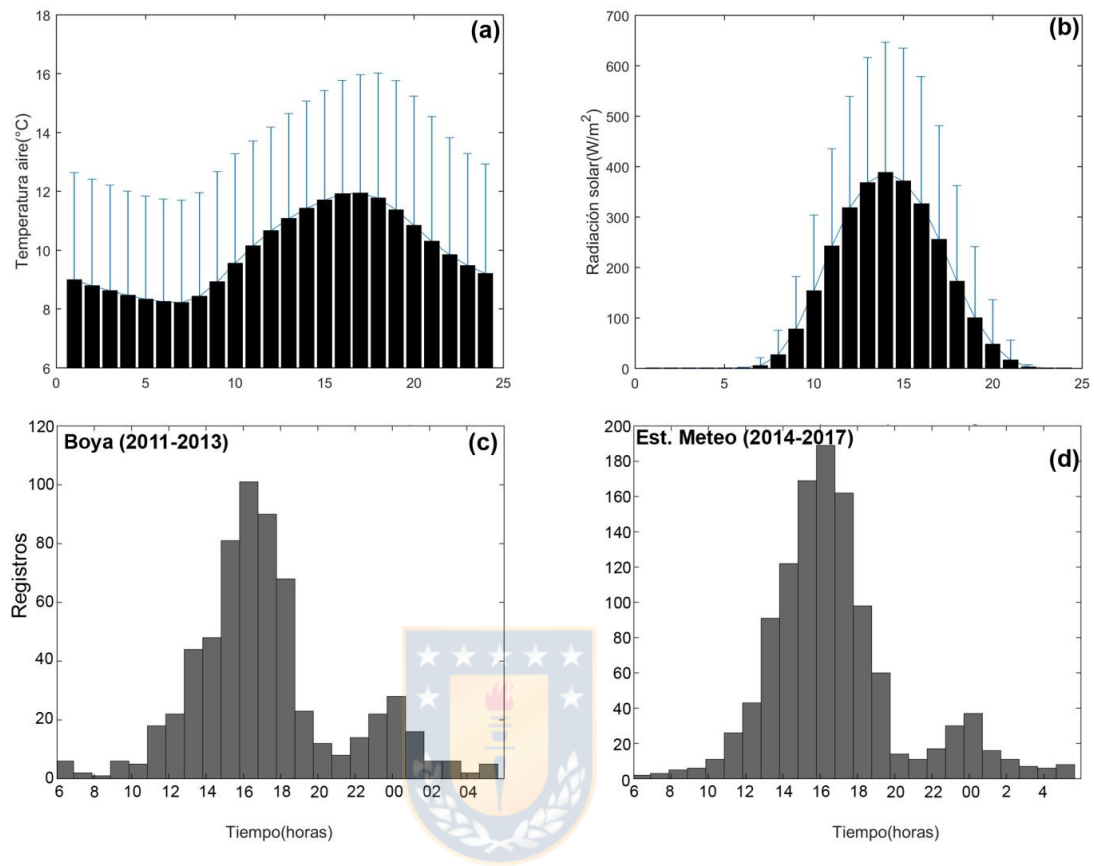


Figura 17. (a, b) Ciclo diario de la temperatura de aire y la radiación solar obtenido de la serie de tiempo de la boya y estación meteorológica (2011-2017). (c, d) Histogramas de la ocurrencia horaria de las TAM, obtenidas de las series de datos de la boya y estación meteorológica instaladas en el fiordo Puyuhuapi. Fuente: Elaboración propia.

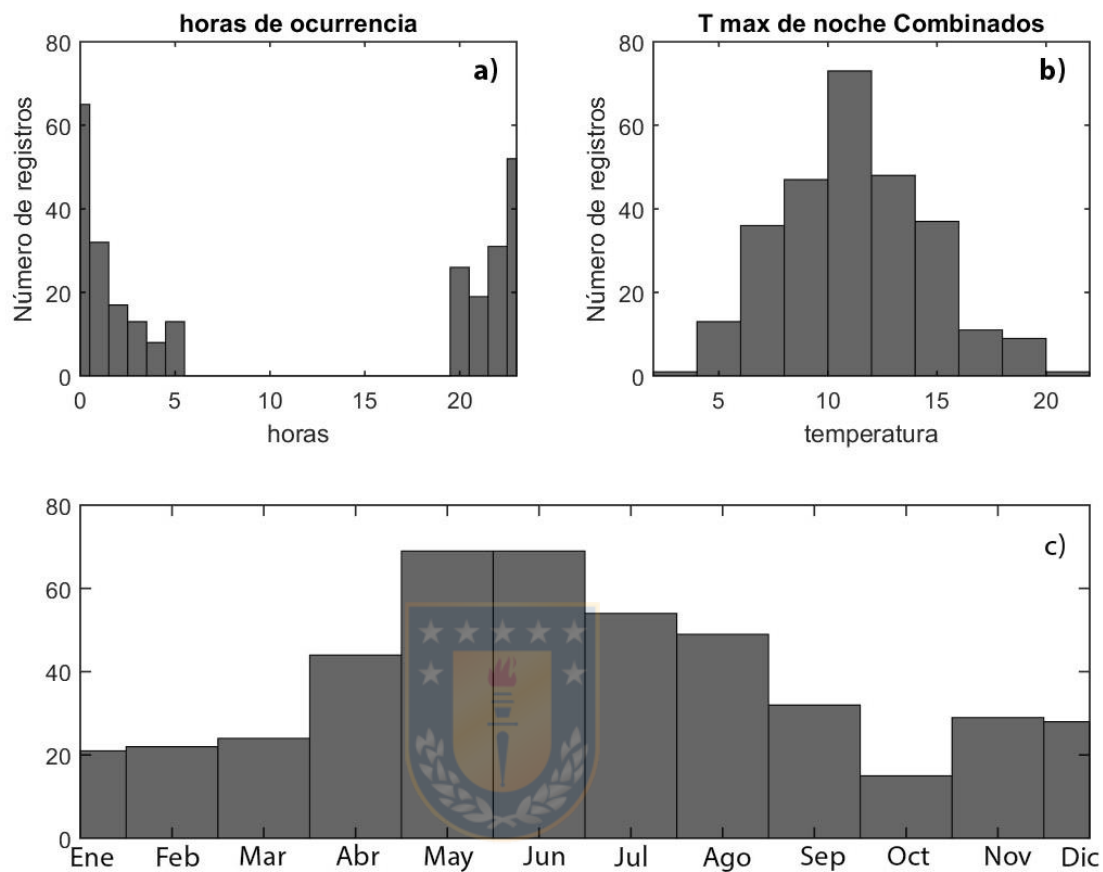


Figura 18. Histogramas de: a) Registros por hora de la noche de las TAM, (solo eventos entre 20:00 y 05:00). b) Rango de temperaturas máximas. C) Meses de ocurrencia de las TAM para las series de datos de la boya y estación meteorológica instaladas en el fiordo Puyuhuapi, periodo 2011-2017. Fuente: Elaboración propia.

Con el objetivo de entender el forzante atmosférico que contribuyó con el incremento de la temperatura del aire en el horario nocturno se combinaron los datos atmosféricos y de la temperatura superficial del mar (TSM) de la boya y la estación meteorológica. Usando entonces, los datos de la temperatura del aire, presión atmosférica, temperatura superficial del mar y vientos, se seleccionaron algunos ejemplos que muestran la interacción entre las variables, dando el primer indicio del proceso atmosférico responsable del origen del TAM en el horario nocturno. La figura 19, obtenida durante los días 20 y 21 de abril del 2011 (datos de la boya), muestra un ejemplo de un evento TAM, donde se aprecia como a medida que la presión atmosférica disminuye de 1017 mbar a 1000 mbar, la temperatura del aire aumentó de 8° C a 14° C a las 00:00 horas. La intensidad del viento y la TSM aumentaron, pero con cierto desfase entre ellas. Este evento indicó que estábamos en presencia del paso de un sistema de baja de presión atmosférica.

Con el fin de apreciar y entender mejor la relación entre el paso del sistema de baja presión con el evento TAM nocturno, se utilizaron datos satelitales de presión atmosférica, vientos y temperatura del aire del producto ERA-Interim. Entonces, las figuras 20 y 21 muestran dos ejemplos

donde se combinan todas las bases de datos espaciales y temporales.

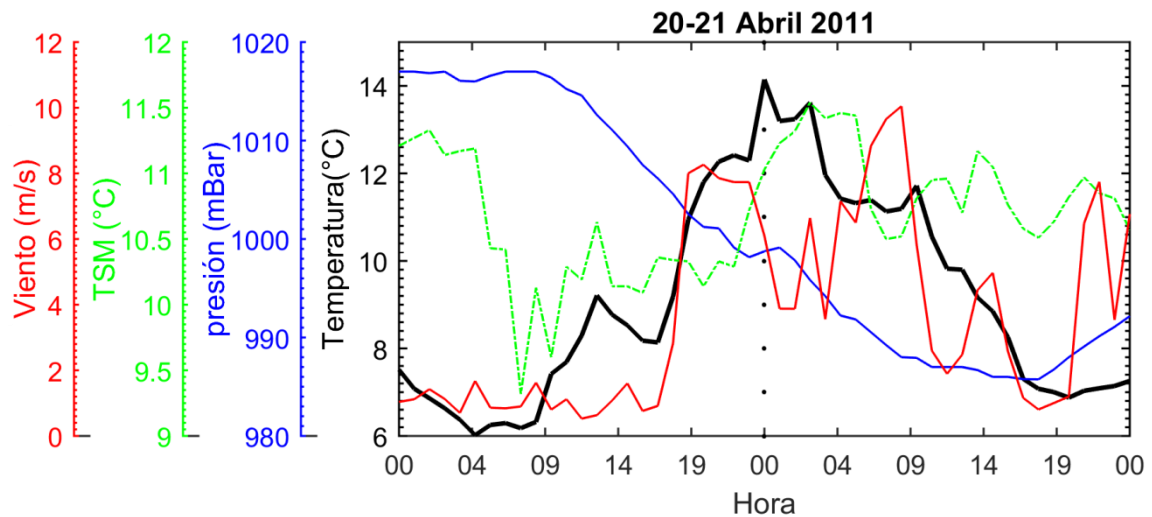


Figura 19. Series de temperatura del aire (negro), presión atmosférica (azul), temperatura superficial del mar (verde) y viento (rojo) para los días 20 y 21 de abril 2011. Datos provenientes de la boya oceanográfica. Fuente: Elaboración propia.

En el caso de la figura 20 (panel inferior) que corresponde a los días 17 y 18 de julio del 2012, podemos ver que en las primeras horas del día 17 se producen las temperaturas más bajas (línea negra), con valores similares ($\sim 6^{\circ}\text{C}$) hasta cerca de las 19 horas, donde se observa un incremento bastante rápido de la temperatura del aire hasta llegar cerca de los 11°C cerca de la medianoche, siendo esta temperatura considerablemente mayor a

la del medio día. Esto coincidió con altas velocidades del viento y valores más bajos para la presión atmosférica. Los datos provenientes de reanálisis de ERA-interim confirmaron que los vientos de componente oeste y noroeste de la baja presión fueron los responsables en traer aire más cálido desde el océano Pacífico hacia la Patagonia para después distribuirlos de norte a sur, desde casi los 40° hasta los 50°S (Figura 20, panel superior).

Un comportamiento similar se muestra en la figura 21, en esta ocasión se observó con mayor claridad como los vientos del noroeste traen aire más cálido desde ~35° S. Las variables temporales mostraron el mismo patrón, altos valores de temperatura y presión asociados a menores valores de presión.

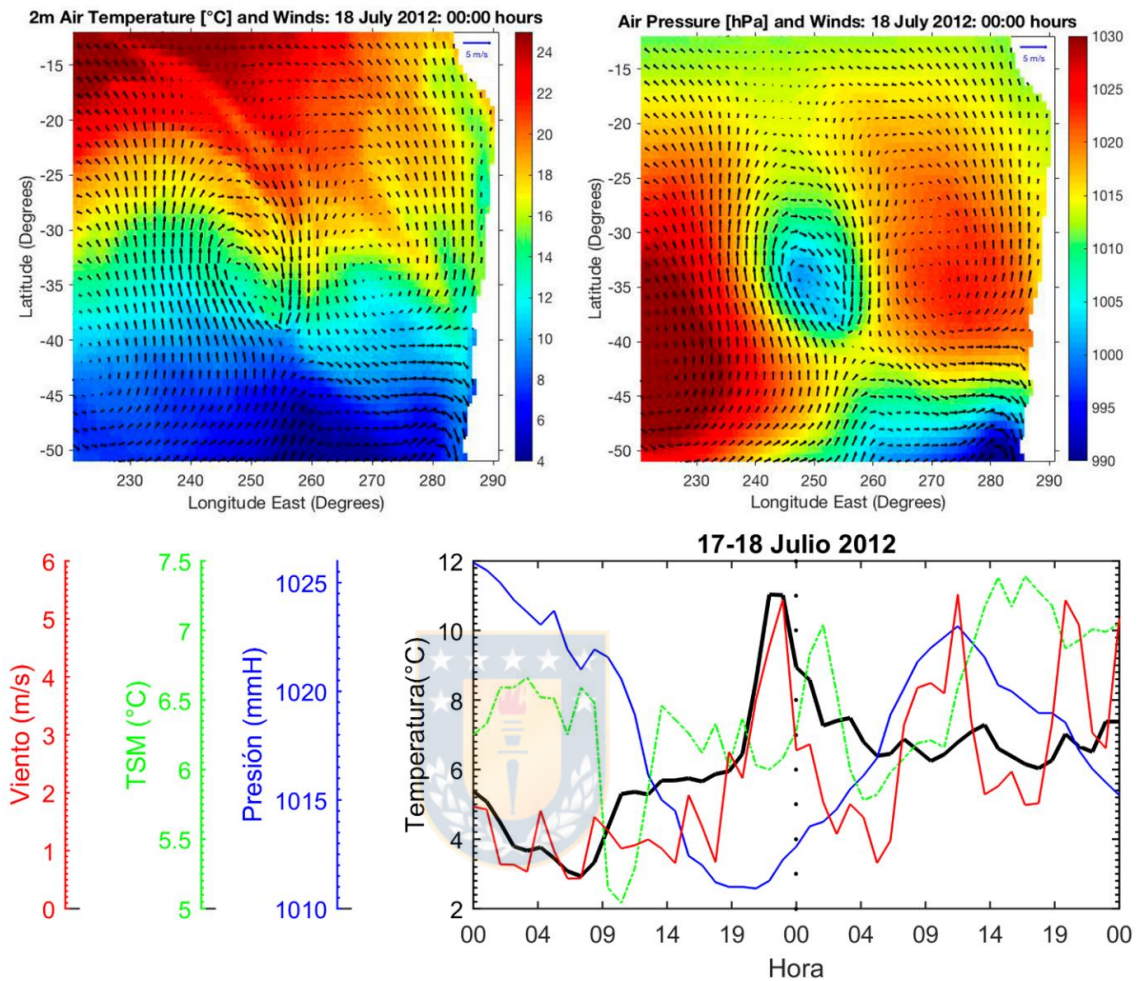


Figura 20. (Panel superior) Datos satelitales de presión atmosférica, vientos y temperatura del aire del producto ERA-Interim. (Panel inferior) Series de temperatura del aire (negro), presión atmosférica (azul), temperatura superficial del mar (verde) y viento (rojo), para los días 17 y 18 de julio 2012. Datos provenientes de la boya oceanográfica. Fuente: Elaboración propia.

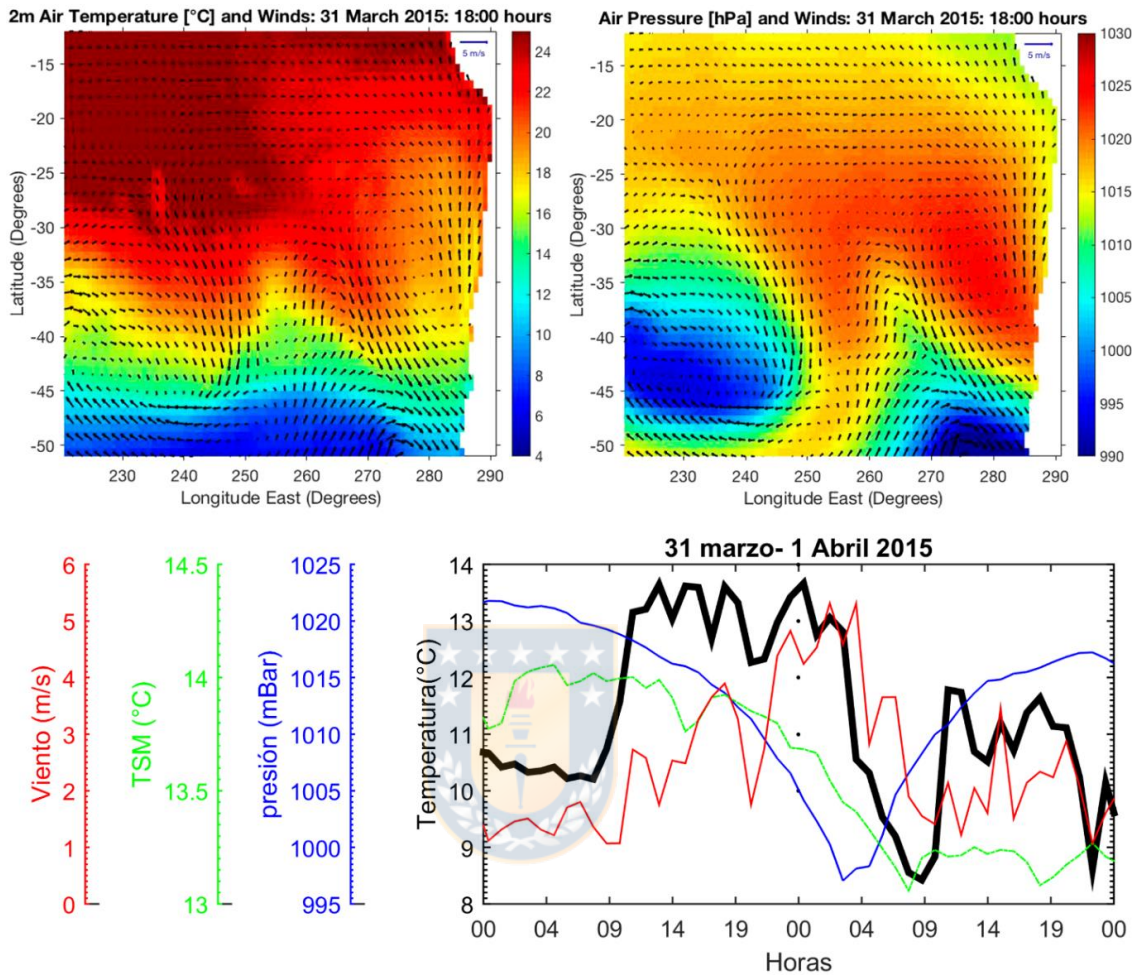


Figura 21. (Panel superior) Datos satelitales de presión atmosférica, vientos y temperatura del aire del producto ERA-Interim. (Panel inferior) Series de temperatura del aire (negro), presión atmosférica (azul), temperatura superficial del mar (verde) y viento (rojo), para los días 31 marzo y 01 abril 2015. Datos provenientes de la estación meteorológica instalada en la isla Magdalena. Fuente: Elaboración propia.

Como resumen de esta sección, se presenta un modelo conceptual que estaría explicando el origen de los eventos TAM nocturnos (Figura 22). Durante el otoño e invierno se originan con mayor frecuencia sistemas de bajas presiones en el Pacífico sur-austral que se mueven con dirección predominante hacia el norte. Su movimiento culmina al llegar cerca de los 40° S, donde está ubicado el centro de altas presiones del Pacífico sur (Figura 22 a). En el momento que ambos sistemas interactúan, los vientos del oeste y noroeste de la baja presión sacan aire cálido del centro de altas presiones y lo trasladan desde el océano Pacífico hasta la Patagonia, dando origen a los eventos TAM nocturnos observados en la boya oceanográfica y estación meteorológica instaladas en el fiordo Puyuhuapi (~44°S), (Figura 22 b).

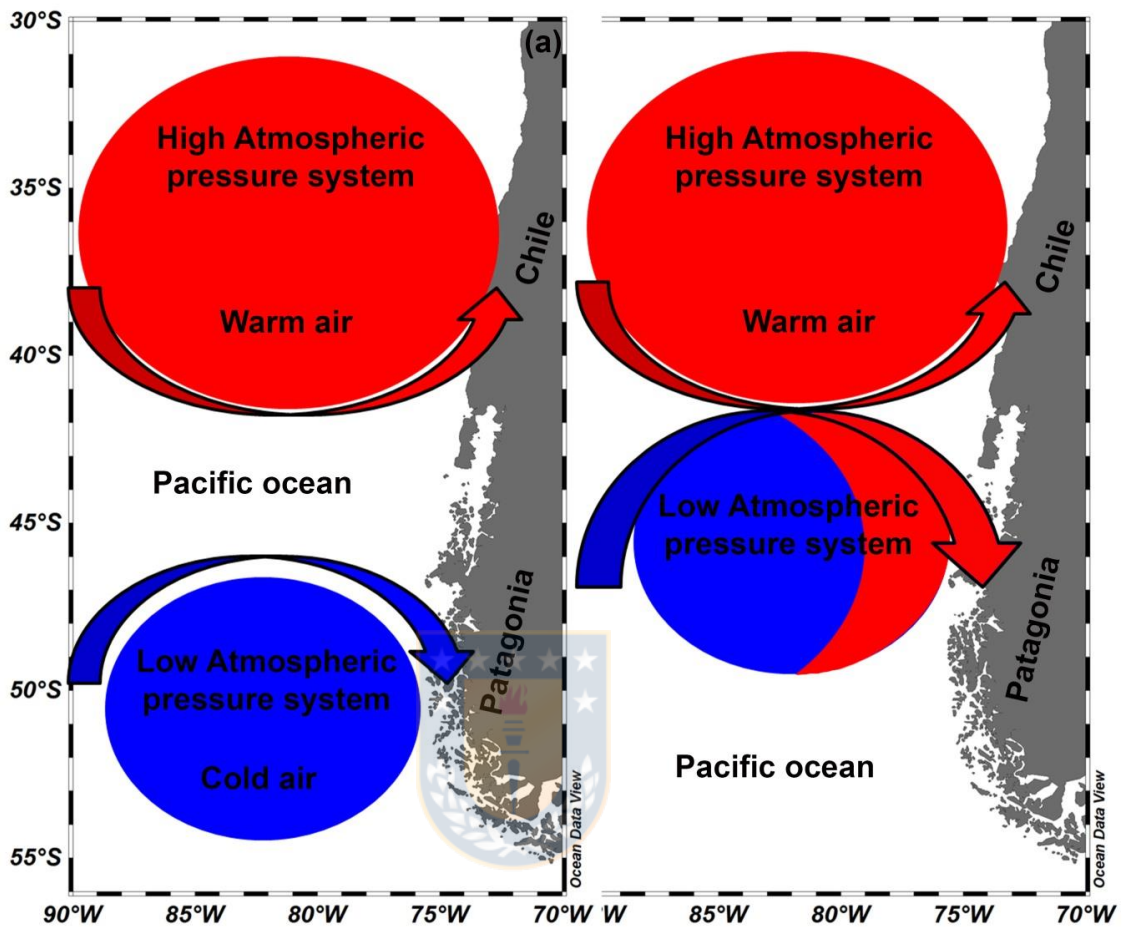


Figura 22. Modelo conceptual que explica el origen de los eventos TAM nocturnos. (a) Muestra la posición y traslado hacia el norte de un sistema de baja presión en la región del Pacífico sur-austral y la posición promedio del centro de altas presiones del Pacífico sur. (b) Muestra la interacción de la baja y alta presión. Los colores azul-rojos significan temperaturas del aire frías-cálidas y las flechas la dirección de los vientos. Fuente: Pérez-Santos et al., (2018).

5. DISCUSION Y CONCLUSIONES

5.1. Variabilidad del viento y variables derivadas

Durante el trabajo de esta tesis se utilizaron datos de vientos superficiales (en los primeros 10 metros de altura sobre el nivel del mar), provenientes de los productos QuikSCAT, ASCAT y ERA-Interim para la región del este del Pacífico sur-austral. Además, se usaron los datos de una boya oceanográfica y una estación meteorológica instalada en el fiordo Puyuhuapi. La combinación de esta información permitió estudiar la variabilidad del viento en la zona de estudio y la respuesta de la columna de agua al paso de eventos atmosféricos de escala sinóptica.

El análisis promedio del viento satelital para el periodo 1999-2016 demostró en general la influencia de los vientos del oeste en toda la región de estudio. Sin embargo, el viento fue estrictamente del oeste entre los 42°-45° S (Figura 3). Al sur de los 45° S y hasta los 56° S la dirección del viento fue desde el noroeste, registrándose las mayores intensidades en la zona de Magallanes (12 ms^{-1}) donde el viento fue paralelo a la costa a diferencia de la región central y norte, donde la dirección fue perpendicular.

Es importante destacar que, en el borde norte de la zona de estudio entre los 41° S y los 42° S, la dirección del viento fue del suroeste sobre todo durante la estación de verano (Figura 4), pero la intensidad siguió siendo menor que la observada en el extremo austral (51-56°S), donde fueron registrados los vientos de mayor magnitud en todo el año (Figura 3 y 4). Hasta la fecha, el comportamiento del viento en esta región sólo había sido mostrado a través de modelos conceptuales que muestran la posición de los vientos del oeste y su influencia en el origen de la corriente de deriva del oeste (Arkhipkin et al., 2009; Kilian y Lamy, 2012). A pesar que en el trabajo de Aguirre et al., (2012) se muestra el comportamiento del viento promedio usando igualmente datos de QuikSCAT (periodo 2000-2007), no se alcanzan a observar los detalles discutidos anteriormente y presentados en las Figuras 3 y 4. Por otro lado, la mayoría de los estudios de vientos y sus variables derivadas (esfuerzo del viento, transporte y bombeo de Ekman) se han concentrado en la región central y norte de Chile al norte de los 40° y 45° S, con el objetivo de entender la dinámica del anticiclón de Pacífico sur, la zona de surgencia y la influencia de los vientos en el régimen de corrientes (Ancapichun y Garcés-Vargas, 2015; Bravo et al., 2016; Fuenzalida et al., 2008; Schneider, et al., 2017).

Respecto a las variables derivadas del viento como el transporte y bombeo de Ekman, se encontró que tanto en las condiciones promedio como en el ciclo estacional el transporte de Ekman fue en dirección a la costa entre los 48° - 56° S, mientras que al norte de los 48° S fue paralelo a la costa (Figuras 5 y 6, Anexo 2). Cuando el transporte de Ekman es en dirección hacia la costa, favorece el hundimiento de las aguas (Steward, 2002) y la retención de huevos y larvas en ese sector (Pérez-Santos et al., 2010). Cuando el transporte de Ekman tiene dirección hacia afuera de la costa, se origina el proceso de surgencia costera, contribuyendo con el incremento de la producción primaria (Escribano et al., 2016; Iriarte et al., 2012; Montero et al., 2007). El bombeo de Ekman mostró una zona de máximos valores positivos en la región oceánica al sur del Golfo de Penas indicando condiciones favorables al afloramiento de aguas, en ambas series QuikSCAT (1999-2009) (Figura 5a) y ASCAT (2007-2016). En esta última base de datos la zona de máximos positivos también se registró a lo largo de toda la costa de la zona de estudio (Figura 8b) las diferencias en las series se pueden deber a la resolución y a que son periodos diferentes, por lo tanto no se comportan igual. La combinación de ambos resultados (Transporte y Bombeo de Ekman), nos permitió concluir que en el extremo sur-austral de

la zona de estudio, al sur del Golfo de Penas, ocurre un fuerte afloramiento de aguas oceánicas durante todo el año y que son transportadas hacia la costa según mostró la dirección del transporte de Ekman. La mayor ocurrencia de los vientos desde el noroeste en el mismo sentido de la línea de costa fue la causa principal del origen de un transporte de Ekman en dirección a la costa. En cuanto a los nutrientes, es conocido que las aguas oceánicas del Pacífico sur-oriental tienen un alto contenido de nutrientes (Anabalón et al., 2016; Pérez-Santos et al., 2010) que también son observados al interior de los fiordos y canales (Pavéset et al., 2015; Silva y Vargas, 2014). Los resultados encontrados en el comportamiento promedio y estacional del transporte y bombeo de Ekman usando bases de datos de viento, podrán ser tenidos en cuenta a partir de ahora como unos de los mecanismos físicos que ayudan al intercambio de nutrientes y organismos del plancton entre la zona oceánica y la región de fiordos y canales de la Patagonia.

Una vez entendido el comportamiento promedio y estacional del viento superficial en la zona de estudio, se realizó un análisis de funciones ortogonales empíricas (FOE) con el objetivo de determinar los patrones espacio-temporales y las escalas de tiempo dominantes del viento en la

región austral del Pacífico sur-oriental. Los modos 1, 2 y 3 del FOE para ambas bases de datos (QuikSCAT y ASCAT) y periodos de tiempo (1999-2009 y 2007-2016), mostraron las mismas estructuras espaciales y porcentajes de varianza similares, ej., modo 1, ~30 %, modo 2, 22.5 % y modo 3 ~16% de la varianza total, (Figuras 7-12). Sin embargo las diferencias principales se observaron en los periodos de tiempo dominantes para los modos 2 y 3, pues en el modo 1 en ambos periodos de tiempo (QuikSCAT y ASCAT) estuvo dominado por el periodo sinóptico. En el caso del modo 2, durante el primer periodo de tiempo (1999-2009), la alternancia entre los vientos del oeste durante la primavera-verano y los vientos del este durante el otoño-invierno estuvieron dominados por el ciclo anual, pero en el segundo periodo de tiempo (2007-2016), la dominancia del ciclo anual se debilitó, destacando entonces los periodos de 27.5 y 16.5 días. El último de estos destacó nuevamente al periodo sinóptico. Mientras, los 27.5 días corresponden a la influencia de Modo Baroclino anular, conocido como BAM por sus siglas en inglés (Ross et al., 2015). El BAM fue recientemente reportado como un proceso atmosférico que ocurre entre los 40°-55° S con un periodo entre los 20-30 días (Thompson y Barnes, 2014; Thompson y Woodworth, 2014). Su origen se debe a las variaciones

de energía cinética y flujos de calor debido a las fluctuaciones de los vientos zonales y meridionales, conjuntamente con la temperatura del aire. En el trabajo de Ross et al., (2015) se observó la influencia de este proceso en la Patagonia central, que se tradujo en una importante oscilación de la piconclina. El modo 3 fue dominado por el ciclo semi-anual (1999-2009), anual (2007-2016) y sinóptico (ambos). Las estructuras espaciales mostraron vientos superficiales en forma de giros ciclónicos/anticiclónicos, representando el paso de los eventos de bajas/altas presión por la zona de estudio. En resumen, el periodo sinóptico domino la variabilidad del viento, seguido del ciclo anual donde se observaron los vientos de la dirección oeste. Estos últimos han disminuido su influencia en el periodo reciente analizado (2007-2016) y se necesitan mayores estudios para determinar los procesos que están contribuyendo con este comportamiento, así como su influencia en el transporte y bombeo de Ekman.

5.2. Eventos sinópticos y su impacto en los procesos de interacción océano-atmósfera

En la sección anterior se pudo determinar la importancia que tiene el periodo-escala sinóptico en la variabilidad del viento en la región este del Pacífico sur-austral (40° - 56° S). Los eventos meteorológicos que determinaron este comportamiento están relacionados con el paso de los sistemas de bajas y altas presiones. Ambos sistemas actúan en el dominio norte de la zona de estudio determinando el régimen de vientos de este sector, siendo el verano el momento de los vientos del sur debido a la influencia de las altas presiones y el invierno donde influyen con mayor frecuencia los sistemas de bajas presiones, dominando entonces los vientos del norte (Castillo et al., 2016). Hasta la latitud aproximada del canal del Guafo, (43.5° S) las altas presiones disminuyen su influencia (Ancapichun y Garcés-Vargas, 2015), siendo entonces los sistemas de bajas presiones los eventos que dominan el periodo sinóptico hasta el extremo sur de la zona de estudio (56° S).

Los registros atmosféricos de una boya oceanográfica instalada en el fiordo Puyuhuapi (44° S), unidos a mediciones hidrográficas de alta

precisión vertical mediante el uso de un microperfilador, permitieron estudiar la respuesta de la columna de agua al paso de eventos de baja presión durante la época de invierno (5-17 julio 2015), (Montero et al., 2017). En este experimento se pudo constatar que después del paso de varios sistemas de baja presión (990-1000 mbar) que produjeron vientos máximos entre 15-20 m s⁻¹, la capa superior de la columna agua cambió (0-30 m), generándose un debilitamiento de la estratificación que se tradujo en el ingreso de nutrientes a la capa superficial, aumentando la producción primaria a niveles similares a los detectados durante la época productiva (Montero et al., 2011). Este resultado cambió el paradigma que el invierno es una época de productividad primaria baja y que los niveles de radiación altos son el factor limitante en el origen de algunas floraciones de fitoplancton (Montero et al., 2017). Debido a la frecuencia de ocurrencia de estos eventos y al área de influencia que estos abarcan, concluimos que el paso de los sistemas de baja presión por la Patagonia son uno de los mecanismos de mezcla vertical que contribuyen (1) con el cambio de las propiedades físicas de la capa superficial y (2) con el aumento de la producción primaria de los fiordos y canales australes.

Siguiendo con el análisis del impacto de los eventos meteorológicos

de escala sinóptica en la interacción océano-atmósfera, se pudo determinar durante el trabajo de esta tesis la importancia que tiene el paso de los sistemas de baja presión en el cambio del ciclo diario de la temperatura del aire, generando en este caso máximos en el horario de la noche y madrugada (Figura 14-18). El ciclo diario de la temperatura del aire presentó máximos en el horario de la tarde entre las 15-18 horas, debido a la influencia de la radiación solar (Figura 14b), como fue reportado por Castillo et al., (2016). Sin embargo, el análisis en detalle de las horas de ocurrencia de las temperaturas máximas por día permitió observar un segundo grupo de registros de TAM que ocurrieron en el horario de la noche-madrugada (Figura 14c y d) y que no pueden ser justificados con la influencia de la radiación solar, debido a que en ese momento se registraron sus valores mínimos. La mayor ocurrencia de los eventos TAM nocturnos se localizó en los meses de otoño e invierno, pero estos pueden ocurrir con menor frecuencia durante todo el año (Figura 15c).

Con el objetivo de entender los procesos involucrados en estos eventos se utilizó la información meteorológica (presión atmosférica, vientos y temperatura del aire) y oceanográfica (temperatura superficial del agua), de la boya instalada en el fiordo Puyuhuapi, conjuntamente con

información satelital (temperatura del aire y presión atmosférica). El análisis en conjunto de estos datos permitió observar que la ocurrencia de los eventos TAM nocturnos estaban asociados con la disminución de la presión atmosférica y el incremento de los vientos, coincidiendo con el paso de los sistemas de baja presión atmosférica (Figura 17-19). En la mayoría de los casos observados la temperatura del agua también se incrementó. Por otro lado, la información de datos de reanálisis (ERA-Interim) permitió observar la cobertura espacial del proceso, mostrando que al llegar el sistema de baja presión a su límite norte ($\sim 40^\circ$ S), este interactúa con el límite sur del giro subtropical (centro de alta presión), recibiendo entonces las temperaturas cálidas de este sistema. En el contexto del cambio climático global, el reporte de este proceso nuevo reviste vital importancia, pues en la medida que el océano Pacífico sur y la atmósfera vayan incrementando su temperatura, mayor serán también los niveles de temperaturas del aire que llegarán a la Patagonia. Sin embargo, creemos que se necesitan mayores estudios para determinar la influencia sur de este proceso y la que tendencia que ha seguido en los últimos años.

5.3. Respuesta a hipótesis planteadas en la tesis.

Según se ha analizado en la sección de resultados y discusión, la hipótesis 1: “*Durante el paso de los sistemas de bajas presiones en el invierno, la intensidad del viento aumenta y se genera mezcla en la superficie del fiordo, debilitando la estratificación*”, es **aceptada**. Un experimento bio-físico en el fiordo Puyuhuapi permitió estudiar la respuesta de la columna del agua antes, durante y después del paso de varios sistemas de baja presión por la zona de estudio, registrando la mezcla vertical que se produce por los intensos vientos. Estos resultados (sección 4.2.1) fueron publicados por un colectivo de autores: Montero, P., Pérez-Santos I., Daneri G., Gutiérrez M., Igor G., **Seguel R.**, Crawford D., Duncan P. (2017). A winter dinoflagellate bloom drives high rates of primary production in a Patagonian fjord ecosystem, *Estuar. Coast. ShelfSci.*, 199, 105-116.

La hipótesis 2: *Los incrementos esporádicos de la temperatura del aire durante la noche y madrugada en el fiordo Puyuhuapi se deben al paso de eventos sinópticos regionales*, es **aceptada**. El análisis de datos meteorológicos provenientes de la boya Puyuhuapi, de una estación

meteorológica y de productos satelitales permitieron conocer que el aumento de la temperatura del aire en el horario nocturno estuvo relacionado con la interacción que se produce cuando los sistemas de baja presiones llegan a su límite norte, donde se encuentra el centro de altas presiones del Pacífico sur-oriental que trae temperaturas cálidas desde la zona subtropical. Debido al sentido de rotación de los vientos de la baja presión, estas temperaturas son llevadas desde el océano hacia la Patagonia y distribuidas de norte a sur (Pérez-Santos et al., 2018, submitted). (Pérez-Santos, I., **Seguel-Rojas**, R. Schenider, W. (2018). Synoptic scale variability of surface winds and expected changes in the ocean-atmosphere dynamics of the eastern Austral Pacific Ocean. *Submitted to Ocean Science on 11 October 2018, os-2018-119*).

6. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguirre, C., Pizarro, Ó., Strub, P. T., Garreaud, R., y Barth, J. A. (2012). Seasonal dynamics of the near-surface alongshore flow off central Chile. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117(C1). <https://doi.org/10.1029/2011JC007379>.
- Anabalón, V., Morales, C. E., González, H. E., Menschel, E., Schneider, W., Hormazabal, S., Escribano, R. (2016). Micro-phytoplankton community structure in the coastal upwelling zone off Concepción (central Chile): Annual and inter-annual fluctuations in a highly dynamic environment. *Progress in Oceanography*, 149, 174–188, <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2016.10.011>.
- Ancapichun, S.; J. Garcés-Vargas, (2015). Variability of the Southeast Pacific Subtropical Anticyclone and its impact on sea surface temperature off north-central Chile. *Ciencias Marinas*, 41(1), 1–20. <https://doi.org/10.7773/cm.v41i1.2338>.
- Arkhipkin, A. I., Schuchert, P. C., y Danyushevsky, L. (2009). Otolith chemistry reveals fine population structure and close affinity to the Pacific and Atlantic oceanic spawning grounds in the migratory southern blue whiting (*Micromesistius australis*). *Fisheries Research*, 96(2–3), 188–194. <https://doi.org/10.1016/j.fishres.2008.11.002>.
- Bentamy, A.; D. Croize-Fillon. (2011). Gridded surface wind fields from Metop/ASCAT measurements. *International Journal of Remote Sensing*, 33, 1729-1754.
- Bravo, L., Ramos, M., Astudillo, O., Dewitte, B., y Goubanova, K. (2016). Seasonal variability of the Ekman transport and pumping in the upwelling system off central-northern Chile (~30° S) based on a high-resolution atmospheric regional model (WRF). *Ocean Science*, 12(5), 1049–1065. <https://doi.org/10.5194/os-12-1049-2016>.

- Cáceres, M.; A. Valle-Levinson. (2004). Transverse variability of flow on both sides of a sill/contraction combination in a fjord-like inlet of southern Chile. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 60(2), 325–338. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2003.12.010>.
- Calvete, C., y M. Sobarzo. (2011). Quantification of the surface brackish water layer and frontal zones in southern Chilean fjords between boca del Guafo (43°30'S) and Estero Elefantes (46°30'S). *Continental Shelf Research*, 31(3-4), 162-171.
- Castelao, R. y J. Barth. (2006). Upwelling around Cabo Frio, Brazil: The importance of wind stress curl. *Geophysical Research Letters*, 33(3), 2–5, <https://doi.org/10.1029/2005GL025182>.
- Castillo, M. I., Cifuentes, U., Pizarro, O., Djurfeldt, L., y Cáceres, M. (2016). Seasonal hydrography and surface outflow in a fjord with a deep sill: the Reloncaví fjord, Chile. *Ocean Science*, 12(2), 533–544. <https://doi.org/10.5194/os-12-533-2016>.
- Dávila, P. M., Figueroa, D., y Müller, E. (2002). Freshwater input into the coastal ocean and its relation with the salinity distribution off austral Chile (35-55°S). *Continental Shelf Research*, 22(3), 521–534. Doi: [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(01\)00072-3](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(01)00072-3).
- Donoso, D y Schneider, W. (2010). Registros meteorológicos y oceanográficos superficiales en el Canal Puyuhuapi (44°S), Chile. In XXX Jornadas de Ciencias del Mar. (pp. 83–84).
- Escribano, R., Bustos-Ríos, E., Hidalgo, P., y Morales, C. E. (2016). Non-limiting food conditions for growth and production of the copepod community in a highly productive upwelling zone. *Continental Shelf Research*, 126, 1–14. <https://doi.org/10.1016/J.CSR.2016.07.018>.
- Fuenzalida, R., Schneider, W., Garcés-Vargas, J., y Bravo, L. (2008). Satellite altimetry data reveal jet-like dynamics of the Humboldt

Current. Journal of Geophysical Research, 113(C7), C07043.
<https://doi.org/10.1029/2007JC004684>.

Holton, J. (1992). An Introduction to Dynamic Meteorology. Academic Press, San Diego, 511 pp.

Iriarte, J. L., Vargas, C. A., Tapia, F. J., Bermúdez, R., y Urrutia, R. E. (2012). Primary production and plankton carbon biomass in a river-influenced upwelling area off Concepción, Chile. Progress in Oceanography, 92–95, 97–109.
<https://doi.org/10.1016/J.POCEAN.2011.07.009>.

Jacob, B. G., Tapia, F. J., Daneri, G., Iriarte, J. L., Montero, P., Sobarzo, M., y Quiñones, R. A. (2014). Springtime size-fractionated primary production across hydrographic and PAR-light gradients in Chilean Patagonia (41-50°S). Progress in Oceanography, 129(PA), 75–84.
<https://doi.org/10.1016/j.pocean.2014.08.003>.

Kilian, R.F. Lamy. (2012). A review of Glacial and Holocene paleoclimate records from southernmost Patagonia (49–55°S). Quaternary Science Reviews, 53(C), 1–23.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.07.017>

Luketina, D.; J. Imberger. (2001). Determining turbulent kinetic energy dissipation from Batchelor curve fitting. Journal of Atmospheric & Oceanic Technology, 18(November), 100–113.

Montero, P., Daneri, G., Cuevas, L. A., Gonzalez, H. E., Jacob, B., Lizárraga, L., yMenschel, E. (2007). Productivity cycles in the coastal upwelling area off Concepción: The importance of diatoms and bacterioplankton in the organic carbon flux. Progress in Oceanography, 75(3), 518–530.
<https://doi.org/10.1016/j.pocean.2007.08.013>.

- Montero, P., Daneri, G., Gonzalez, H.E., Iriarte, J.L., Tapia, F.J., Lizarraga, L., Sanchez, N., Pizarro, O. (2011). Seasonal variability of primary production in a fjord ecosystem of the Chilean Patagonia: implications for the transfer of carbon within pelagic food webs. *Cont. Shelf Res.* 31, 202e215. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2010.09.003>.
- Montero, P., Pérez-Santos I., Daneri G., Gutiérrez M., Igor G., Seguel R., Crawford D., Duncan P. (2017). A winter dinoflagellate bloom drives high rates of primary production in a Patagonian fjord ecosystem, *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, 199, 105-116.
- Orlanski, I. (1975). A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 56: 527-530.
- Osborn, T. R. (1980). Estimates of the Local Rate of Vertical Diffusion from Dissipation Measurements. *Journal of Physical Oceanography*. [https://doi.org/10.1175/15200485\(1980\)010<0083:EOTLRO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/15200485(1980)010<0083:EOTLRO>2.0.CO;2).
- Overland, J, Preisendorfer, R. (1982). A significance test for principal components applied to cyclone climatology; *Mort. Weath. Rev.* 110 1-4
- Pantoja, S., Luis Iriarte, J., y Daneri, G. (2011). Oceanography of the Chilean Patagonia. *Continental Shelf Research*, 31(3-4), 149-153. doi. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2010.10.013>.
- Pavés, H. J., González, H. E., Castro, L., y Iriarte, J. L. (2015). Carbon Flows Through the Pelagic Sub-food Web in Two Basins of the Chilean Patagonian Coastal Ecosystem: The Significance of Coastal-Ocean Connection on Ecosystem Parameters. *Estuaries and Coasts*, 38(1), 179-191. <https://doi.org/10.1007/s12237-014-9780>.

- Pérez-Santos, I., Schneider, W., Sobarzo, M., Montoya-Sánchez, R., Valle-Levinson, A., y Garcés-Vargas, J. (2010). Surface wind variability and its implications for the Yucatan basin-Caribbean Sea dynamics. *Journal of Geophysical Research*, 115(C10), C10052. <https://doi.org/10.1029/2010JC006292>.
- Pérez-Santos, I., Seguel-Rojas, R., Schneider, W. (2018). Synoptic scale variability of surface winds and expected changes in the ocean-atmosphere dynamics of the eastern Austral Pacific Ocean. Submitted to *Ocean Science* on 11 October 2018, os-2018-119.
- Pickard, G. L. (1971). Some Physical Oceanographic Features of Inlets of Chile. *Journal of the Fisheries Research Board of Canada*, 28(8), 1077–1106. doi.<https://doi.org/10.1139/f71-163>.
- Pickett, M.; J. Paduan. (2003). Ekman transport and pumping in the California Current based on the U.S. Navy's high-resolution atmospheric model (COAMPS). *Journal of Geophysical Research*, 108(C10), 3327, <https://doi.org/10.1029/2003JC001902>.
- Ray, P.S. (1986). *Mesoscale Meteorology and Forecasting*. American Meteorological Society, Boston, MA, 793 pp.
- Ross, Lauren; Valle-Levinson, Arnaldo; Pérez-Santos, Iván; Tapia, Fabian; Schneider, W. (2015). Baroclinic annular variability of internal motions in a Patagonian fjord. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120, 5668–5685. <https://doi.org/10.1002/2015JC011264>.
- Rahn, D. and Garreaud, R. (2013). A synoptic climatology of the near-surface wind along the west coast of South America. *Int. J. Climatol.* 1-13.
- Ruddick, B. (1983). A practical indicator of the stability of the water column to double-diffusive activity. *Deep Sea Research Part A*,

Oceanographic Research Papers, 30(10), 1105–1107.
[https://doi.org/10.1016/0198-0149\(83\)90063-8](https://doi.org/10.1016/0198-0149(83)90063-8).

Ruddick, B., Anis, A., y Thompson, K. (2000). Maximum likelihood spectral fitting: The batchelor spectrum. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 17(11), 1541–1555. [https://doi.org/10.1175/1520-426\(2000\)017<1541:MLSFTB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-426(2000)017<1541:MLSFTB>2.0.CO;2).

Saavedra, N., Muller, E. P., y Foppiano, A. J. (2010). On the climatology of surface wind direction frequencies for the central Chilean coast. *Australian Meteorological and Oceanographic*, 60(June 2010), 103–112. <https://doi.org/10.22499/2.6002.002>.

Schneider, W., Pérez-Santos, I., Ross, L., Bravo, L., Seguel, R., y Hernández, F. (2014). On the hydrography of Puyuhuapi Channel, Chilean Patagonia. *Progress in Oceanography*, 129 (March 2014), 8–18, <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2014.03.007>.

Schneider, W., Donoso, D., Garcés-Vargas, J., y Escribano, R. (2017). Water-column cooling and sea surface salinity increase in the upwelling region off central-south Chile driven by a poleward displacement of the South Pacific High. *Progress in Oceanography*, 151, 38–48. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2016.11.004>.

Sievers, H. y N. Silva. (2008). Water masses and circulation in austral Chilean channels and fjords. *Progress in the Oceanographic Knowledge of Chilean Interior Waters, from Puerto Montt to Cape Horn (Comité Oceanográfico Nacional - Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Valparaíso)*, (1977), 53–58.

Silva, N.; S. Palma, (Ed.). (2006). *Avances en el conocimiento oceanográfico de las aguas interiores chilenas, Puerto Montt a cabo*

de Hornos. Valparaíso: Comité Oceanográfico Nacional - Pontificia Universidad Católica de Valparaíso. Valparaíso.

Silva, N., Rojas, N., y Fedele, A. (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-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 56(16), 992–1008. doi: <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2008.11.001>.

Silva, N. y Vargas C. (2014). Hypoxia in Chilean Patagonian Fjords. *Progress in Oceanography*, 129, 62–74. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2014.05.016>.

Smith, L.; R. Smith, (1968). Upwelling. *Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev.*, 6, 11–46.

Steward, R. (2002). *Introduction to Physical Oceanography*. American Journal of Physics. Texas: Texas A&M University Copyright. Ed. 2007.

Talley, L.D., Pickard, G.L., Emery, W.J., and Swift, J.H. (2011). *Descriptive physical oceanography, an introduction*. Six edition, Academic press, Elsevier, 1-983.

Thomson, R. y W. Emery. (2014). *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*. 3rd Edition. Boston. Elsevier, <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-0-12-387782-6.01001-2>.

Thompson, D.; Barnes A. (2014). Periodic variability in the large-scale southern hemisphere atmospheric circulation, *Science*, 343, 641–645.

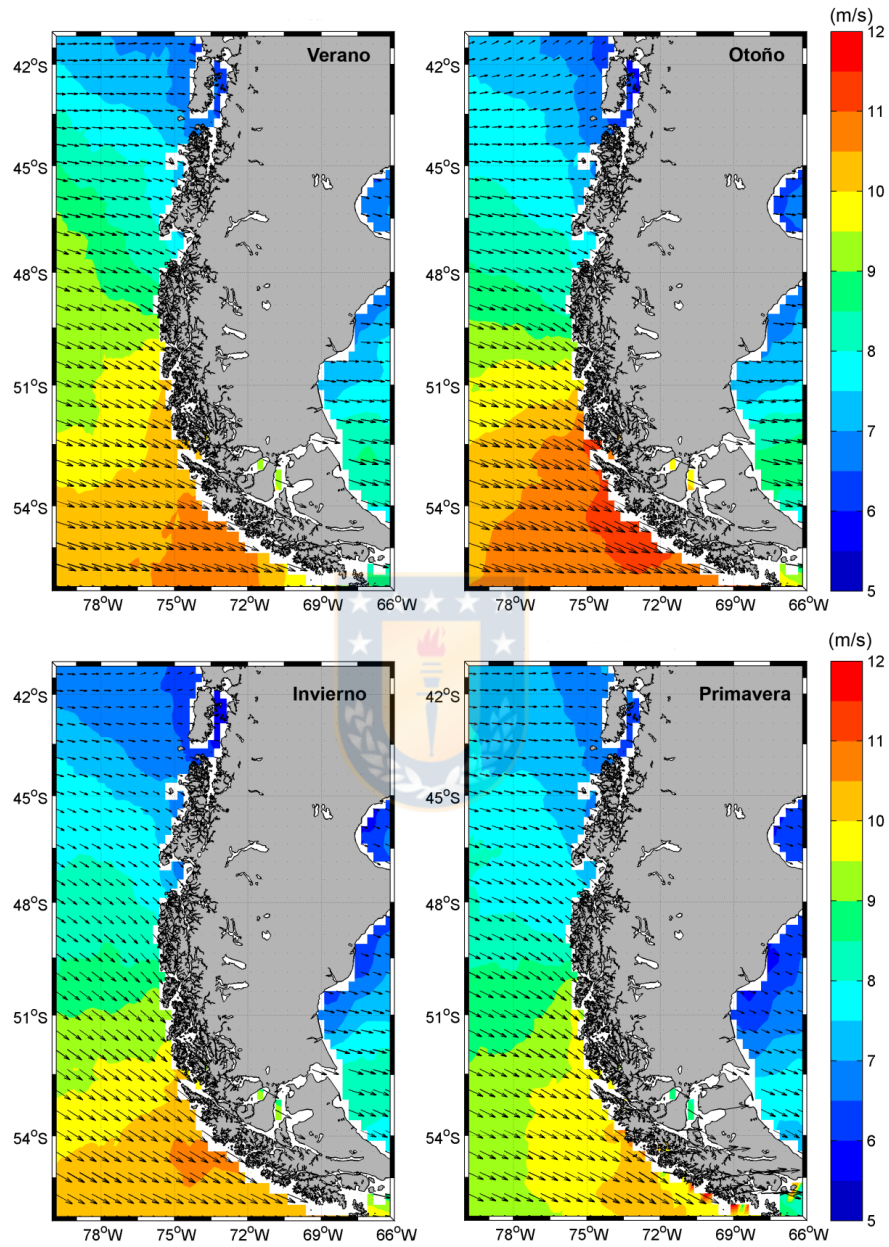
Thompson, D. y Woodworth D. (2014). Barotropic and baroclinic annular variability in the southern hemisphere, *J. Atmos. Sci.*, 71, 1480–1493, doi:10.1175/JAS-D-13-0185.1.

Yelland, M. y P. Taylor. (1996). Wind Stress Measurements from the Open Ocean. *Journal of Physical Oceanography*. 26, 541–558.

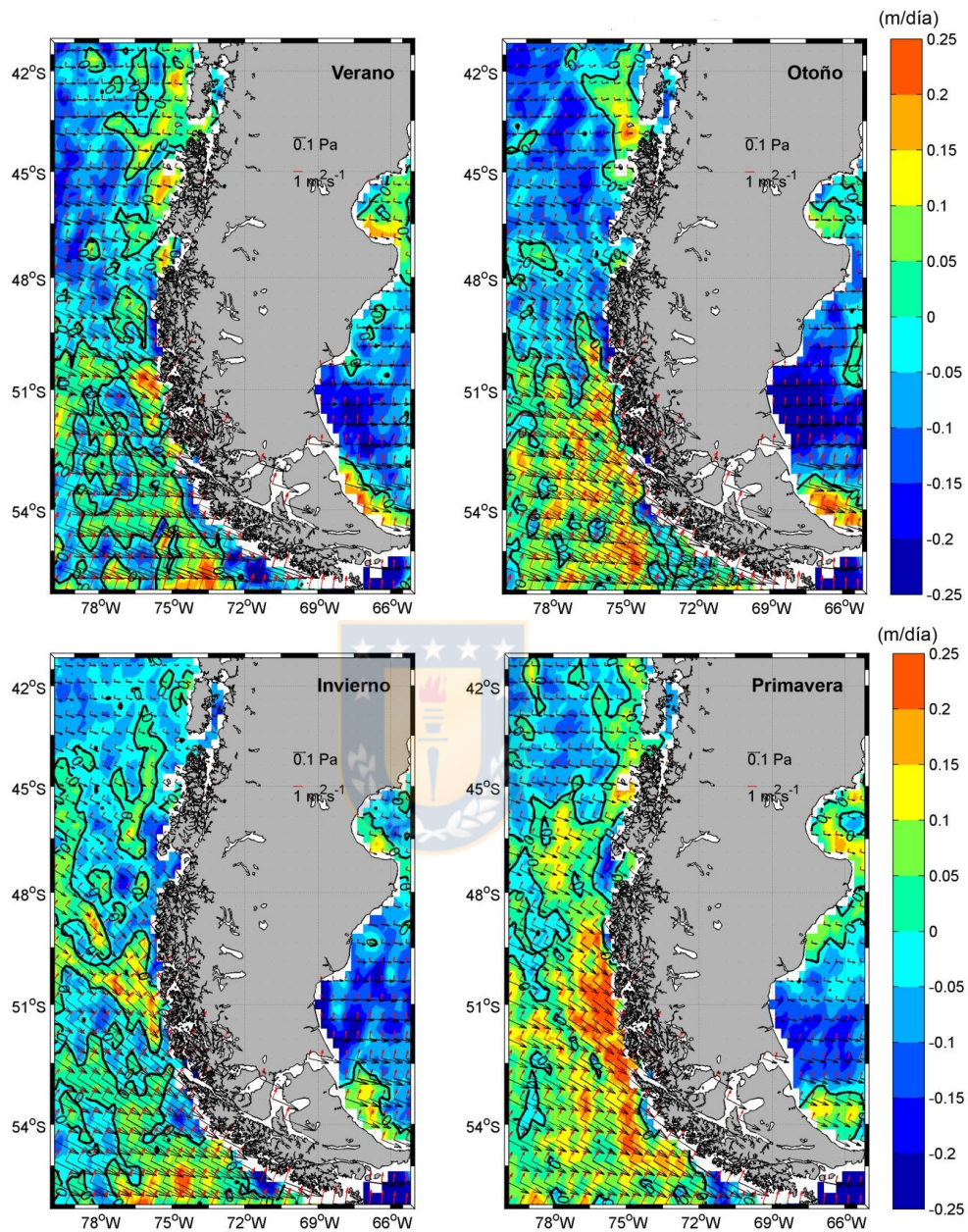
You, Y. (2002). A global ocean climatological atlas of the Turner angle: Implications for double-diffusion and water-mass structure. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 49(11), 2075–2093. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(02\)00099-7](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(02)00099-7).



7. ANEXOS



Anexo 1. Promedio estacional del viento satelital obtenido con datos de ASCAT en el periodo 2007-2016. Fuente: Elaboración propia.



Anexo 2. Promedios estacionales de: Estrés de viento (flechas negras), transporte de Ekman (flechas rojas) y bombeo de Ekman (gráfico de contorno), obtenidos de ASCAT, periodo 2007-2016. Fuente: Elaboración propia.

10. Artículo sometido



Synoptic scale variability of surface winds and expected changes in the ocean-atmosphere dynamics of the eastern Austral Pacific Ocean

Iván Pérez-Santos^{1,2}, Romanet Seguel^{2,3,4} and Wolfgang Schneider^{5,6}

¹Centro i-mar de la Universidad de los Lagos, Puerto Montt, Chile

5 ²Centro de Investigación Oceanográfica COPAS Sur-Austral, Universidad de Concepción, Chile

³Programa de Postgrado en Oceanografía, Departamento de Oceanografía, Universidad de Concepción, Chile

⁴Instituto de Fomento Pesquero, Aysén, Chile

⁵Departamento de Oceanografía, Campus Concepción, Universidad de Concepción, Chile

⁶Millennium Institute of Oceanography (IMO), University of Concepción, Chile

10 *Corresponding author: Iván Pérez-Santos: ivan.perez@ulagos.cl

Abstract. In the southern hemisphere, macroscale atmospheric systems such as the westerly winds and the Southeast Pacific Subtropical anti-cyclone (SPSA) influence the wind regime of the eastern Austral Pacific Ocean. The average and seasonal behaviors of these systems are well known, although wind variability at different time and distance scales was previously unexamined. The main goal of this study was, therefore, to determine the space and time scale variabilities of surface winds from 40° to 56° S, using QuikSCAT, ASCAT, and ERA-Interim surface wind information, complemented by in situ meteorological data. In addition, interactions between atmospheric systems, together with the ocean-atmosphere dynamics, were evaluated, from 1999 to 2015. The empirical orthogonal function detected dominance at the synoptic scale in mode 1, representing approximately 30 % of the total variance. In this mode, low and high atmospheric pressure systems characterized wind variability, with a cycle length of 16.5 days. Initially, mode 2, representing approximately 22 % of the variance, was represented by westerly winds (43° to 56° S), which occurred mostly during spring and summer, with an annual time scale (1999-2008), until they were replaced by systems cycling at 27.5 days (2008-2015), reflecting the influence of the Southern Hemisphere's baroclinic annular mode. Mode 3, representing approximately 15 % of the variance, involved passage of small scale, low and high atmospheric pressure (LAP, HAP) systems throughout Patagonia. Persistent Ekman suction south of the Gulf of Penas, and up to and beyond the Pacific mouth of the Magellan Strait, occurred throughout the year. Easterly Ekman transport (ET) piled these upwelled waters onto the western shore of South America, when the winds blew southward. These physical mechanisms were essential in bringing nutrients to the surface, and then transporting planktonic organisms from the oceanic zone into Patagonian fjords and channels. In a variation, between 41° and 43° S, surface wind from the SPSA produced offshore ET during spring and summer, causing reduced sea surface temperature, and increased chlorophyll-a; this is the first time that such upwelling conditions have been reported so far south, in the eastern Pacific Ocean. The influence of northward migrating LAP systems on the ocean-atmosphere interphase allowed us to understand, for the first time, their direct relationship with recorded night time air temperature maxima (locally referred to as "Nighttime heat wave events"). In the



35 context of global climate change, greater attention should be paid to these processes, based on their possible impact
on the rate of glacier melting, and on the austral climate.

Keywords: Atmospheric pressure systems, Ekman transport, Pacific Ocean, Patagonia, synoptic scale

1. Introduction

The eastern Austral Pacific Ocean (40° to 56° S) is under the influence of westerly winds, and the Southeast Pacific
40 Subtropical anti-cyclone (SPSA) (Tomczak and Godfrey, 1994; Stewart, 2002). In this region, westerly winds are
stronger than those in the northern hemisphere, on average, and extend in a belt from 40° to 60° S (Talley et al.,
2011). The SPSA shows an annual migration, reaching its southern position (~40° to 46° S) in the austral summer,
owing to the poleward displacement of the intertropical convergence zone (Rahn and Garreaud, 2013; Ancapichun
and Garcés-Vargas, 2015; Schneider et al., 2017). The anti-clockwise rotation of winds from the SPSA generates
45 northerly winds along the coastline of Chile and Peru, contributing to the maintenance of upwelling conditions all
year around, giving rise to one of the higher productivity marine ecosystems in the world's oceans (Kampf and
Chapman, 2016). The system is well known for the contribution of westerly winds and SPSA to the circulation
regimen, e.g., formation of the Humboldt Current system (Thiel et al., 2007; Fuenzalida et al., 2008).

While most studies have focused on SPSA behavior (Rahn and Garreaud, 2013; Ancapichun and Garcés-Vargas,
50 2015; Schneider et al., 2017), and the effect of the ocean-atmospheric interaction, little is known about the surface
wind variability in the eastern Austral Pacific Ocean. Therefore, the principal goal of this study was to determine the
space and time variability of the surface winds that extend from 40° S to 56° S, using different satellite wind
products, and in situ meteorological information. The interaction between the Austral Pacific surface wind regimen
and the SPSA was also taken into account, together with ocean-atmosphere dynamics.

55 The principal hypotheses of our study were: (1) the passage of synoptic-scale atmospheric events throughout the
eastern Austral Pacific Ocean, such as low/high atmospheric pressure (LAP and HAP) systems, dominated the
surface wind variations in the study area, instead of the westerly wind, producing northerly or southerly winds. (2)
The interaction between synoptic scale atmospheric events, such as the SPSA, with LAP systems, allowed the
advection of warm air over Patagonia, creating maximum surface air temperatures at nighttime, especially in fall and
60 winter.

In terms of time-distance scales, atmospheric systems have been categorized as macro-, meso-, and microscale
(Orlanski, 1975; Ray, 1986; Holton, 1992). The macroscale definition is divided into planetary and synoptic scales.
Winds that impact the globe belong to the planetary scale, such as the westerly and trade winds, and also El Niño
(Tomasz, 2014), extending over distances from 1000-40000 km, with time scales of weeks or longer. Synoptic scale
65 systems cover 100-5000 km or so, in a timescale of days to weeks, and include events such as atmospheric pressure
systems, like subtropical anti-cyclones and hurricanes. Mesoscale events cover a distance and time scale of 1-100
km, in minutes to hours, and include events such as thunderstorms, tornadoes, and sea/land breezes, while
microscale systems cover a range of <1 km, and include events such as turbulence, dust devils and gusts, occurring



in seconds to minutes. In this manuscript, we evaluated the oceanic response to synoptic scale atmospheric events,
70 including LAP and HAP systems.

The passage of LAP events throughout Patagonian fjords and channels, such as Puyuhuapi Fjord, creates intense
vertical mixing that favors microalgal blooms, increasing primary production during the winter season to reach a
magnitude similar to the traditionally productive spring-summer season (Montero et al., 2017). In the case of HAP
events, which produce alongshore winds (northward), the contribution to the upwelling conditions (offshore Ekman
75 transport) in the northern part of the eastern Austral Pacific coastline have not been quantified. Similarly, LAP
systems also produce alongshore winds, although in the opposite direction (southward), and favor downwelling; the
mechanisms and effects of these events are addressed in Sect. 3.2.

In the California upwelling systems (32°-44° N), the contribution of Ekman transport (ET) and Ekman pumping
(EP), with upward velocities favoring upwelling and primary production, and downward velocities contributing to
80 downwelling, were quantified using an atmospheric model, finding that EP was more important than ET (Pickett and
Paduan, 2003). In the central-northern region of Chile, where only ET has been evaluated previously as the leading
contributor to upwelling, (Sobarzo and Djurfeldt, 2004), one study (Bravo et al., 2016) have demonstrated that EP
contributed 40-60 % of the total upwelling transport. ET and EP, derived here using surface wind products from the
QuikSCAT and ASCAT satellites, were used in this study to quantify the contribution of these processes to the total
85 upwelling, with special attention to the offshore region of Chiloe Island (42°-43.5° S), where northward wind occurs
during spring-summer, due to the SPSA influence.

In this manuscript, statistical analysis, such as an empirical orthogonal function (EOF) employing surface wind
products from the QuikSCAT and ASCAT satellites, from 1999-2015, allowed the importance of the synoptic scale
in the wind variability of the eastern Austral Pacific Ocean to be determined, and highlight the occurrence of LAP
90 and HAP systems, with time scales of days. HAP systems and the SPSA contributed to create conditions suitable for
upwelling, in the northern part of the study area (offshore Chiloe Island), causing a drop in the sea surface
temperature, and increased chlorophyll-a, while LAP systems moved through, mostly in fall and winter, changing
climate conditions during nighttime throughout Patagonia. Our results are presented and discussed in Sect.3 and
Sect. 4, respectively.

95 2. Materials and methods

2.1 Satellite surface wind data

Surface wind data was obtained from SeaWinds scatterometers, mounted on the QuikSCAT and ASCAT satellites.
QuikSCAT wind vectors were obtained daily, for a $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ grid (<http://www.ifremer.fr>). The root mean square
errors (RMSE) for wind velocity and direction were specified to be less than 1.9 m s^{-1} and 17° , respectively (Piolle
100 and Bentamy, 2002). Analysis of QuikSCAT satellite wind data covered the period from July 1999 to November
2009. For the ASCAT wind product, the temporal resolution was also daily-averaged, and the spatial resolution was
 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$. Comparison of ASCAT wind fields with data from moored buoys showed correlation coefficients of



0.86, and the RMSE was less than 2 m s^{-1} (Bentamy and Croize-Fillon, 2011). This product covered the period from April 2007 to December 2015.

105 ERA-interim product was also used, to understand the origin and influence of the “Nighttime heat wave events” in Patagonia. ERA-interim offer data for surface winds (10 m), air temperature (2 m), and surface atmospheric pressure, with hourly temporal resolution available at 6 hour intervals (0:00, 06:00, 12:00 and 18:00), in a regular grid of $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ (Dee et al., 2011).

2.2 Environmental data from buoys and meteorological stations

110 Data from an oceanographic buoy installed in the northern section of Puyuhuapi Fjord ($44^\circ 35.3' \text{ S}$, $72^\circ 43.6' \text{ W}$), and equipped with atmospheric (wind speed and direction, air temperature, and atmospheric pressure), and surface water (temperature and conductivity) sensors, was used to understand fjord-atmosphere interactions. The meteorological data were collected with a temporal resolution of three min, and the water data were registered hourly at $\sim 1 \text{ m}$ depth. The time series from the oceanographic buoy started in April 2011 and finished in July 2013.

115 A meteorological station was installed on the coast $\sim 500 \text{ m}$ from the buoy, to continue atmospheric measurements in this region. The meteorological station registered atmospheric data every 15 min (wind speed and direction, air temperature, and atmospheric pressure) from April 2014 to August 2017. The atmospheric data from the buoy and meteorological stations were hourly average.

2.3 Sea surface temperature and chlorophyll-a from satellite

120 Satellite-derived images of chlorophyll-a (chl-a) concentration and sea surface temperature (SST) were obtained from the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) sensor, onboard the Aqua satellite; the data were obtained with a spatial resolution of 4 km^2 per pixel, at nadir, over cloud-free ocean areas, and with a temporal resolution of 8 days. Chl-a and SST images were extracted from the Geospatial Interactive Online Visualization and Analysis Infrastructure (Giovanni; <https://giovanni.gsfc.nasa.gov>), and were used as evidence of the marine response

125 to the surface winds, and the associated processes, e.g., ET and EP.

2.4 Derived variables

Using QuikSCAT and ASCAT surface wind data, the components of the zonal and meridional wind stress (τ_u and τ_v , respectively), were calculated, as shown in Eq. (1).

$$\tau_u = \rho_a C_d u U_{10}, \quad \tau_v = \rho_a C_d v U_{10} \quad (1)$$

130 In Eq. (1), ρ_a is air density (1.2 kg m^{-3}), C_d is a dimension less drag coefficient, u and v are the zonal and meridional wind components, respectively, and U_{10} is the magnitude of the wind vector 10 m above sea level. C_d was calculated using the formula proposed by Yelland and Taylor (1996), in which the coefficient varies as a function of the wind velocity, according to Eq. (2), and Eq. (3).



$$C_d = 0.29 + \frac{3.1}{U_{10}} + \frac{7.7}{U_{10}^2} \times 10^{-3}, \text{ for } U_{10} \leq 6 \text{ms}^{-1} \quad (2)$$

$$135 \quad C_d = 0.60 + 0.070U_{10} \times 10^{-3}, \text{ for } 6 \text{ms}^{-1} \leq U_{10} \leq 26 \text{ms}^{-1} \quad (3)$$

Ekman surface transport, M ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$), was calculated for each grid point of the satellite wind field using Eq. (4) (Smith, 1968).

$$\vec{M} = \frac{\vec{\tau}}{\rho_w f} \quad (4)$$

In Eq. (4), $\vec{\tau}$ is the wind stress vector, ρ_w is the water density (1025 kg m^{-3}), and f is the Coriolis parameter; the
 140 EP velocity, W_E ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$), was calculated according to Eq. (5) (Smith, 1968).

$$W_E = \frac{1}{\rho_w f} \nabla \times \vec{\tau} \quad (5)$$

In Eq. (5), $\nabla \times \vec{\tau}$ is the wind stress curl, which was derived by first order cross-differencing of the wind stress field, which implies that no curl computation was possible for the grid points nearest to the coast. This drawback was overcome by applying coKriging, in two dimensions, to the wind stress curl, which allowed extrapolation toward the
 145 coast (Marcotte, 1991).

In order to quantify the relative importance of EP to total upwelling transport, EP velocities were integrated up to ~50 km offshore, along three transects, which were located in the northern (42.2° S), central (47.2° S), and southern (52.2° S) parts of the study region (Fig. 5 (a), black dots). The objective of this calculation was to obtain the vertical transport ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) for each selected transect, and compare it with the ET obtained by Eq. (4), following the
 150 methodology proposed by Pickett and Paduan (2003).

2.5 Data analysis

Zonal and meridional surface winds from QuikSCAT (1999-2009), and ASCAT (2007-2015), were used to apply a standard empirical orthogonal function (EOF) analysis (Emery and Thomson, 1998; Kaihatu et al., 1998), in order to determine the modes of variability that dominated the spatiotemporal behavior of the wind field in the eastern
 155 Austral Pacific Ocean. Before computing the EOFs, long term means and linear trends were removed. This method enabled a more compact description of the spatiotemporal variability of wind, such that the total variability could be grouped into empirical modes, with most of the variability appearing in the first mode.

A Morlet wavelet analysis was applied (Torrence and Compo, 1998) to the time-dependent coefficients of the three modes, resulting from real-vector EOF analysis of the QuikSCAT and ASCAT wind fields. This wavelet analysis
 160 allowed distinction of the time and duration of the dominant periods of the different atmospheric processes. The wavelet spectra were used to calculate time-averaged spectra for the entire sampling period, and these are referred to from here on as the global wavelet spectrum (Torrence and Compo, 1998).



The statistical moments (hourly, daily, monthly, means and standard deviations) used in our calculations were always estimated employing values from QuikSCAT, ASCAT, and the buoy and meteorological station databases. Before calculating long-term daily and monthly means for the ET and EP presented in Fig. 6, the period of overlap of the surface winds, from QuikSCAT and ASCAT (2007-2009), was analyzed. Three time series from QuikSCAT and ASCAT surface winds were extracted, close to the 42.2° S (northern), 47.2° S (central), and 52.2° S (southern) aspects of the study area. The statistical moment of the overlapping period for the zonal and meridional winds, in the three time series, was $R^2 \sim 0.7$, with a lag=0. This was deemed to be acceptable, and so on that basis, a continuous time series was built, using data from QuikSCAT for July 1999-December 2007, and then continuing with data from ASCAT from January 2008-December 2015.

3. Results

3.1 Surface wind features and variability

Analysis of the surface wind long term daily mean, for the period 1999-2015, using the QuikSCAT and ASCAT satellite products, showed similar patterns (Fig. 1). In general, westerlies were the predominant the surface winds, especially between 42° and 45° S, although a more detailed analysis indicated different features. 1) North of 42° S, the wind was slightly west-southwesterly. 2) South to the 45° S, the wind started an inclination from the west to the northwest direction, and 3) between the 54° S and 56° S, the wind blew along the Austral coast of the Magellan region, while in the rest of the study area, the wind direction was perpendicular to the coast. The surface wind average registered as a meridional gradient, in which low speeds ($5\text{--}6 \text{ m s}^{-1}$) were observed in the northern domain, and stronger wind ($10\text{--}12 \text{ m s}^{-1}$) was registered down towards 51° S. The standard deviations were very similar between satellite products (± 3.0 to $\pm 4.2 \text{ m s}^{-1}$), representing the same meridional gradient observed in the surface wind magnitude, but the ASCAT data registered lower variability and less intense surface wind magnitude, compared with QuikSCAT (Fig. 1a and Fig. 1b). Computation of the seasonal cycle, using both the QuikSCAT and ASCAT datasets, showed a similar meridional gradient to that obtained in the average analysis, representing the time-persistence and high intensity of the northwesterly winds in the open ocean water of the Magellan region (51° to 56° S).

EOF analysis allowed understanding of the surface wind variability modes, and the distribution of the total variance. The EOF for the QuikSCAT daily data showed concentration of ~70 % of the total variance in the first three empirical modes: EOF-1=30.01 %; EOF-2=22.5 %; EOF-3=16.4 %. For the equivalent ASCAT daily wind data, the EOF represented ~65 % of the total variance, in the first three empirical modes: EOF-1=27.9 %; EOF-2=22.5 %; EOF-3=15.3 %. The spatial structure for the first three modes from the QuikSCAT and ASCAT databases were similar (Fig. 2). In the case of the spatial structure of mode 1 (Fig. 2a and 2d), southerly and southwesterly winds dominated the study area, when the time-dependent coefficient was positive (Fig. 3a and 3j, PC-1). When PC-1 (principal component) was negative, the spatial structure of mode 1 rotated 180°, and northerly and northeasterly winds occurred.



The global spectrum analysis carried out for PC-1 denoted the dominant, 16.5 days cycle (Fig. 3b and 3k). The PC-1 monthly mean calculation demonstrated that southerly winds occurred mostly during the fall and spring seasons (Fig. 3c and 3l), while northerly winds were more frequent during winter, spring and summer (Fig. 3c and 3l). The southerly and northerly winds were associated with passage of intense HAP (Fig. 4a), and LAP (Fig. 4b) systems, throughout the study region.

The spatial structure of mode 2 highlights the presence of the easterly (positive time-dependent coefficient), and westerly winds (negative time-dependent coefficient) (Fig. 2b and 2e). The global spectrum for the PC-2 (Fig. 3d and 3e) represented the dominance of the annual cycle of 374 days for the QuikSCAT database. The low pass filtered time series for the PC-2 (Fig. 3d, red line) showed the occurrence of the most positive values during the fall and winter season, represented by the easterly winds (Fig. 3f). The negative part of the PC-2 was observed during spring and summer, highlighting the presence of the westerly winds (Fig. 3f). Even though the spatial structure of mode 2 from the ASCAT database presented a similar pattern to the QuikSCAT mode 2, the annual cycle period was not detected in the spectrum of PC-2 (Fig. 3m and 3n). In this analysis, cycles of 27.5 days and 16.5 days were obtained. The monthly mean for PC-2 coincided with the results from QuikSCAT during winter (easterly winds), and spring (westerly winds), but was different in summer and fall, where the wind direction varied (Fig. 3o). Figs 4c and 4d showed examples of the atmospheric systems involved in the wind direction variability presented in this mode.

The spatial structure of mode 3 represented a clockwise atmospheric circulation (e.g., Fig. 4e) of surface winds, in the same direction as an LAP system, when the time-dependent coefficient was positive (Fig. 2c and 2f). The rotation of the winds became counterclockwise (e.g., Fig. 4f) when the time-dependent coefficient was negative, representing a structure similar to that seen for an HAP system (Fig. 3g and 3p). Periods of 2-8 days were detected in the spectrum analysis of both data sets (QuikSCAT and ASCAT), while semiannual (157 days) and annual cycles were observed in the QuikSCAT and ASCAT winds, respectively (Fig. 3h, 3i, 3q, and 3r).

Wavelet analysis allowed observation of the year-round dominance of the synoptic time scale obtained by PC-1 (Fig. 5a and Fig. 5b). An evident change of time scales was observed for PC-2, e.g., the annual cycle dominated from 2000-2008 (Fig. 5c), but from 2009-2015, a 20 to 30 day cycle was more intense than the annual cycle (Fig. 5d). In PC-3, the semiannual signal observed in the global spectrum (Fig. 4h) occurred during 2004 (Fig. 5e), but while the annual cycle registered in Fig. 4q, was clear in 2011 (Fig. 5f), synoptic time scales were persistent from 2000-2015 (Fig. 5e and Fig. 5f).

3.2 Derived parameters from surface winds and ocean implications

The average dominance of the westerly surface wind stress generally produced a northerly ET in the study region (Fig. 6a and Fig. 6b). On average, the ET ran parallel to the coast, between 41° and 47° S, while from there to 56° S, the inclination of the coastline, and the influence of the westerly wind stress, contributed to change the ET direction to be mostly perpendicular to the coast. This was the region (48° to 56° S), where the highest ET value ($2.16 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) was recorded, due to the presence of the most intense winds, regionally (Fig. 1). Moreover, a wide area of positive (upward motion), and maximum EP (0.25 m day^{-1}), was observed around 51° S, in the QuikSCAT data, in which



positive EP extended across the study area (Fig. 5a). The same area of positive and intense EP was observed in the ASCAT database, although in the northern part of the study region, between 41° and 48° S, the upward EP was located closer to the coast, covering approximately the first ~100 km (Fig. 6b).

In order to understand the annual variability of the ET and EP, and the contribution of both processes to the total upwelling transport (TUT), three data time series were extracted, for the northern, central and southern part of the study region, covering the period 2000-2015 (Fig. 7). In the northern part of the study region, in ocean water west as far as the coast of Chiloe Island, the long term TUT daily mean showed high variability ($\pm 0.32 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) all year round, and especially during fall and winter, when onshore ET dominated the TUT. This condition changed during spring and summer to show dominance by the offshore ET, but with a weaker magnitude than that for winter. The EP was positive, but contributed less to the TUT (Fig. 7a). The long term, monthly mean of these time series' showed the dominance of downwelling conditions, from April to September (Austral fall-winter). The upwelling started in October and finished in February, with a significant contribution by the ET (Fig. 7b). The cumulative transport was in general favorable to downwelling, from April to December, and showed less upwelling in summer (Fig. 7c).

In the time series for the Gulf of Penas, the all year round variability of the long term daily TUT mean continued ($\pm 0.35 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), but the offshore ET events decreased, and EP was more negative (Fig. 7d). Downwelling conditions prevailed, due to the dominance of the ET during the year (Fig. 7e), and the cumulative transport was negative (downwelling) for all variables (ET, EP, and TUT), and was higher than in the northern time series (Fig. 7f).

In the southern part of the study region, close to the entrance of the Magellan Strait, the absolute maximum ($-2.14 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) was reported, along with higher variability of the TUT ($\pm 0.41 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), which was again dominated by the ET. The EP was positive and favorable for upwelling, but less intense than for the ET (Fig. 7h). The long term monthly mean for transport showed the highest values for the ET, and the highest contribution of this process to the TUT, even though the EP was positive and favorable for upwelling (Fig. 7i). The cumulative transport was also the most important, compared with the other time series (Fig. 7j).

In general, downwelling conditions dominated the study region, but in the open ocean water around Chiloe Island, upwelling was observed during spring-summer. Using the ASCAT surface wind data, some examples of the derived ET and EP from January were extracted, to evaluate the oceanic response during the favorable upwelling conditions (Fig. 8). The ET and EP were very strong; favoring upwelling along the coast, due to the dominance of southern winds produced by the influence of the SPSA systems (Fig. 8a, 8d, and 8g). The magnitude of EP reached $\sim 3 \text{ m d}^{-1}$ during January 10, 2014 (Fig. 8g), and the ET varied from $1.5\text{-}3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ in the three examples (Fig. 8a, 8d, and 8g). The images of sea surface temperature (Fig. 8b, 8e) and 8h) and chlorophyll-a (Fig. 8c, 8f and 8i) obtained during the upwelling, were evidence of the oceanic response to the ET and EP. Along the west coast of Chiloe Island, the sea surface temperature dropped $\sim 4^\circ \text{ C}$, and the chlorophyll-a increased $\sim 10\text{-}15 \text{ mg m}^{-3}$, compared with the values showed in the open Pacific Ocean waters. These examples demonstrated the importance of ET and EP in the oceanic response to the wind.



3.3 Relationship of synoptic events with nighttime heat waves

During field work in Puyuhuapi Fjord (44.5° S), a maximum surface air temperature (SAT) was recorded at night, coincident with an LAP system moved through the fjord. These observations motivated research into the influence of synoptic events on Patagonian weather conditions. The long term hourly mean SATs, from buoy and meteorological station data, showed the same patterns, with a markedly diurnal cycle, in which the SAT maximum was registered in the afternoon (15:00-18:00, local time), while absolute minima were observed early in the morning (6:00-8:00) (Fig. 9a and Fig. 9b). The observed SAT diurnal cycle responded to solar radiation, as shown in the net solar radiation time series from the buoy and meteorological station (Fig. 9c and Fig. 9d). The histogram of SAT absolute maxima demonstrated a bimodal structure, with a first peak in the afternoon, as was observed in the diurnal cycle (Fig. 9a and Fig. 9b), and a second peak at night, from ~21:00 to 05:00 (Fig. 9e and Fig. 9f). The first peak has already been discussed above, and the balance of this subsection describes investigation of the processes involved in the SAT nighttime maximum, known as “nighttime heat wave events.”

Nighttime heat wave events were registered all year round, and 456 such events were recorded over the period 2011-2017 (Fig. 10a). The temperature range from these events was 4 to 20° C, with temperatures between 10° C and 12° C the most common (Fig. 10b). The monthly histogram of the nighttime heat wave events showed most occurrences in fall and winter, with fewer incidences in summer (Fig. 10c). Figure 11 presents an example of this event, which occurred during fall 2011, as shown in the atmospheric data from the oceanographic buoy installed in Puyuhuapi Fjord. The maximum SAT was observed on April 21, 2011, at midnight (00:00, local time), coinciding with a decreased atmospheric pressure, and increased surface wind intensity (Fig. 11a).

In order to explore the causes involved in the augmented air temperature, ERA-interim products were used (Fig. 11b – 11g). Before the event, images from surface wind and atmospheric pressure showed the predominance of a westerly wind, from 45° - 56° S, and northerlies from 30°-35° S (Fig. 11b). At the same time, the SAT showed a meridional gradient, in which high air temperature covered the northern domain of the image (30°-40° S) (Fig. 11c). At midnight on July 21, 2011 (00:00, local time), an LAP system arrived in the eastern Austral Pacific Ocean water, and moved northward, interacting with the southern edge of an SPSA system. LAP systems rotate clockwise, with intense winds of ~25 m s⁻¹, and a minimum atmospheric pressure of 958 mbar (Fig. 11d). The west and northwest winds from the LAP advected southward the maximum air temperature, located north of 40° S, contributing to the increased air temperature and heat in Patagonia, as shown in Fig. 11a. High air temperature due to the LAP winds reached the southern part of Patagonia, close to the Magellan Strait (Fig. 11e). Atmospheric conditions returned to normal days after the LAP passage, (Fig. 11f and Fig. 11g) as shown in Fig. 11b and 11c.

A second example, using atmospheric data from the winter of 2012, demonstrated the increased SAT over Patagonia due to the LAP system influence better (Fig. 12). In this case, the maximum air temperature was again registered when the intensity of the wind increased and atmospheric pressure was low (Fig. 12a). Before this event, winds were from the north and northwest, but less intense, and the high air temperature presented the usual meridional gradient (Fig. 12b and Fig. 12c). At midnight of July 18, 2012, an LAP system entered the study area, and advected high air temperature from the subtropical area southward, to Patagonia. During this nighttime heat wave event, warm air was



transported along the coast of Patagonia to $\sim 56^\circ$ S (Fig. 12d and Fig. 12e). Pre-event atmospheric conditions were restored one day after the passage of the LAP system (Fig. 12f and Fig. 12g).

305 4. Discussion

The combination of QuikSCAT, ASCAT and ERA-interim satellite wind products, together with in situ measurements of winds from oceanographic buoys and meteorological stations, has facilitated understanding of surface wind variability in the eastern austral Pacific Ocean, and the Patagonian interior. Surface winds were generally westerlies (Fig. 1), and the synoptic scale dominated wind variability, due to the influence of the low/high atmospheric pressure systems, with winds from the northerly /southerly directions, respectively (Fig. 2 and Fig. 3). Implications of the synoptic scale events on the atmosphere-ocean interaction is the focus of this section of the manuscript, owing to the importance of winds to the oceanic responses, such as ET and EP, and their influence on the Patagonian climate.

4.1 Surface wind variability

315 Satellite data on the long term surface wind daily means, over the period 1999-2015, demonstrated that between 42° - 45° S, the normal wind was perpendicular to the coast, and blew from the west. From 45° S and to 56° S, the predominant wind direction changed to the northwest, reaching its highest intensity in the Magellan region, where it blew parallel to the coast. At the other end of the study region (41° - 42° S), the predominant wind was from the southwest, although the intensity was less than in the Magellan region (Fig. 1). To date, the wind regime for this region has only been presented as a conceptual model, to show the influence of the westerlies on the westerly drift current (Thiel et al., 2007; Arkhipkin et al., 2009; Kilian and Lamy, 2012), and to present the general atmospheric circulation applicable to the west coast of South America (Rahn and Garreaud, 2013; Talley et al., 2011). Even though a map similar to Fig. 1 was presented in Aguirre et al. (2012), using QuikSCAT data (2000-2007), details of the surface wind behavior could not be determined. In addition, winds regime studies, which included derived variables such as EP and ET, focused on the central and northern region of the Chilean and Peruvian coasts, north of 40° S, and had as their main goals explanation of the dynamic of the Southeast Pacific Subtropical anti-cyclone (SPSA), and improved understanding of the wind's influence on this circulation regime (Ancapichun and Garcés-Vargas, 2015; Bravo et al., 2016; Fuenzalida et al., 2008; Schneider et al., 2017).

325 EOF analysis detected the westerly wind pattern in mode 2 with 22% of the total variance. This wind occurred mainly during spring-summer, before veering to an easterly wind for fall to winter (Fig. 2 and Fig. 3). During the first period of wind analysis (1999-2009), an annual cycle dominated mode 2, but in the second period (2009-2015), this dominance reduced, and cycle periods of 27.5 days and 16.5 days were observed (Fig. 5). The period of 16.5 days denoted the importance of the synoptic time scale, while the 27.5 day cycle suggested the influence of the recently reported Southern Hemisphere's baroclinic annular mode (BAM), which has been described as displaying an energy band lasting between 20 and 30 days (Thompson and Barnes, 2014; Thompson and Woodworth, 2014). BAM influence was observed by Ross et al., (2015) in a Patagonian fjord (47.8° S), using Acoustic Doppler current



profiler (ADCP) data, combined with in situ surface wind and atmospheric pressure records, highlighting the contribution of this atmospheric phenomenon to the intensification and frequency of the LAP systems that occur throughout the Patagonian.

340 LAP and HAP systems dominated mode 1 of the EOF, contributing ~30 % of the total variance (Fig. 2, 3 and 4). In this mode, southerlies related to the passage of HAP systems, and northerlies produced by LAP systems (Fig. 4), occurred in a time scale of 16.5 days (Fig. 3 and Fig. 5). This illustrated the variability of surface winds in the eastern Austral Pacific Ocean, complementing the westerly winds which have been seen to dominate the wind regime, in average and seasonal data.

345 In the Yucatan basin and the Caribbean Sea, where trade winds dominate the wind regime, synoptic-scale atmospheric events also dominate mode 1 of the EOF, characterized by the influence of continental cold front systems during fall and winter, and extratropical LAP systems in spring and summer (Pérez-Santos et al., 2010). In the tropical Indian Ocean, EOF analysis also improved understanding of wind variability induced by different phases of the monsoon (Alvarinho et al., 2006). It was also seen that the spatial structure of mode 3 of the EOF
350 indicated passage of other types of LAP and HAP systems, this time covering small areas, as in mode 1, although with a different time scale (Fig. 3 and Fig. 4). In general, surface wind variability in the eastern Austral Pacific Ocean was dominated by synoptic-scale events, in which pressure systems with different distance and time scales played an essential role in the region's wind regime.

4.2 Atmospheric-ocean interactions

355 The long term ET mean showed that this movement ran parallel to the coast from between 41° and 48° S, and then from 48° S to 58° S, it ran perpendicular (onshore) to the coastline, showing higher magnitude in the Magellan region (Fig. 6). Studies have shown that when onshore ET occurred, downwelling conditions prevailed, and particulates were transported to the coast (Stewart, 2002), favoring the retention of eggs and larvae in the coastal zone (Epifanio and Garvine, 2001; Garland et al., 2002). It has also been shown that when offshore ET occurred,
360 upwelling processes dominated along the coastline, favoring primary production (Escribano et al., 2016; Iriarte et al., 2012; Montero et al., 2007). As argued in the previous section, synoptic scale atmospheric events, such as LAP and HAP systems, dominated wind variability within the study area, especially in its northern domain, where the southern edge of the SPSA arrived during spring-summer. During this time of the year, northerly winds influenced the region, producing offshore ET, as shown by the ET time series for the northern (42.2° S) part of the study area
365 (Fig. 7). Then, the upwelling process occurred along the coastline of Chiloe Island, as was demonstrated by the increased chlorophyll-a and the drop of SST in the area of wind influence (Fig. 8). In addition, EP velocity was positively helping the upward movement of oceanic water, which enhanced the injection of nutrients into the surface layer (Rykaczewski and Checkley, 2008).

To date, coastal upwelling has been reported down as far as the central coastal region of Chile (~36° S) (Sobarzo and Djurfeldt, 2004; Sobarzo et al., 2007), but our work has shown that coastal upwelling can occur as far south
370 as ~44° S. In general, however, downwelling conditions, dominated by onshore ET, were observed in the study area, especially in the south, close to the Magellanic region (Fig. 6 and Fig. 7). We have hypothesized that the irregular



orographic from 44° to 56° S, where the coast is conformed with many islands and channels, could reduce the possibility for oceanic water to sink at the coastline, allowing the opportunity for it to pass to the interior Patagonian fjords, carrying nutrients, eggs, larvae from many species into these areas, to enhance biological production in the southern Patagonian fjords.

In addition, it was noted that it was not only the ocean that responded to the synoptic scale variability of the surface wind, but that atmospheric conditions were also influenced. Two examples demonstrated the importance of synoptic scale events in modifying climate conditions in the austral region (Fig. 11 and Fig. 12), where LAP systems contribute with the origin of the “Nighttime heat wave events.”

A conceptual model was built to explain the source of the nighttime heat wave events (Fig. 13). In this model, two atmospheric pressure systems participated: a permanent high pressure located in the north (SPSA), which transported warm air from the subtropical region (over the 40° S), and a synoptic LAP system, which originated in the south, with cold air from the Polar zone (Fig. 13a). The LAP originated in the Austral-Pacific Ocean, and the system moved northward, with intense winds rotating clockwise. The northward moving LAP stopped when it encountered the southern edge of the SPSA, at approximately 40° S (Fig. 13b). At this moment the stronger west and northwest wind from the LAP pulled in the warm air from the SPSA, and advected its heat southward to Patagonia. These events occur more frequently at nighttime, and their impact on the Patagonian climate depends on the intensity of the LAP system winds, and the heat content of the SPSA.

In the contexts of climate change and variability, any increase or trend of change in these events needs to be taken into account, as mechanisms that could contribute to increased glacial meltwater, and alteration of the austral climate.

5. Conclusions

In our study, satellite wind data were used to understand surface wind variability in the eastern Austral Pacific Ocean, a region dominated generally by strong westerlies, and the SPSA. The empirical orthogonal function demonstrated that, within the study area, mode 1 of wind variability was dominated by synoptic scale influences, due to the effects of low and high atmospheric pressure systems, instead of the planetary scale westerlies detected in mode 2. In general, downwelling conditions prevailed in the study region, owing to onshore Ekman transport, but offshore Ekman transport, and upward Ekman pumping, were observed during spring and summer in the northern domain (~41° to 48° S), contributing to reduced sea surface temperature, and increased chlorophyll-a. The arrival of the southern edge of the SPSA during spring and summer was the main impetus behind the upwelling condition, and this is the first time that this condition was reported so far south. In addition, the SPSA was involved in the origin of nighttime heat waves, acting with LAP systems to produce night time air temperature maxima which exceeded the normal midday maxima caused by solar radiation.

Data availability. All data sets used in this manuscript can be request from the corresponding author.



410

Author contributions. IPS: designed the experiment, collection and analysis satellite data, and manuscript leader. RS: collection and analysis satellite and in situ data, and manuscript revision. WS: designed the experiment, collection and analysis satellite data, and manuscript revision. All authors contributed to the writing of the manuscript.

Competing interest. The authors declare that they have no conflict of interest.

Acknowledgments

415 Surface wind data was collected as part of FONDECYT Grants 3120038, and 11140161, by Dr. Iván Pérez-Santos, with assistance from Dr. Wolfgang Schneider's research group. Financial support was also provided by Centro Copas Sur Austral PFB31 and AFB170006. We are grateful to Centro Copas Sur Austral for providing data from its oceanographic buoy and a partial scholarship for Romanet Seguel to complete a Magister in Oceanography at the University of Concepción, Chile. We thank Centro de Investigación en Ecosistemas de la Patagonia (CIEP) for providing meteorological information.





420 **References**

- Alvarinho J. L., Isoguchi, O., and Kawamura, H.: Characteristic patterns of QuikSCAT-based wind stress and turbulent heat flux in the tropical Indian Ocean, *Remote Sensing of Environment*, Volume 103, Issue 4, pp 398–407, 2006.
- Aguirre, C., Pizarro, Ó., Strub, P. T., Garreaud, R., & Barth, J. A.: Seasonal dynamics of the near-surface alongshore flow off central Chile. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117(C1), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011JC007379>, 2012.
- Ancapichun, S. and Garcés-Vargas, J.: Variability of the Southeast Pacific Subtropical Anticyclone and its impact on sea surface temperature off north-central Chile. *Ciencias Marinas*, 41(1), 1–20. <https://doi.org/10.7773/cm.v41i1.2338>, 2015.
- 430 Arkhipkin, A. I., Schuchert, P. C., and Danyushevsky, L.: Otolith chemistry reveals fine population structure and close affinity to the Pacific and Atlantic oceanic spawning grounds in the migratory southern blue whiting (*Micromesistius australis*). *Fisheries Research*, 96(2–3), 188–194. <https://doi.org/10.1016/j.fishres.2008.11.002>, 2009.
- Bentamy A. and Croize-Fillon, D.: Gridded surface wind fields from Metop/ASCAT measurements. *International Journal of Remote Sensing*, 33, 1729–1754, 2011.
- 435 Bravo, L., Ramos, M., Astudillo, O., Dewitte, B., and Goubanova, K.: Seasonal variability of the Ekman transport and pumping in the upwelling system off central-northern Chile (~30° S) based on a high-resolution atmospheric regional model (WRF). *Ocean Science*, 12(5), 1049–1065. <https://doi.org/10.5194/os-12-1049-2016>, 2016.
- Dee, D.P., Uppalaa, S.M., Simmons, A.J., Berrisford, P., Polia, P., Kobayashib, S., Andraec, U., Balmasedaa, M.A., Balsamoa, G., Bauera, P., Bechtolda, P., Beljaars, A.C.M., van de Bergd, L., Bidlota, J., Bormanna, N., Delsola, C., Dragania, R., Fuentes, M., Geera, A.J., Haimberger, L., Healy, S.B., Hersbach, H., Hólm, E.V., Isaksena, L., Kallberg, P., Kohler, M., Matricardia, M., McNally, A.P., Monge-Sanz, B.M., Morcrette, J.-J., Parkg, B.-K., Peubeya, C., de Rosnaya, P., Tavolatoe, C., Thépaut, J.-N., and Vitarta, F.: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 137, 553–597, 2011.
- 445 Emery, W. J. and Thomson R. E.: *Data analysis methods in physical oceanography*, 634 pp, Pergamon Press, Oxford, 1998.
- Epifanio, C. E. and Garvine, R. W.: Larval Transport on the Atlantic Continental Shelf of North America: a Review. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 52, 51–77, doi:10.1006/ecss.2000.0727, 2001.
- 450 Escribano, R., Bustos-Ríos, E., Hidalgo, P., and Morales, C. E.: Non-limiting food conditions for growth and production of the copepod community in a highly productive upwelling zone. *Continental Shelf Research*, 126, 1–14. <https://doi.org/10.1016/J.CSR.2016.07.018>, 2016.
- Fuenzalida, R., Schneider, W., Garcés-Vargas, J., and Bravo L.: Satellite altimetry data reveal jet-like dynamics of the Humboldt Current, *J. Geophys. Res.*, 113, C07043, doi:10.1029/2007JC004684, 2008.



- 455 Garland, E. D., Zimmer, C.A., Lentz, S.J.: Larval Distributions in Inner-Shelf Waters: The Roles of Wind-Driven Cross-Shelf Currents and diel Vertical Migrations. *Limnology and Oceanography*, Vol. 47, No. 3, 803-817, 2002,
- Holton, J.: *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Academic Press, San Diego, 511 pp, 1992.
- 460 Iriarte, J. L., Vargas, C. A., Tapia, F. J., Bermúdez, R., and Urrutia, R. E.: Primary production and plankton carbon biomass in a river-influenced upwelling area off Concepción, Chile. *Progress in Oceanography*, 92–95, 97–109. <https://doi.org/10.1016/J.POCEAN.2011.07.009> 2012.
- Kaihatu, J.M., Handler, R.A., Marmorino, G.O., and Shay, L.K.: Empirical Orthogonal Function Analysis of Ocean Surface Currents Using Complex and Real-Vector Methods. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 15, 927–941, doi: 10.1175/1520-0426(1998)015<0927:EOFAOO>2.0.CO;2, 1998.
- 465 Kamph, J. and Chapman, P.: *Upwelling systems of the world: a scientific journey to the most productive marine ecosystems*. Springer, Berlin, 425 pp, 2016.
- Kilian, R. and Lamy, F.: A review of Glacial and Holocene paleoclimate records from southernmost Patagonia (49–55°S). *Quaternary Science Reviews*, 53(C), 1–23. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.07.017>, 2012.
- Marcotte, D.: Cokriging with matlab, *Computers and Geosciences*, 17(9), 1265-1280, doi:10.1016/0098-470 3004(91)90028-C, 1991.
- Montero, P., Daneri, G., Cuevas, L. A., González, H. E., Jacob, B., Lizárraga, L., and Menschel, E.: Productivity cycles in the coastal upwelling area off Concepción: The importance of diatoms and bacterioplankton in the organic carbon flux. *Progress in Oceanography*, 75(3), 518–530. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2007.08.013>, 2007.
- 475 Montero, P., Pérez-Santos, I., Daneri, G., Gutiérrez, M., Igor, G., Seguel, R., Crawford, D., and Duncan, P.: A winter dinoflagellate bloom drives high rates of primary production in a Patagonian fjord ecosystem, *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, 199, 105-116, 2017.
- Orlanski, I.: A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 56: 527-530, 1975.
- 480 Pérez-Santos, I., Schneider, W., Sobarzo, M., Montoya-Sánchez, R., Valle-Levinson, A., and Garcés-Vargas, J.: Surface wind variability and its implications for the Yucatan basin-Caribbean Sea dynamics. *Journal of Geophysical Research*, 115 (C10), C10052. <https://doi.org/10.1029/2010JC006292>, 2010.
- Pickett, M. H. and Paduan J. D.: Ekman transport and pumping in the California Current based on the U.S. Navy's high resolution atmospheric model (COAMPS), *J. Geophys. Res.*, 108(C10), 3327, doi:10.1029/2003JC001902, 485 2003.
- Piolle, J. F. and Bentamy, A.: *Mean Wind Fields (MWF product), User Manual, QuikSCAT, CERSAT, Plouzané*, 42pp, 2002.
- Rahn, D. and Garreaud, R.: A synoptic climatology of the near-surface wind along the west coast of South America. *Int. J. Climatol.* 1-13, 2013.
- 490 Ray, P.S.: *Mesoscale Meteorology and Forecasting*. American Meteorological Society, Boston, MA, 793 pp, 1986.



- Ross, L., Valle-Levinson, A., Pérez-Santos, I., Tapia, F., and Schneider, W.: Baroclinic annular variability of internal motions in a Patagonian fjord. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120, 5668–5685. <https://doi.org/10.1002/2015JC011264>, 2015.
- 495 Rykaczewski, R. R. and Checkley, D.M.: Influence of ocean winds on the pelagic ecosystem in upwelling regions. *PNAS*, 105-6, 1965–1970, 2008.
- Schneider, W., Donoso, D., Garcés-Vargas, J., and Escribano, R.: Water-column cooling and sea surface salinity increase in the upwelling region off central-south Chile driven by a poleward displacement of the South Pacific High. *Progress in Oceanography*, 151, 38–48. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2016.11.004>, 2017.
- Smith, R. L.: Upwelling, *Oceanogr. Mar. Biol. Annu. Rev.* 6, 11–46, 1968.
- 500 Sobarzo, M. and Djurfeldt, L.: Coastal upwelling process on a continental shelf limited by submarine canyons, Concepción, central Chile, *J. Geophys. Res.*, 109, C12012, doi:10.1029/2004JC002350, 2004.
- Sobarzo, M., Bravo, L., Donoso, D., Garcés-Vargas, J., and Schneider, W.: Coastal upwelling and seasonal cycles that influence the water column over the continental shelf off central Chile, *Progress in Oceanography* 75, 363–382, 2007.
- 505 Stewart, R. H.: *Introduction to physical oceanography*, Spring 2002 Edition, Department of Oceanography, Texas A and M University, 350pp, 2002.
- Talley, L.D., Pickard, G.L., Emery, W.J., and Swift, J.H.: *Descriptive physical oceanography, an introduction*. Six edition, Academic press, Elsevier, 1-983, 2011.
- Thiel, M. et al.: The Humboldt Current system of northern and central Chile. *Oceanography and Marine Biology: An Annual Review*, 45, 195-344 © R. N. Gibson, R. J. A. Atkinson, and J. D. M. Gordon, Editors Taylor and Francis, 2007.
- 510 Thompson, D. W. J. and Barnes, E. A.: Periodic variability in the large-scale southern hemisphere atmospheric circulation, *Science*, 343, 641–645, 2014.
- Thompson, D. W. J. and Woodworth J. D.: Barotropic and baroclinic annular variability in the southern hemisphere, *J. Atmos. Sci.*, 71, 1480–1493, doi:10.1175/JAS-D-13-0185.1, 2014.
- 515 Tomasz, N.: Chapter Two - El Niño/Southern Oscillation and Selected Environmental Consequences, *Advances in Geophysics*, Elsevier, Volume 55, Pp 77-122, 2014.
- Tomczak, M. and Godfrey, J. S.: *Regional Oceanography: An Introduction*, 422 pp, Pergamon, 1994.
- Torrence, C. and Compo, G. P.: A Practical Guide to Wavelet Analysis, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 79, 61–78, doi: 10.1175/1520-0477(1998)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2, 1998.
- 520 Yelland, M. and Taylor, P.K.: Wind Stress Measurements from the Open Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 26, 541–558, doi: 10.1175/1520-0485(1996)026<0541:WSMFTO>2.0.CO;2, 1996.



Figure captions

- 525 Figure 1. Long term mean of daily surface wind from (a) QuikSCAT (1999-2009), and (b) ASCAT (2007-2016). Black line: standard deviations from daily data. Color bar: surface wind magnitude.
- Figure 2. Eastern Austral Pacific Ocean, 1999 to 2015: normalized eigenvector patterns, from QuikSCAT (a, b), and (c), and ASCAT; surface winds (d, e, and f).
- Figure 3. (a, d, g) Normalized time series of the time-dependent coefficient (black lines), with 30 day, low pass filtered time series (solid red lines). (b, e, h) Global wavelet spectra (black solid lines) with 95% confidence interval (red dashed lines), and (c, f, i) long term monthly mean of EOF modes from surface winds daily data on QuikSCAT from 1999 to 2009: mode 1 (a, b, c), mode 2 (d, e, f), mode 3 (g, h, i).
- 530
- Figure 3. Continued. (j, m, p) Normalized time series of the time-dependent coefficient (black lines) with 30day, low pass filtered time series (solid red lines). (k, n, q) Global wavelet spectra (black solid lines) with 95% confidence interval (red dashed lines) and (l, o, r) long term, monthly mean of EOF modes from surface winds daily data on ASCAT from 2007 to 2015: mode 1 (j, k, l), mode 2 (m, n, o), mode 3 (p, q, r).
- 535
- Figure 4. Snapshots of surface winds representing EOF eigenvector spatial structures for mode 1 (a, b), mode 2 (c, d), and mode 3 (e and f). Surface wind and atmospheric pressure data were obtained from ERA-Interim product.
- Figure 5. Morlet wavelet power spectrum applied to the three series of the empirical orthogonal function time-dependent coefficient from QuikSCAT (a, c, e), and from ASCAT (b, d, f). The fine contour lines enclose regions of confidence levels greater than 95% for a red noise process with a lag 1 coefficient between 0.37 and 0.70, and the thick contour lines indicate the cone of influence. The color bar relates colors to the power spectrum.
- 540
- Figure 6. Long term mean of daily surface wind stress (black arrows), Ekman transport (red arrows), and Ekman pumping (color bars) from (a) QuikSCAT (1999-2009), (b) ASCAT (2007-2016). The black lines represent the zero value of Ekman pumping, where a positive number is a region favorable to upwelling and negative to downwelling. The black dots in (a) represented the positions of time series shown in Fig. 7.
- 545
- Figure 7. Quantification of the cross-shore transport using satellite winds products (QuikSCAT and ASCAT) from the north, center and south time series (see Fig. 6 (a) for the position), for 1999-2015. (a, d, g) represent the long term daily mean, (b, e, h) the long term monthly mean, and (c, f, i) cumulative Ekman transport, pumping, and total transport. The total transport is the sum of the Ekman transport and pumping. The positive/negative values of transport indicate upwelling/downwelling conditions.
- 550
- Figure 8. Examples to shows the ocean response to Ekman transport and pumping along the northern coast of Patagonia. Daily images of the wind stress: Ekman transport and pumping from ASCAT wind product (a, d, g); sea surface temperature (b, e, h), and chlorophyll-a (c, f, i), from MODIS-Aqua.
- 555
- Figure 9. Surface air temperature and net solar radiation long term hourly means, and histogram of the maximum surface air temperature, from the Puyuhuapi Fjord oceanographic buoy (a, c, e), and meteorological station (b, d, f), for 2011-2017. The gray shaded area in (e and f) shows the times of the second air temperature maxima.
- Figure 10. Time series of (a) the maximum surface air temperature, (b) the histogram, and (c) long term monthly mean, for 2011-2017. Data from the Puyuhuapi Fjord oceanographic buoy and meteorological station.



560 Figure 11. Hourly air temperature, atmospheric pressure, and wind speed, from the Puyuhuapi Fjord oceanographic buoy (a), and surface winds, atmospheric pressure and surface air temperature from ERA-interim product (b) – (g), during April 2011.

Figure 12. Hourly data of air temperature, atmospheric pressure, and wind speed from the Puyuhuapi Fjord oceanographic buoy (a), and surface winds, atmospheric pressure and surface air temperature from ERA-interim product (b) – (g), during July 2012.

565 Figure 13. A conceptual model of the “Night-time heat wave event” in the Eastern Austral Pacific Ocean. (a) The initial condition, where a low atmospheric pressure system with cold air and a high atmospheric pressure system with warm air are regionally present, although separate; (b) the low atmospheric pressure system moves northward and encounters the high atmospheric pressure system, advecting warm air to Patagonia.

570



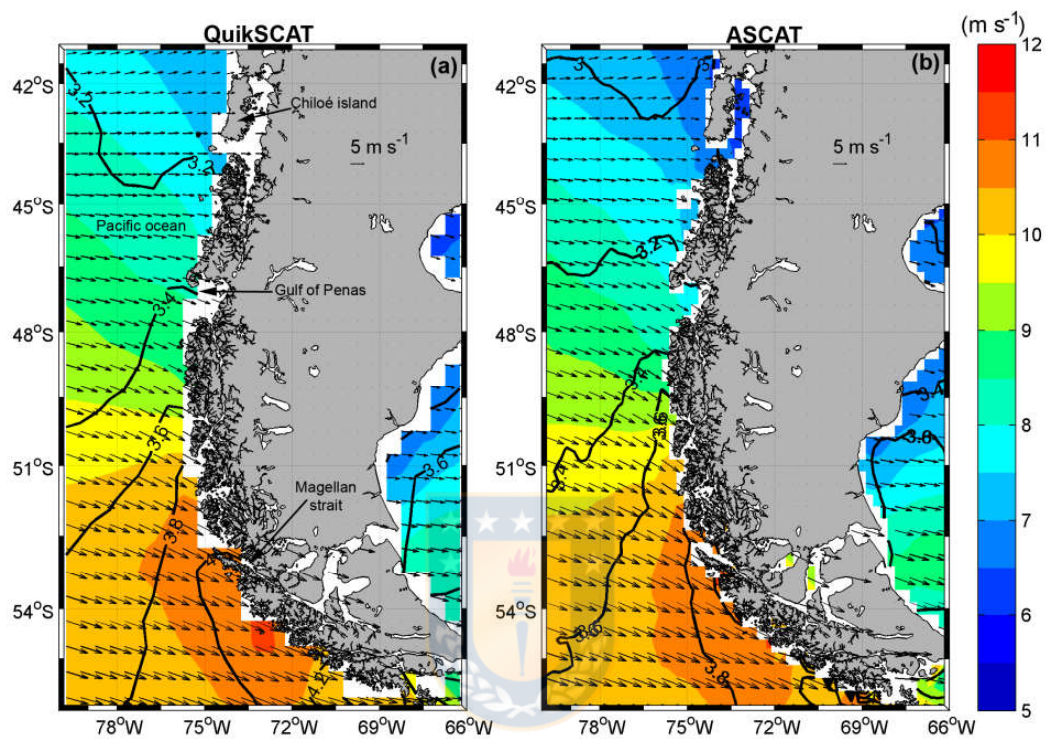


Figure 1. Long term mean of daily surface wind from (a) QuikSCAT (1999-2009), and (b) ASCAT (2007-2016). Black line: standard deviations from daily data. Color bar: surface wind magnitude.

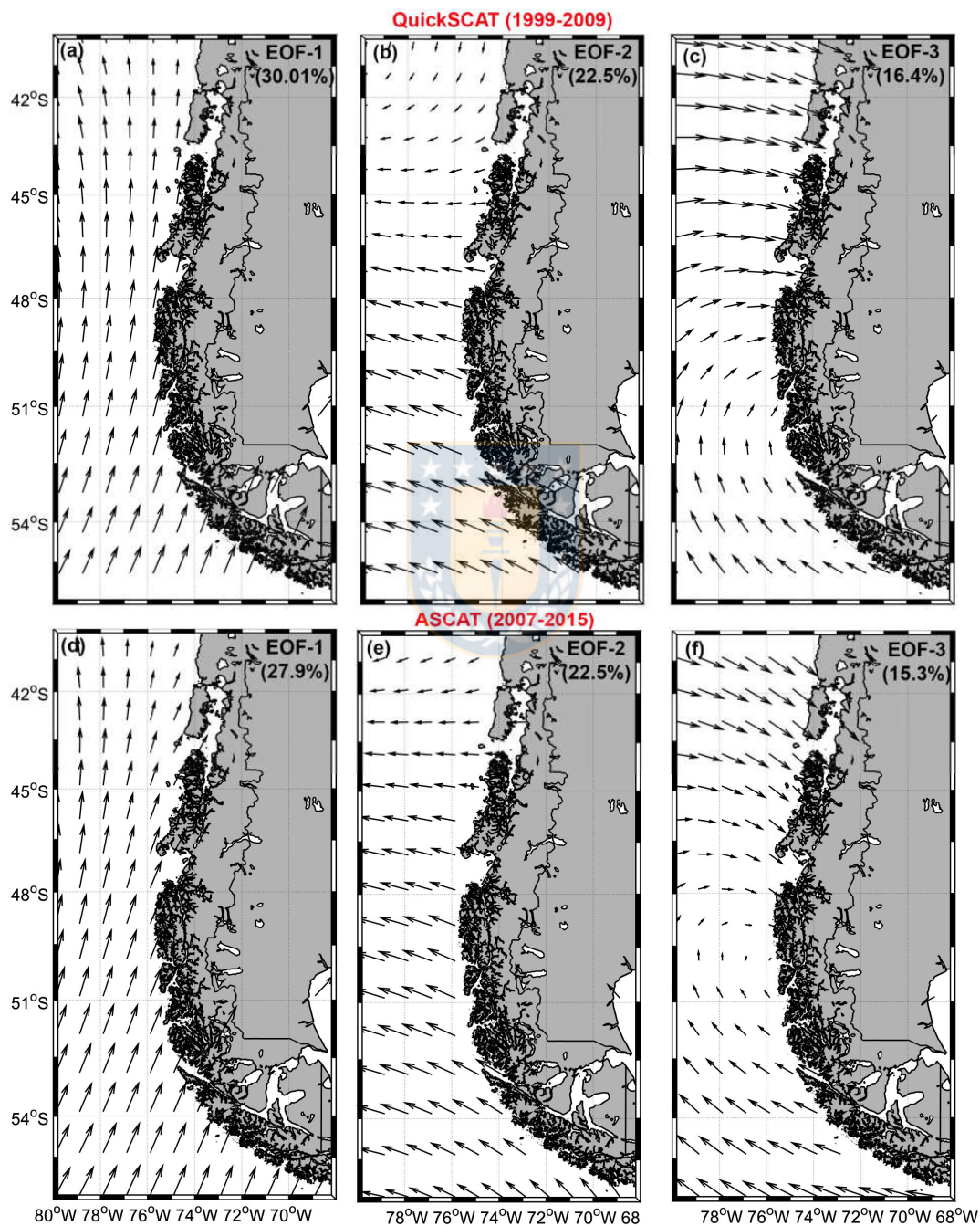
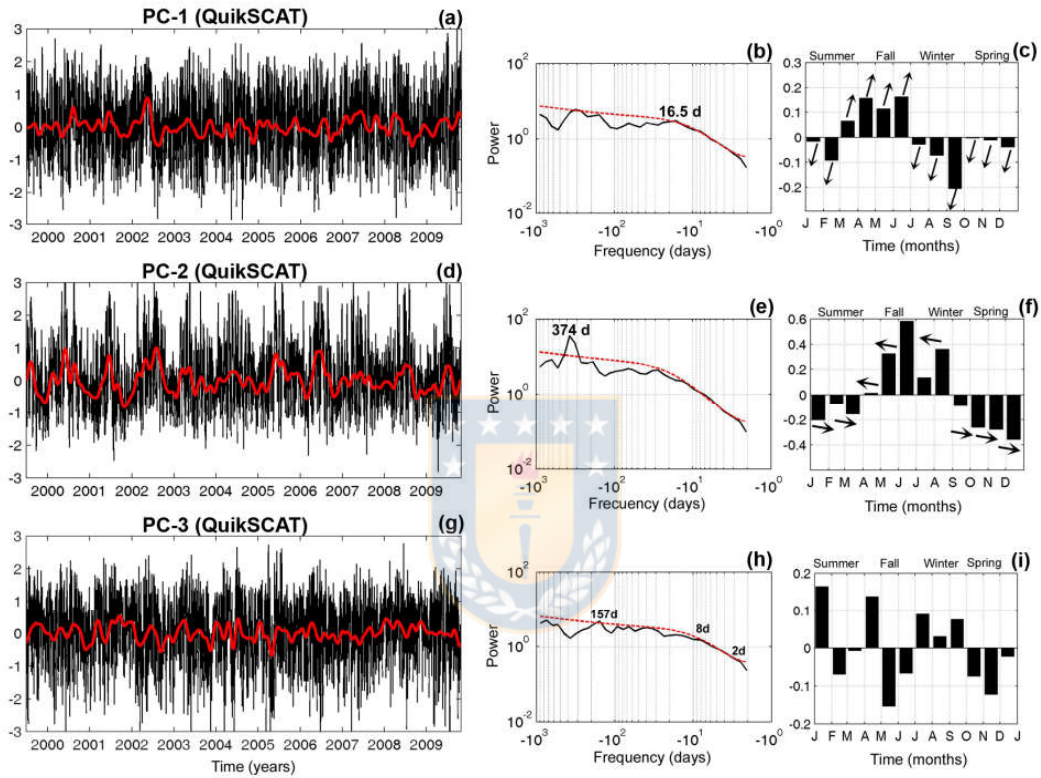


Figure 2. Eastern Austral Pacific Ocean, 1999 to 2015: normalized eigenvector patterns, from QuickSCAT (a, b, and c), and ASCAT; surface winds (d, e, and f).



580

Figure 3. (a, d, g) Normalized time series of the time-dependent coefficient (black lines), with 30 day, low pass filtered time series (solid red lines). (b, e, h) Global wavelet spectra (black solid lines) with 95% confidence interval (red dashed lines), and (c, f, i) long term monthly mean of EOF modes from surface winds daily data on QuikSCAT from 1999 to 2009: mode 1 (a, b, c), mode 2 (d, e, f), mode 3 (g, h, i).

585

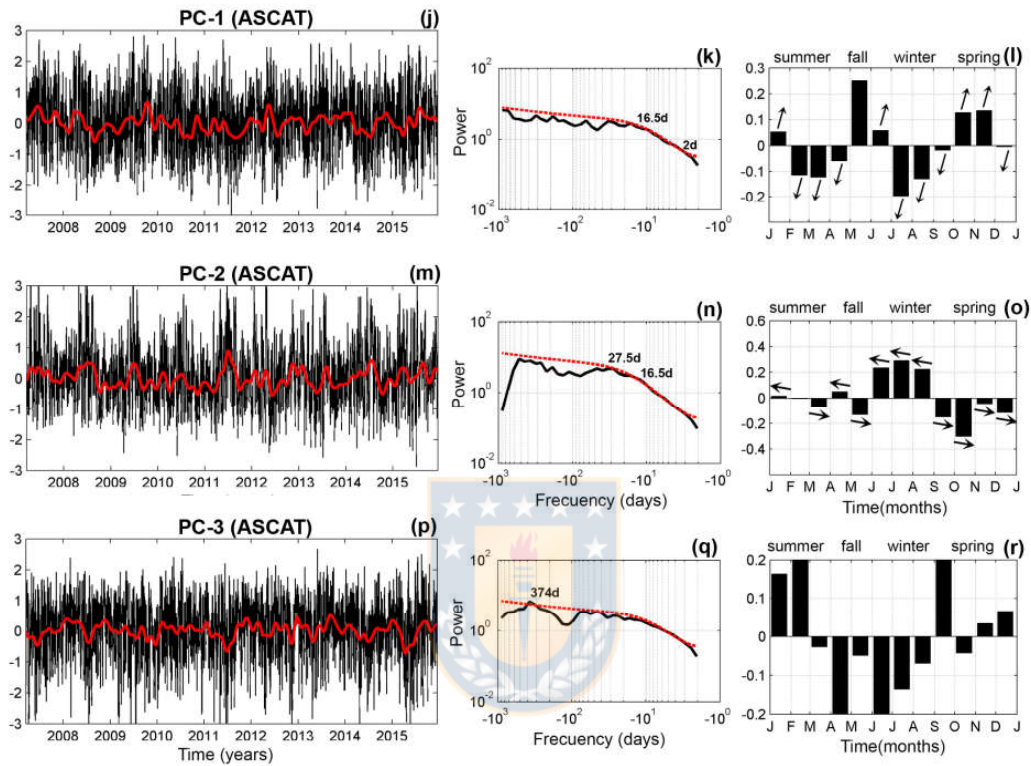


Figure 3. Continued. (j, m, p) Normalized time series of the time-dependent coefficient (black lines) with 30day, low pass filtered time series (solid red lines). (k, n, q) Global wavelet spectra (black solid lines) with 95% confidence interval (red dashed lines) and (l, o, r) long term, monthly mean of EOF modes from surface winds daily data on ASCAT from 2007 to 2015: mode 1 (j, k, l), mode 2 (m, n, o), mode 3 (p, q, r).

590

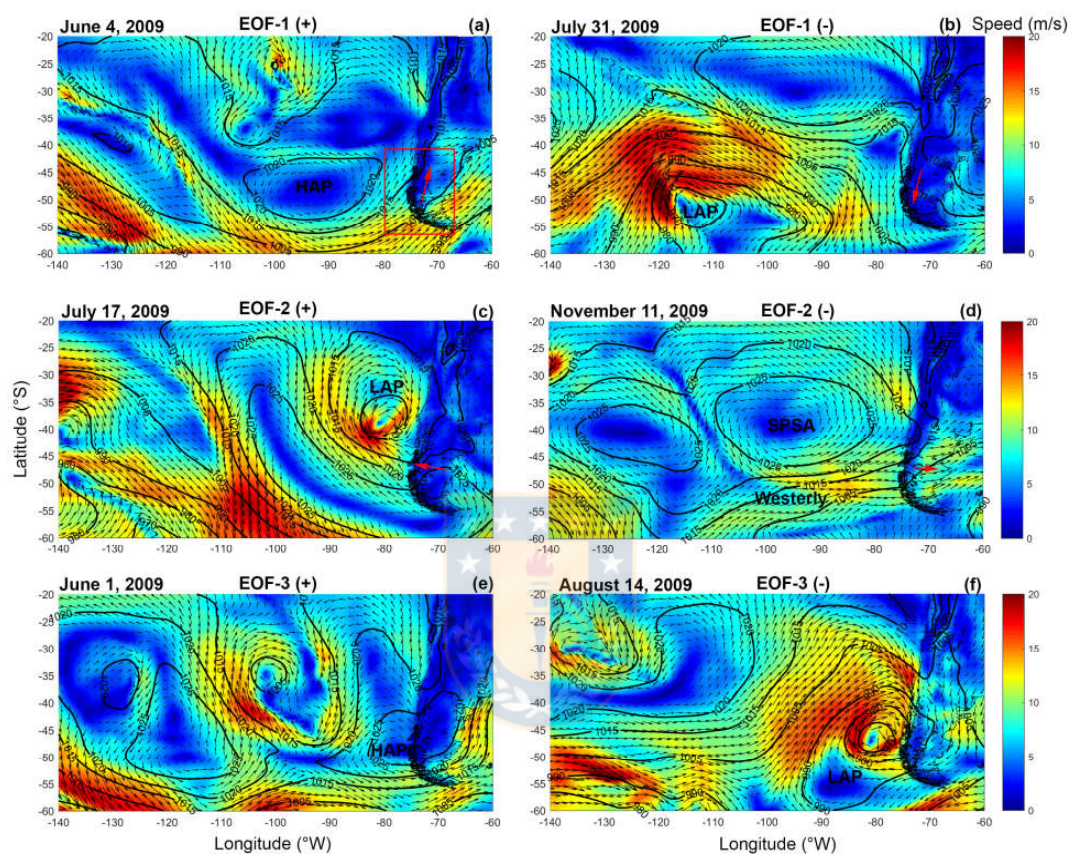


Figure 4. Snapshots of surface winds representing EOF eigenvector spatial structures for mode 1 (a, b), mode 2 (c, d), and mode 3 (e and f). Surface wind and atmospheric pressure data were obtained from ERA-Interim product.

595

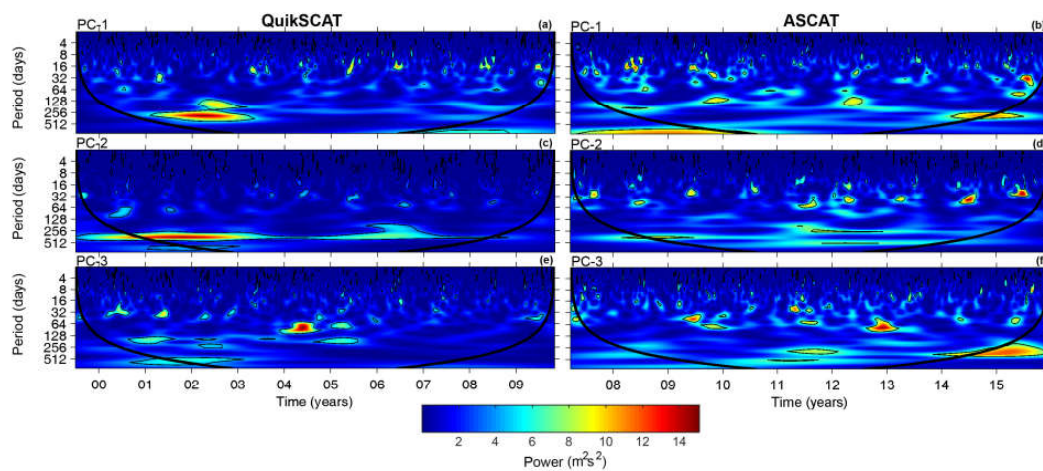
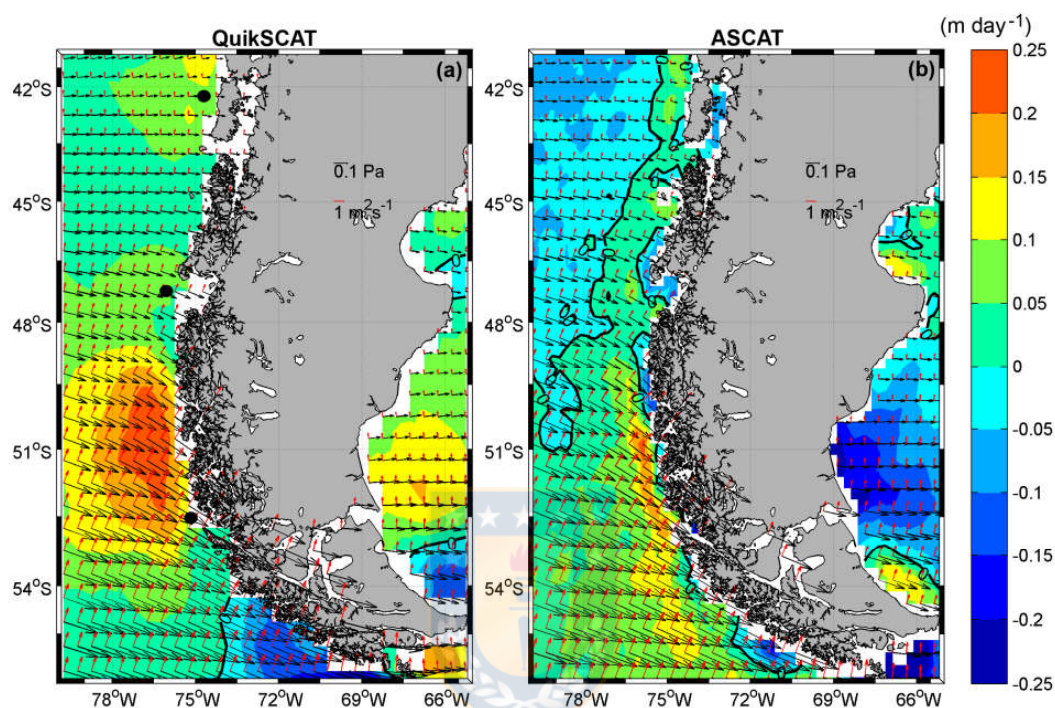


Figure 5. Morlet wavelet power spectrum applied to the three series of the empirical orthogonal function time-dependent coefficient from QuikSCAT (a, c, e), and from ASCAT (b, d, f). The fine contour lines enclose regions of confidence levels greater than 95% for a red noise process with a lag 1 coefficient between 0.37 and 0.70, and the thick contour lines indicate the cone of influence. The color bar relates colors to the power spectrum.



605

Figure 6. Long term mean of daily surface wind stress (black arrows), Ekman transport (red arrows), and Ekman pumping (color bars) from (a) QuikSCAT (1999-2009), (b) ASCAT (2007-2016). The black lines represent the zero value of Ekman pumping, where a positive number is a region favorable to upwelling and negative to downwelling. The black dots in (a) represented the positions of time series shown in Fig. 7.

610

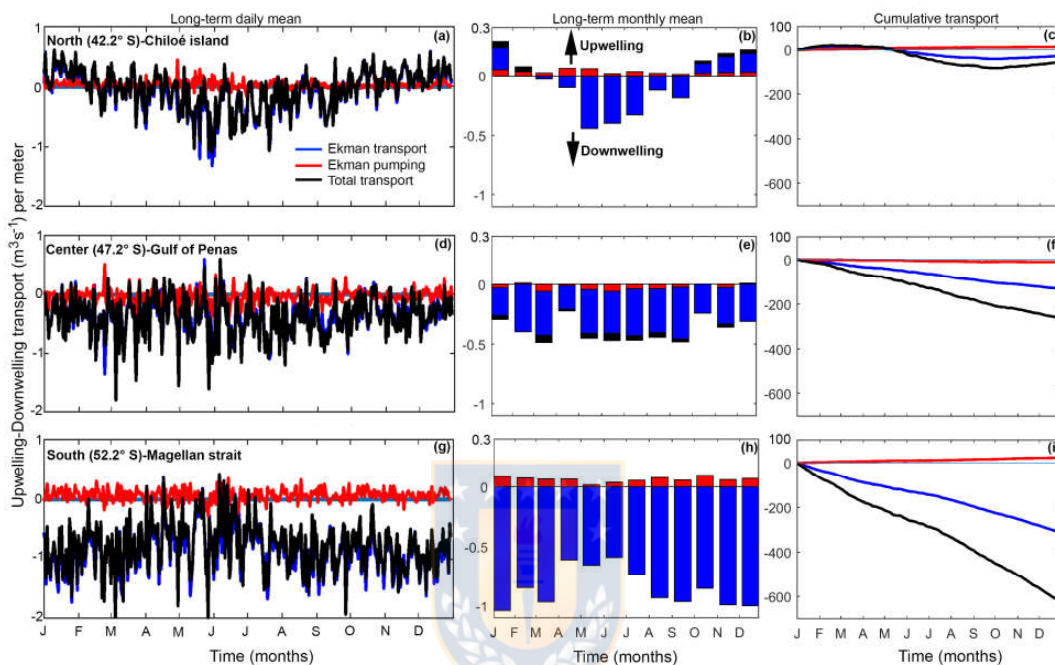


Figure 7. Quantification of the cross-shore transport using satellite winds products (QuikSCAT and ASCAT) from the north, center and south time series (see Fig. 6 (a) for the position), for 1999-2015. (a, d, g) represent the long term daily mean, (b, e, h) the long term monthly mean, and (c, f, i) cumulative Ekman transport, pumping, and total transport. The total transport is the sum of the Ekman transport and pumping. The positive/negative values of transport indicate upwelling/downwelling conditions.

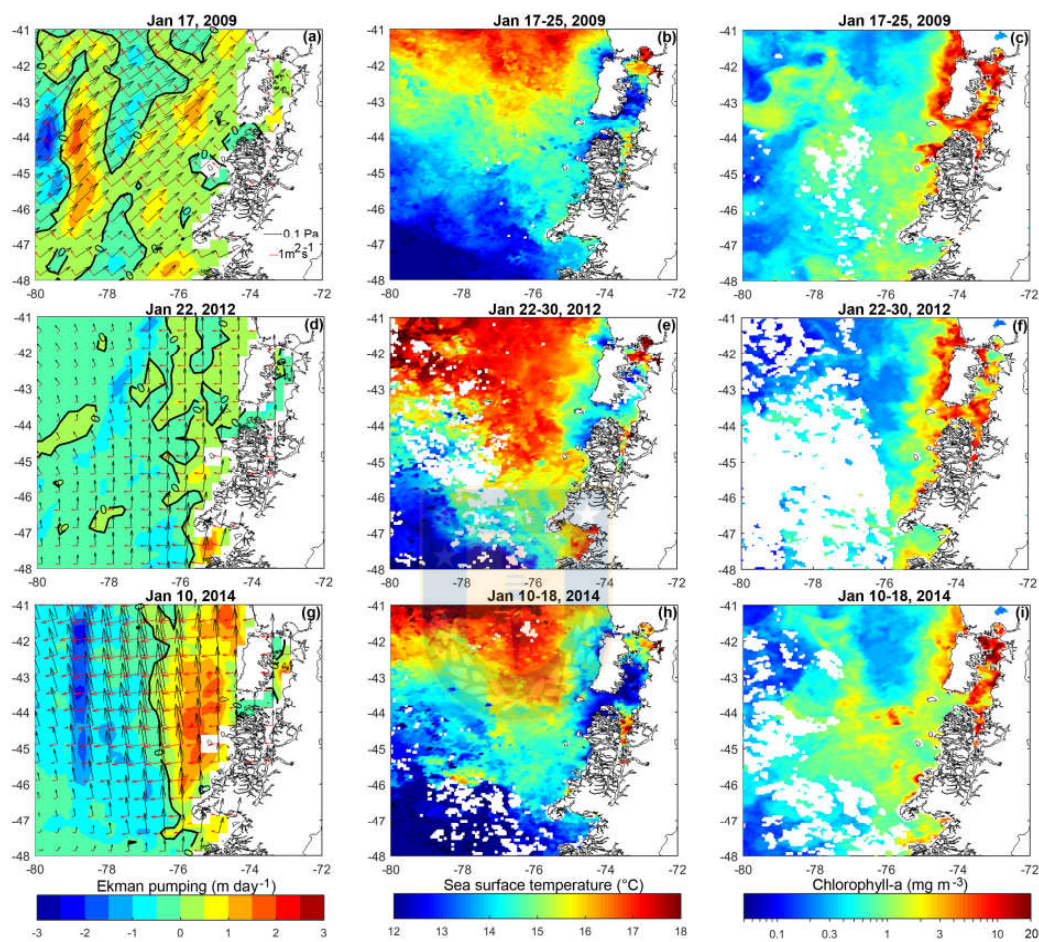


Figure 8. Examples to shows the ocean response to Ekman transport and pumping along the northern coast of Patagonia. Daily images of the wind stress: Ekman transport and pumping from ASCAT wind product (a, d, g); sea surface temperature (b, e, h), and chlorophyll-a (c, f, i), from MODIS-Aqua.

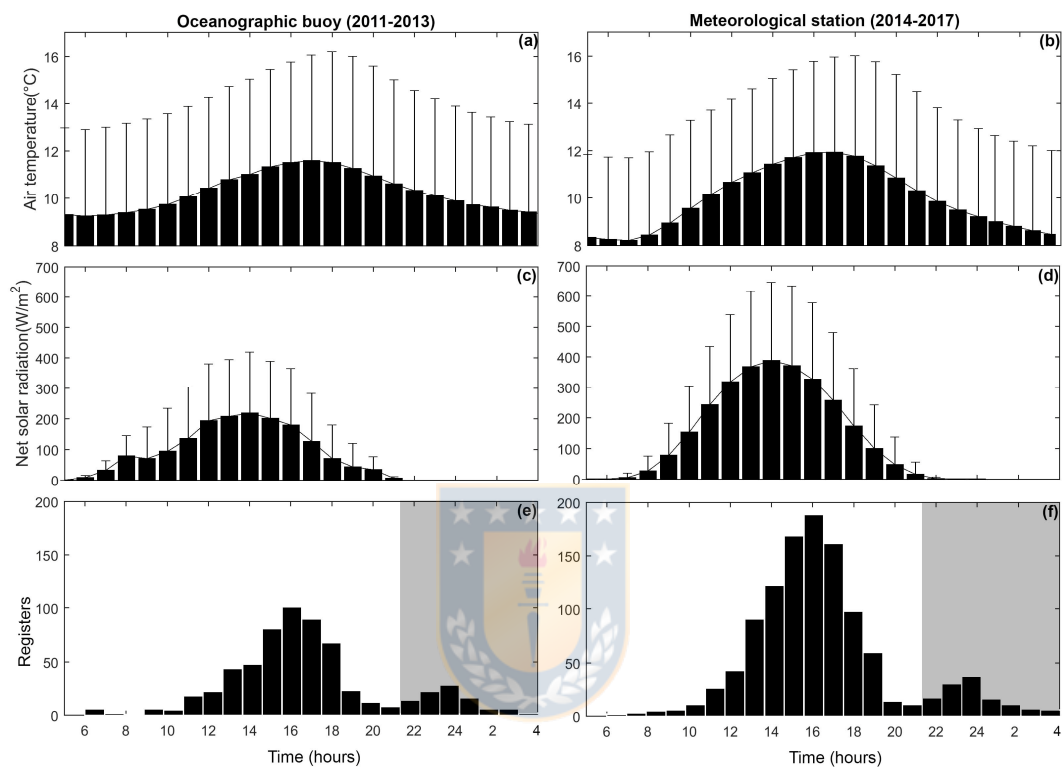
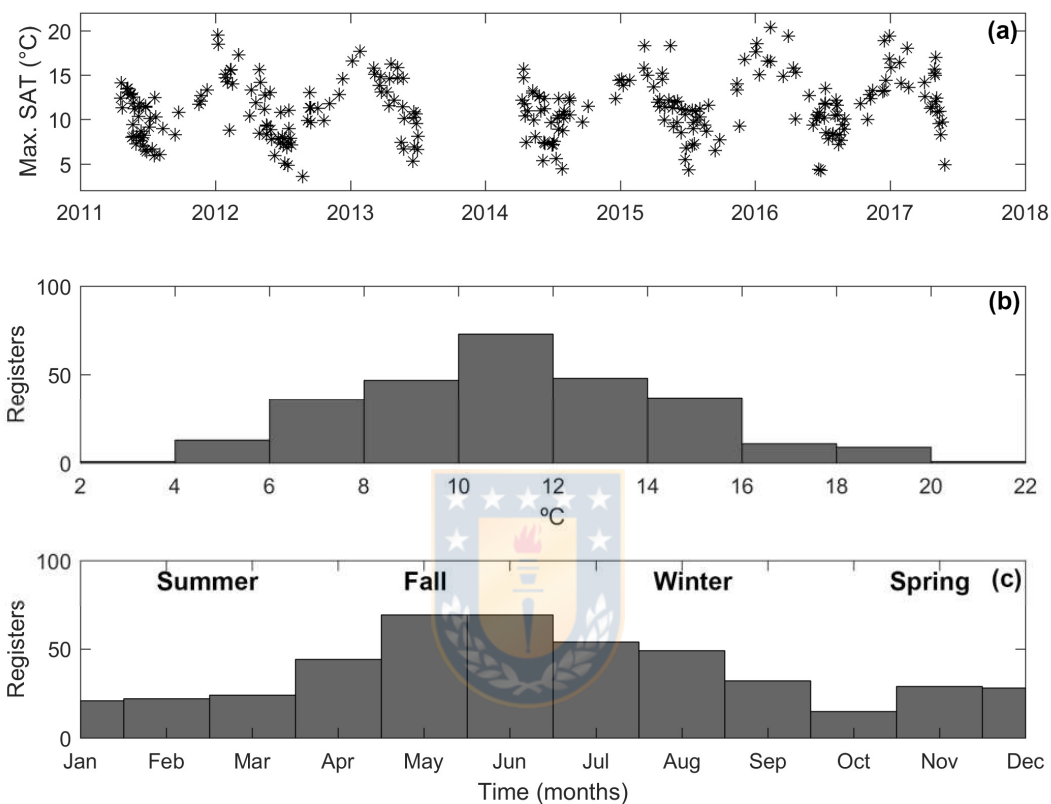


Figure 9. Surface air temperature and net solar radiation long term hourly means, and histogram of the maximum surface air temperature, from the Puyuhuapi Fjord oceanographic buoy (a, c, e), and meteorological station (b, d, f),
 625
 for 2011-2017. The gray shaded area in (e and f) shows the times of the second air temperature maxima.



630 Figure 10. Time series of (a) the maximum surface air temperature, (b) the histogram, and (c) long term monthly mean, for 2011-2017. Data from the Puyuhuapi Fjord oceanographic buoy and meteorological station.

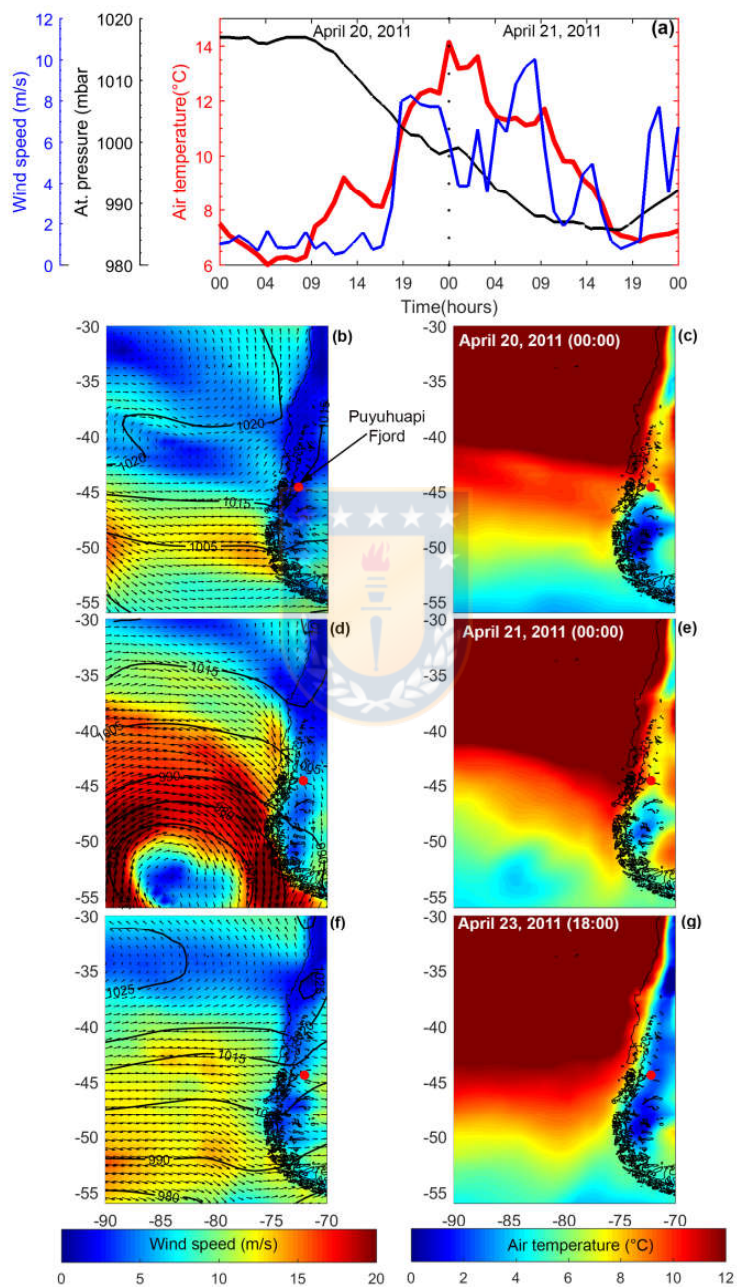
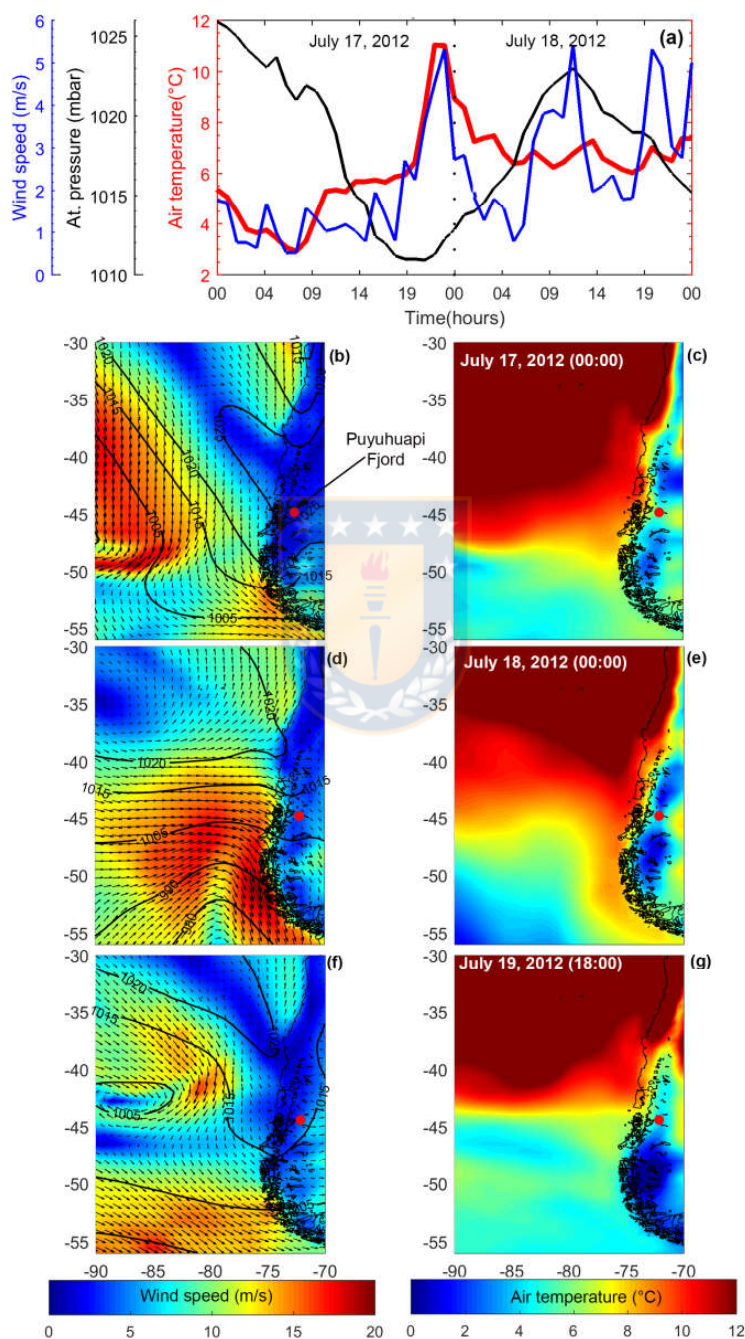


Figure 11. Hourly air temperature, atmospheric pressure, and wind speed, from the Puyuhuapi Fjord oceanographic buoy (a), and surface winds, atmospheric pressure and surface air temperature from ERA-interim product (b) – (g), during April 2011.

635



640 Figure 12. Hourly data of air temperature, atmospheric pressure, and wind speed from the Puyuhuapi Fjord
 oceanographic buoy (a), and surface winds, atmospheric pressure and surface air temperature from ERA-interim
 product (b) – (g), during July 2012.

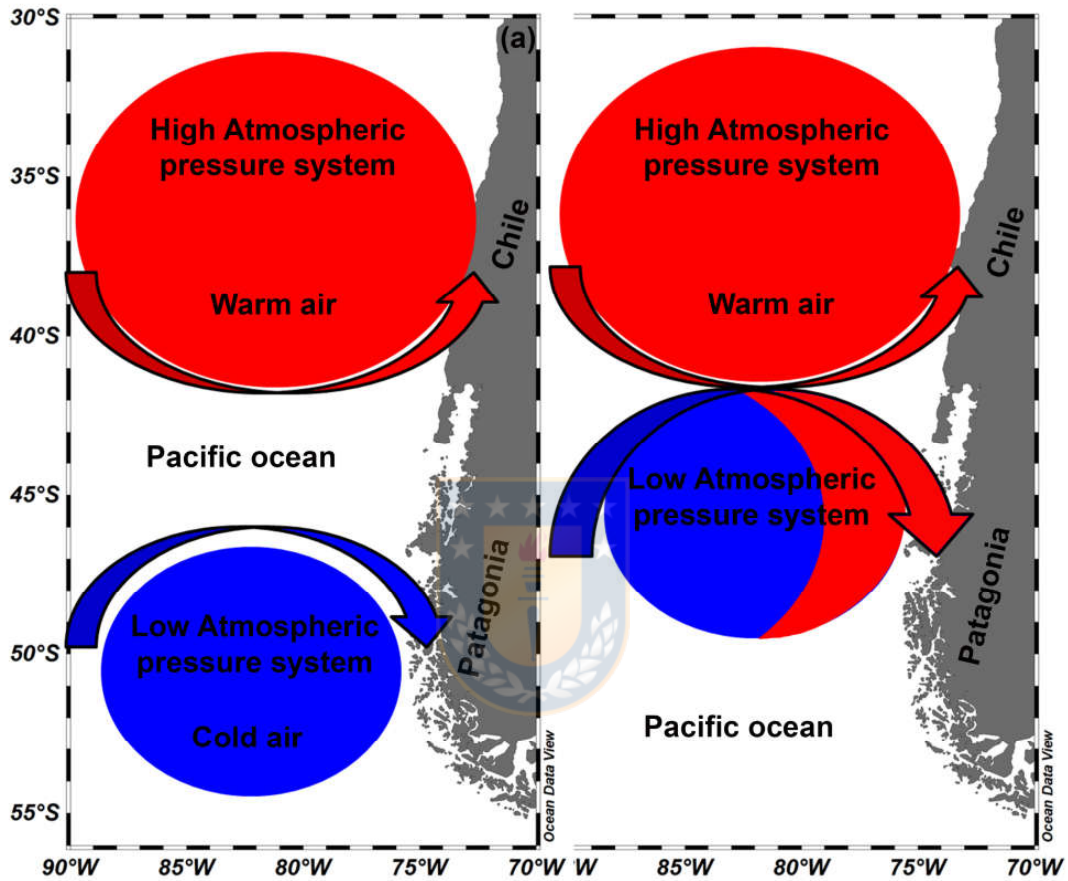


Figure 13. A conceptual model of the “Night-time heat wave event” in the Eastern Austral Pacific Ocean. (a) The initial condition, where a low atmospheric pressure system with cold air and a high atmospheric pressure system with warm air are regionally present, although separate; (b) the low atmospheric pressure system moves northward and encounters the high atmospheric pressure system, advecting warm air to Patagonia.