



Universidad de Concepción
Dirección de Postgrado
Facultad de Ciencias Naturales y Oceanográficas
Programa de Magíster en Ciencias con Mención en Oceanografía



**Corrientes sinópticas en la plataforma interior frente al río
Itata durante surgencia y hundimiento costero**

Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias con Mención en
Oceanografía

CAMILA FERNANDA SOTO RIQUELME.
CONCEPCIÓN-CHILE
2016

Profesor Guía: Marcus Sobarzo Bustamante
Depto. de Oceanografía, Facultad de Ciencias Naturales y Oceanográficas
Universidad de Concepción

Universidad de Concepción
Dirección de Postgrado

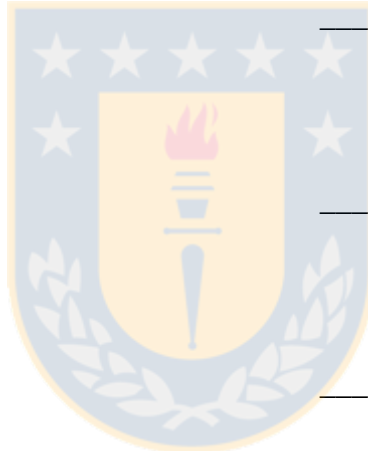
La Tesis de *Magíster en Oceanografía* titulada “*Corrientes sinópticas en la plataforma interior frente al río Itata durante surgencia y hundimiento costero*”, de la Srta *CAMILA FERNANDA SOTO RIQUELME*, realizada en la Facultad de Ciencias Naturales y Oceanográficas, Universidad de Concepción, ha sido aprobada por la siguiente Comisión de Evaluación:

Dr. Marcus Sobarzo Bustamante
Profesor Guía
Universidad de Concepción

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

Dr. Fabián Tapia Jorquera
Miembro Comité de Tesis
Universidad de Concepción

Dr. Laura Farías
Directora
Programa de Magíster en Oceanografía
Universidad de Concepción



*Dedicada a mi amada sobrina, Valentina †
Con quien tuve el honor de coincidir en el tiempo y espacio de un universo infinito
Me enseñó de fortalezas
Y a no rendirse frente a lo realmente adverso.*



Tabla de Contenidos

Resumen.....	ix
Abstract.....	xi
1.- INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. Objetivo General.....	6
2.- HIPOTESIS Y OBJETIVOS ESPECIFICOS.....	7
3.- MATERIALES Y METODOS.....	8
3.1. Área de estudio.....	8
3.2. Obtención de datos y análisis de datos oceanográficos.....	10
4.- RESULTADOS.....	16
4.1.- Capítulo 1. Artículo científico enviado a Continental Shelf Research: Synoptic current and temperature variability over the inner continental shelf off central Chile.....	16
4.2.- Capítulo 2. Eventos favorables a surgencia y hundimiento sobre la plataforma interior durante los años 2006, 2007, 2008, 2009.....	56
4.2.1.- Viento.....	56
4.2.2.- Análisis de la variabilidad del estrés de viento (años 2006 al 2009).....	58
4.2.3.- Casos de estudio: viento y corriente sinóptica en los años 2006 y 2007.....	66
5.- DISCUSIÓN.....	71
6.- CONCLUSIONES.....	78
7.- BIBLIOGRAFÍA.....	80

Índice de Figuras

Figura 1.- Dinámica de surgencia en la Plataforma interior.....	3
Figura 2.- Procesos físicos y escalas de variabilidad en la Plataforma Interior.....	4
Figura 3.- Área de estudio.....	9
Figura 4.- Serie de tiempo de velocidad del viento paralelo a la costa, años 2006, 2007,2008 y 2009.....	61
Figura 5.- Espectros de viento Carriel Sur de los años 2006, 2007, 2008 y 2009.....	62
Figura 6.- Estrés de viento acumulado	63
Figura 7.- Análisis de viento.....	64
Figura 8.- Análisis de viento Sinóptico.....	65
Figura 9.- Serie 2006.....	67
Figura 10.- Tipos y estrés de viento sinóptico, serie 2006.....	67
Figura 11.- Promedio de velocidad de la corriente sinóptica 2006.....	68
Figura 12.- Serie 2007.....	69
Figura 13.- Tipos y estrés de viento sinóptico, serie 2007.....	70
Figura 14.- Promedio de velocidad de la corriente sinóptica 2007.....	70
Figura 15.- Corriente sinóptica a lo largo de la costa sobre la PI.....	74
Figura 16.- Esquema modificado de la circulación en la Plataforma Interior.....	76
Figura 17.- Coeficiente de determinación entre el viento y la corriente sinóptica.....	77

Índice de Tablas

Tabla 1.- Series cortas de corrientes; 2006, 2007, 2008.....	14
Tabla 2.- Serie larga de corriente año 2009.....	14
Tabla 3.- Información general de termistores anclados.....	14
Tabla 4.- Series cortas, para temperatura, corrientes y viento.....	15
Tabla 5.- Porcentaje de la energía espectral.....	63



Agradecimientos

Agradezco a todas aquellas personas que de alguna forma han ayudado al término de este proceso académico. Primero que todo, agradezco el apoyo incondicional de mi madre, quien permaneció a mi lado aun cuando seguir estudios de postgrado se tornó cuesta arriba. A mis hermanas, Claudia y Cristina por su preocupación.

También agradezco a Dr. Luis Bravo por su buena disposición a responder mis consultas.

A Dirección de Postgrado de la Universidad de Concepción y al Sindicato N° 3 de trabajadores de la Universidad de Concepción por la beca 2012.

A Conicyt quien me financió a través del programa de Becas Nacionales 2013.

Al Dr. Marcus Sobarzo por sus revisiones de la presente tesis y por la beca 2014 enmarcada en el proyecto FONDECYT No. 1070501.

Finalmente, al proyecto FONDECYT No. 1070501 “The Dynamic of Waters on the Inner Shelf in an Upwelling Region: The Role of Winds, River Discharges and Coastline”, por los datos proporcionados.

Curriculum Vitae

Camila Fernanda Soto-Riquelme.

Nacida el 29 de Marzo de 1986, en Concepción, Chile.

2006-2010: Licenciada en Ciencias, mención Biología Marina, Universidad de Concepción, Chile.

2011 (1^{er} semestre): Biólogo Marino, Universidad de Concepción, Chile.

2012-2016: Magíster en Ciencias con mención en Oceanografía, Universidad de Concepción, Chile.

PUBLICACIONES

Soto-Riquelme, C., Sobarzo, M., Moffat, C., Saldias, G., Bravo, L. Synoptic current and temperature variability over the inner continental shelf off central Chile. Enviado a Continental Shelf Research.

ÁREAS DE INVESTIGACIÓN

Principal: Oceanografía Física.

Secundaria: Biología Marina.

EXPERIENCIA DOCENTE

- Curso de pregrado: Introducción a la oceanografía física costera, Universidad de Concepción, Chile, 1^{er} Semestre 2016.
- Curso de pregrado: Introducción a la oceanografía física costera, Universidad de Concepción, Chile, 1^{er} Semestre 2014.
- Curso de pregrado: Fundamentos de la Investigación Científica, Universidad de Concepción, Chile, 2^{er} Semestre 2012.

CRUCEROS OCEANOGRÁFICOS

- Crucero MPH 1,2 – fase II, Investigador Científico, Muestreo Oceanográfico. Instituto de Fomento Pesquero, Valparaíso. (2015)

CAMPAÑAS DE MUESTREO OCEANOGRÁFICO

- Muestreo Oceanográfico, Arica, Iquique, Mejillones, Concepción. Proyecto MOBIO-Norte y MOBIO-Sur Instituto de Fomento Pesquero, Valparaíso. (2015)

Resumen

Corrientes sinópticas en la plataforma interior frente al río Itata durante surgencia y hundimiento costero

Camila Soto Riquelme

Magíster en Ciencias con Mención en Oceanografía

Universidad de Concepción, 2016

Dr. Marcus Sobarzo, Profesor Guía

La plataforma interior, definida como la región de transición entre el océano profundo y el continente, corresponde a la región donde las capas de Ekman de superficie y de fondo interaccionan. Frente a Concepción se caracteriza por estar en una zona de surgencia estacional relacionada con el desplazamiento hacia el sur del anticiclón del Pacífico Sur durante la primavera y verano austral, imponiendo un régimen de circulación de vientos anticiclónicos (vientos del sur-oeste) en esta época. Este trabajo aborda la respuesta temporal de la columna de agua al forzamiento del viento sinóptico (2 a 16 días), ya sea en condiciones de viento favorable a surgencia o favorable a hundimiento costero, en la plataforma interior frente a la desembocadura del río Itata ($36^{\circ}21'S$). La variabilidad de la corriente en la plataforma interior en la banda sinóptica en torno a 2 a 16 días no ha sido estudiada. Por lo tanto, considerando estos antecedentes, el presente estudio se focaliza en la variabilidad sinóptica del viento y la respuesta de la corriente sobre la plataforma interior.

Para esto se utilizaron mediciones de viento del aeropuerto de Carriel Sur y de la península de Hualpén. Los datos de corrientes se obtuvieron en la plataforma interior frente a la desembocadura del río Itata a través de un ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) (300kHz y 600 kHz) instalado en 34 m de profundidad. Estos datos fueron complementados con muestreos de una transecta de temperatura en la escala interdiaria y por registros de termistores

en la columna de agua. Se concluyó que el viento sinóptico está presente a lo largo de todo el año siendo potenciado y desplazado a mayores velocidades por la señal estacional. Además, durante todo el año existieron eventos de viento favorable a surgencia y hundimiento costero. Sin embargo, los eventos de hundimiento acumularon mayor estrés de viento en los meses invernales ya que en meses estivales son más escasos. Las corrientes sinópticas se alinearon con la batimetría de la zona en un 95% y, en promedio, la columna de agua respondió con diferente dirección y número de capas según la clasificación del viento sinóptico. Las mediciones interdiarias de temperatura a lo largo de una transecta transversal a la plataforma frente a la desembocadura del río Itata mostraron diferentes eventos; tal como relajación y surgencia. Además, junto a estas mediciones hidrográficas se utilizaron datos de termistores los cuales robustecieron los resultados de los muestreos interdiarios. Se espera que los resultados de este estudio contribuyan a comprender de mejor modo la variabilidad sinóptica que presenta la plataforma interior frente a las costas de Concepción.

Palabras claves: Surgencia y hundimiento costero, variabilidad sinóptica, plataforma interior, vientos y corrientes.



Abstract

Synoptic currents on inner shelf in front of Itata River during coastal upwelling and downwelling

Camila Soto Riquelme

Magíster en Ciencias con Mención en Oceanografía

Universidad de Concepción, 2016

Dr. Marcus Sobarzo, Profesor Guía

The inner shelf, defined as the section of transition between deep ocean and continent, correspond to the section where surface and bottom Ekman layers interact. The coast off Concepcion is characterized as a seasonal upwelling zone related with the southward displacement of the south Pacific Anticyclone, during austral spring and summer, which imposes an anticyclonic wind circulation regime upon central Chile. This study addresses the temporal response of water column on the inner shelf off Itata River (36°21'S) to the synoptic wind forcing (2 – 16 days), either in conditions of upwelling or downwelling favorable winds. This type of variability in currents on the inner shelf of this coastal region has not been studied. Given this context, the present study focuses on the response of inner shelf currents to synoptic variability of wind.

Wind data were obtained from Carriel Sur Airport and Hualpen Point and current data were collected on the inner shelf off the mouth of the Itata River through and ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) (300 kHz and 600 kHz) installed in 34 m depth. These data were supplemented with interdaily cross-shore sections of temperature and time series of temperature of the water column. It was concluded that the synoptic wind is present throughout the year, being enhanced by seasonal signal. Also throughout the year there were events of upwelling and downwelling favorable wind. However, downwelling events accumulate more wind stress

during winter months in relation to summer months. Synoptic currents were aligned with local bathymetry with a major principal axis explaining 95% of current variability. On average the water column responded with different direction and number of layers depending of wind stress. The interdaily temperature measurements in a cross-shore section off the mouth of the Itata River allowed to characterize hydrographic contrast in the downwelling – upwelling cycle. These results contribute to better understanding the synoptic variability on the inner shelf off the coast of Concepcion.

Keywords: coastal upwelling and downwelling, synoptic variability, inner shelf, winds, currents.



1. INTRODUCCION

La surgencia y hundimiento costero son procesos dinámicos que ocurren en los bordes orientales de los océanos, inducidos por vientos a lo largo de la costa (Hill et al., 1998; Strub et al., 1998; Fréon et al., 2009). La surgencia producida por la divergencia costera debido al transporte de Ekman es causada por el forzamiento del viento a lo largo de la costa hacia el Ecuador, la rotación de la tierra y la presencia de la costa. En el hemisferio Sur, la solución estacionaria del balance de Ekman entre la transferencia de energía cinética desde el viento al océano y la rotación de la Tierra, genera un transporte superficial neto en dirección 90° a la izquierda de la dirección del viento (Ekman, 1905). Como consecuencia de este transporte fuera de la costa (denominado transporte de Ekman superficial), se genera un flujo subsuperficial de compensación ascendente hacia la costa. En el caso contrario, cuando el viento tiene dirección hacia el polo, existirá un transporte de Ekman superficial hacia la costa o convergencia el cual provoca un flujo descendente o hundimiento costero.

El sistema de surgencia en Chile se encuentra entre los principales sistemas de borde oriental del mundo e incluye una importante variabilidad temporal (estacional e interanual) y espacial (latitudinal) (Barber and Chávez, 1986; Alheit and Bernal, 1993; Strub et al., 1998; Thomas, 1999; Figueroa and Moffat, 2000; Hebbeln et al., 2000; Hidalgo and Escribano, 2001; Ulloa et al., 2001; Sobarzo et al., 2007; Letelier et al., 2009). De este modo, el norte de Chile (18° - 30° S) se caracteriza por una surgencia que puede ocurrir durante todo el año (Letelier et al., 2009; Aguirre et al., 2012), mientras que el centro sur de Chile (30 - 41° S), específicamente frente a Concepción, se caracteriza por una surgencia más bien de carácter estacional, con mayor intensidad durante primavera-verano (Cáceres and Arcos 1991; Sobarzo and Figueroa 2001; Sobarzo et al. 2007). La variabilidad estacional frente a Concepción está determinada por una combinación de factores meteorológicos y oceanográficos. Entre los factores meteorológicos está la presencia del anticiclón del Pacífico Sur (APS), centrado en 28° - 31° S. El desplazamiento hacia el sur del APS en primavera y verano, impone un régimen de circulación de vientos anticiclónicos (vientos del sur-oeste) frente a Concepción más intensos en las épocas

mencionadas (Saavedra, 1980; Figueroa and Moffat, 2000; Sobarzo and Djurfeldt, 2004). Además, el desplazamiento hacia el sur del APS reduce la precipitación y la descarga de ríos y favorece los vientos que inducen la surgencia costera.

Plataforma interior

Estudios en áreas costeras influenciadas por surgencia han definido la plataforma interior (PI) como la región próxima a la costa cuyo límite costa afuera es el frente formado cuando el viento favorable a la surgencia mueve la isopícnica costa afuera (Austin and Lentz 2002). Según esto el frente de surgencia, ya sea en la capa de Ekman de superficie o de fondo, separa la plataforma en dos regiones dinámica y biológicamente distintas (Fig.1). Costa afuera de este frente, las capas de Ekman de superficie (D) y de fondo (D*) están aisladas una de la otra, siendo típicamente delgadas en relación con la profundidad de la columna de agua (z). En este caso el transporte de Ekman en las capas límite es perpendicular al esfuerzo del viento aplicado debido a la rotación de la Tierra. Desde el frente de surgencia o de hundimiento hacia la costa, la rotación de la tierra es menos importante frente a la fricción (Horwitz and Lentz 2013). En esta región se da una transferencia directa de momentum desde el viento a toda la columna de agua y el transporte inducido por el viento está en dirección del esfuerzo del viento aplicado. Las capas límite de superficie y de fondo interactúan entre ellas, la estratificación es débil y el transporte de Ekman disminuye. Lentz (1995) utilizó el término plataforma interior para describir la región en la que la superficie turbulenta y la capa de fondo interaccionan, ocupando toda la columna de agua. Garvine (2004) se refiere a que, en general, existe un acuerdo en que la plataforma interior es limitada hacia la costa por el borde exterior de la zona de rompiente de olas. Existen numerosas definiciones para la extensión de la PI que dependen de la dinámica particular que se considera. Lentz y Fewings (2012) mencionan que el ancho y la ubicación de la PI varían en el tiempo, debido a cambios en el forzamiento del viento, a las olas y a la estratificación vertical.

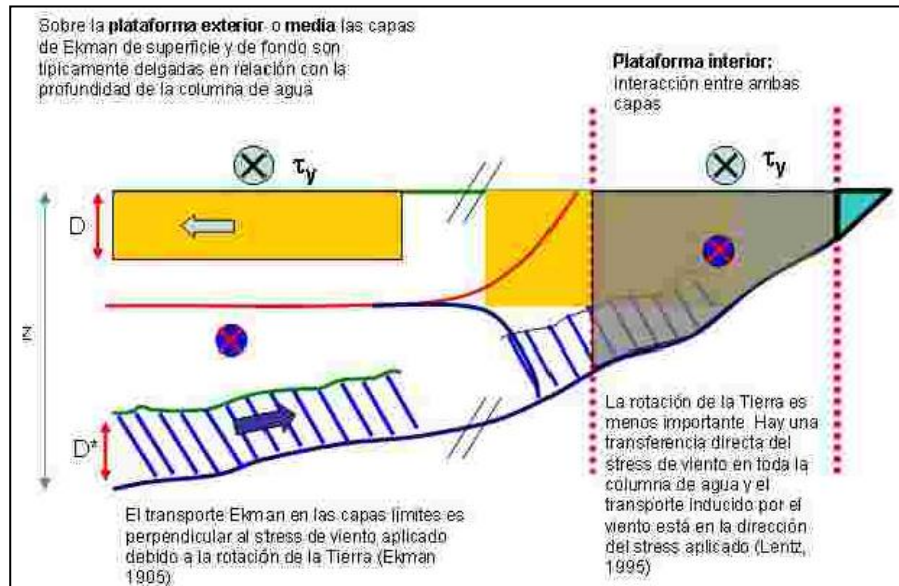


Figura 1: Dinámica de surgencia en la Plataforma interior. D: capa de Ekman superficial; D*: capa de Ekman de fondo; z: profundidad; τ_y : stress de viento a lo largo de la costa (Fuente: Sobarzo y Bravo, 2009).

Escalas de variabilidad espacio-temporal en la PI

Las escalas de variabilidad predominantes en la plataforma interior abarcan un amplio espectro, incluyendo ondas internas (minutos a horas), mareas semidiurnas (M2, S2), mareas diurnas (K1, O1) y quincenales (e.g. Bravo et al. 2013), fluctuaciones diarias (e.g. Sobarzo et al. 2010) y sinópticas, hasta otras oscilaciones de baja frecuencia de carácter estacional e interanual, forzadas local o remotamente (onda atrapadas a la costa) (Fig. 2). Este complejo espectro involucra forzantes tales como fuerzas astronómicas generadoras de mareas, viento, aporte de ríos (e.g. Saldías et al. 2012) y radiación solar, las cuales determinan la estructura de densidad de la columna de agua. Además la PI está modulada por procesos físicos de mayor escala, como la surgencia costera (Austin and Lentz 2002; Kirincich and Barth 2009).

Junto a esta variabilidad temporal, la zona costera centro sur de Chile tiene una topografía submarina y geometría de línea de costa altamente irregular con presencia de cañones

submarinos, plataforma continental de ancho variable y una serie de bahías, golfos y desembocadura de ríos, entre otros (Sobarzo and Djurfeldt 2004).

De este modo, las partículas en suspensión en la columna de agua en la PI están sujetas a distintas escalas espacio-temporales de variabilidad, que en algunos casos contribuirán con su retención, mezcla y/o transporte advectivo. En forma particular, dentro de la PI destaca la variabilidad espacial introducida por frentes y filamentos inducidos ya sea por viento y/o por plumas de ríos (Yankovsky and Garvine, 1998; Saldías et al., 2012). En lo esencial, ambos procesos generan una alta heterogeneidad espacial y una alta variabilidad temporal reflejada en cambios hidrográficos significativos (Sobarzo et al. 2007). Vientos y caudales de ríos en esta zona presentan máximos en distintas épocas del año. Por ejemplo, las mayores descargas de ríos ocurren en Mayo-Agosto, acompañadas de vientos hacia el sur y alta precipitación (Saldías et al. 2012). Por otro lado, la energía del viento desde el suroeste relacionado con surgencia decrece desde Enero a Abril, mientras que el promedio mensual de la energía del viento es constante desde Septiembre a Diciembre. Durante este último periodo, los vientos soplan desde el suroeste incrementando sostenidamente y alcanzando su máximo anual en Diciembre (Sobarzo et al. 2007).

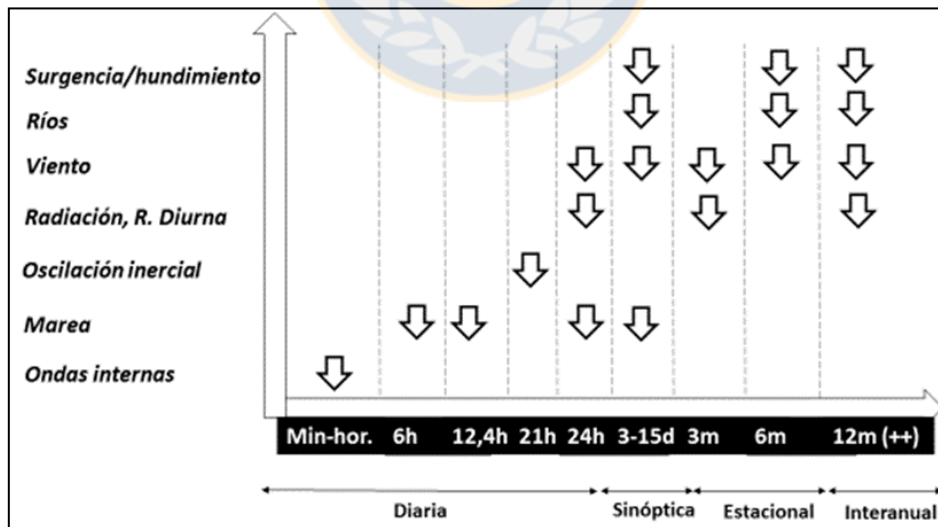


Figura 2: Procesos físicos y escalas de variabilidad en la plataforma interior.

Interacción entre las escalas de variabilidad temporal

Más complicado que enunciar las escalas de variabilidad, es la forma cómo alguna de estas escalas temporales se traslapan o interactúan entre sí. En la frecuencia diurna, por ejemplo, pueden converger escalas diurnas de radiación solar, mareas diurnas, brisa marina en el viento y corrientes diurnas. Otra interacción importante es la forma cómo el ciclo diario en el viento se acopla con fluctuaciones sinópticas. Con respecto a esto último, Sobarzo et al. (2010) demostraron para la zona central de Chile que los ciclos diarios del viento están asociados a la variabilidad sinóptica. Menos conocida es la relación entre las fluctuaciones sinópticas y la variabilidad estacional del viento.

Variabilidad sinóptica

Los movimientos de la atmósfera se pueden clasificar dependiendo de tres frecuencias básicas Brunt-Vaisala (inestabilidad), Coriolis (rotación de la tierra) y planetaria (cambios del parámetro f con la latitud) (Barry and Carleton, 2001). La escala sinóptica se ubica entre estas dos últimas frecuencias (Coriolis y planetaria), con periodos entre 1 y 10 días, aproximadamente. La sucesión de altas y bajas presiones genera la variabilidad sinóptica del viento en latitudes medias. Diferentes estudios en las costas de Chile han destacado la importancia y rol que cumplen los vientos sinópticos en la circulación del océano definiendo su variabilidad temporal entre 3 – 7 días, 2 – 20 días y 3 - 15 días (e.g. Letelier et al., 2009; Sobarzo et al., 2010; Bravo et al., 2013; Aguirre et al., 2014; Tapia et al., 2014).

Al sur de los 35°S la variabilidad sinóptica del viento es muy pronunciada en invierno cuando los fuertes vientos del norte son frecuentes debido al paso de centros de baja presión atmosférica extratropicales. La variabilidad sinóptica también se hace presente en verano, debido a la ocurrencia cuasi-semanal del jet costero de bajo nivel (Garreaud et al., 2002; Garreaud and Muñoz, 2005; Renault et al., 2012; Aguirre et al., 2014).

Importancia de las zonas de surgencia y plataforma interior

La influencia del viento y el aporte de ríos sobre la PI trae como uno de sus resultados más evidentes una marcada heterogeneidad espacial con zonas frontales y fuertes gradientes horizontales que separan masas de aguas con distintas propiedades hidrográficas (Le Fevre, 1986; Castelao et al., 2006; Wall et al., 2008; Belkin et al., 2009; Yao et al., 2012). El transporte vertical de nutrientes hacia la capa fótica induce un rápido crecimiento de poblaciones de fitoplancton (Costa et al. 2012), por lo que estas áreas están asociadas a una alta productividad biológica (Daneri et al. 2000). Este fitoplancton forma la base de las tramas tróficas marinas. Las pesquerías más productivas del mundo se encuentran en zonas de surgencia costera donde se pesca, aproximadamente, la mitad de la captura mundial de peces (Oliveira et al. 2009). De este modo, la importancia de la PI radica en que constituye la banda costera donde interactúa o se conecta el continente y el océano. Todo lo que vierten los ríos hacia el océano tiene su primer impacto en esta zona. La mayor zona de liberación de energía por parte del océano y el lugar más impactado por bajas concentraciones de oxígeno disuelto y altas concentraciones de nutrientes también ocurren en esta zona.

Considerando estos antecedentes y la escasez de estudios sobre la respuesta de la PI a las fluctuaciones sinópticas en el viento local, la presente investigación se focaliza en comprender la variabilidad sinóptica en las corrientes de la plataforma interior frente a Itata durante eventos de vientos favorables a surgencia y hundimiento costero. Para se utiliza mediciones *in situ* de corrientes y temperatura a lo largo de una transecta transversal a la PI frente a la desembocadura del río Itata.

1.1. Objetivo General

Comprender los procesos hidrodinámicos que ocurren en la plataforma interior adyacente a la desembocadura del río Itata (36°21 S) en la escala sinóptica, con énfasis en eventos de surgencia/hundimiento costero.

2. HIPOTESIS Y OBJETIVOS ESPECIFICOS

Hipótesis

H1: En la plataforma interior adyacente a la desembocadura del río Itata, eventos de viento favorable a surgencia provocan un flujo de dos capas con dirección hacia el norte en superficie y en el fondo hacia el sur acompañado de un enfriamiento costero.

H2: En la plataforma interior adyacente a la desembocadura del río Itata, eventos de viento favorable a hundimiento provocan un flujo de una sola capa con dirección hacia el sur y calentamiento costero.

Objetivos Específicos

1. Analizar la variabilidad del viento en la escala sinóptica e identificar periodos favorables a surgencia y hundimiento durante los años 2006 al 2009.
2. Analizar la respuesta de las corrientes costeras a la variabilidad del viento sinóptico.
3. Sobre la base de muestreos interdiarios, relacionar el viento y las corrientes costeras con la estructura térmica de la plataforma interior, enfatizando el desplazamiento de la isoterma en la plataforma interior.

3. MATERIALES Y METODOS

3.1. Área de estudio

La región de Chile centro-sur exhibe un régimen fuertemente estacional asociado al viento y dominado por una intensa surgencia y hundimiento costero durante primavera-verano y otoño-invierno, respectivamente (Escribano and Schneider 2007; Sobarzo et al. 2007). Una de las mayores áreas de surgencia costera en este sistema se ubica entre Punta Nugurne (35°57'S; 72°47'W) y Punta Lavapie (37°15'S; 73°36'W) con una plataforma continental que varía entre 15-60 km y que presenta cañones submarinos de los ríos Biobío e Itata (Figuroa and Moffat 2000; Sobarzo and Djurfeldt 2004). Entre estos cañones la plataforma es más amplia con un quiebre cercano a los 150 m de profundidad y con un área en torno a los 3066 km² (Sobarzo and Djurfeldt 2004). La lluvia caída y ríos son importantes en esta región, especialmente durante el invierno, contribuyendo a la variación de la estructura hidrográfica de la columna de agua. El área costera es influenciada por Agua Superficial Subantártica (SAAW) y Agua Ecuatorial Subsuperficial (ESSW). Esta última está asociada con la zona de mínima de oxígeno (Escribano and Morales 2012) cuyo límite superior (1 ml/L), en esta región, se encuentra a más de 100 m de profundidad, aunque en verano puede llegar a menos de 25 m en la zona costera (Sobarzo *et al.*, 2007). Por otra parte, esta región de surgencia se caracteriza por presentar una alta producción primaria (10 g C m⁻² d⁻¹) (Montero et al. 2007).

La plataforma interior ubicada entre las bocas de los ríos Itata (36° 23'S) y Biobío (36° 48'S) contrasta en sus características hidrográficas y meteorológicas a lo largo del año, donde los caudales medios mensuales integrados de ambos ríos cambian desde cerca de 400 m³/s en verano, a cerca de 2.500 m³/s durante el invierno. Específicamente la zona de estudio se ubica en la parte norte de la plataforma interior frente a Concepción y adyacente a la desembocadura del río Itata, aproximadamente a 40 km al sureste del cañón del río Itata y 2 km al noreste de la boca del río Itata (Fig. 3). En esta región particular, la línea de costa está orientada al noreste (20° con respecto al norte) y presenta una batimetría que se caracteriza por una divergencia hacia el oeste de las isobatas al sur del río Itata (Sobarzo et al. 2010).

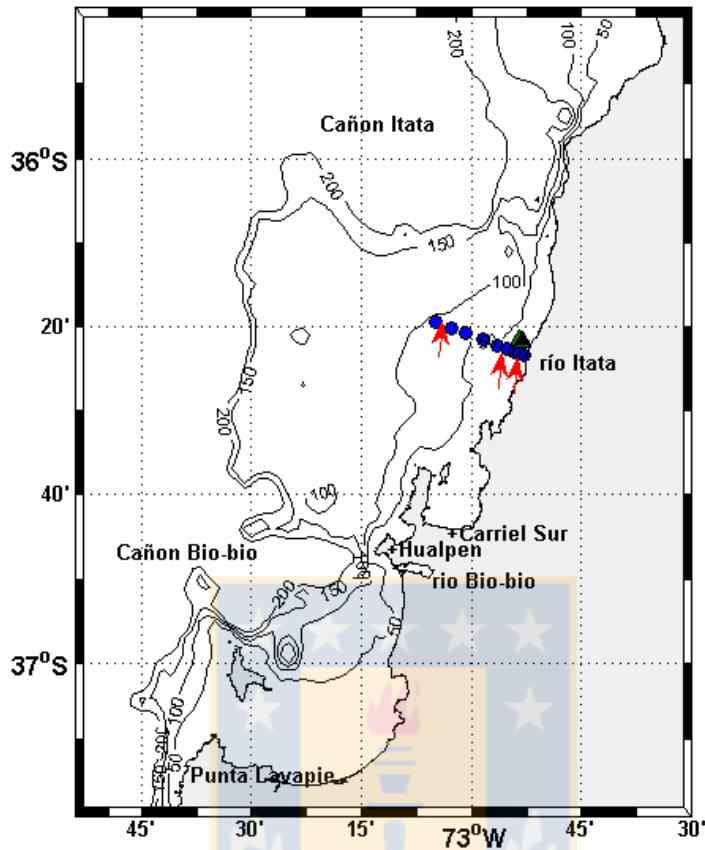


Figura 3: Área de estudio; plataforma continental frente a Concepción, y ubicación del instrumental oceanográfico, estaciones hidrográficas (círculos azules), ADCP (triángulos), termistores (flechas rojas).

3.2 Obtención y análisis de datos oceanográficos

Viento

Se utilizaron dos series de tiempo de vientos costeros (magnitud y dirección). La primera serie abarcó desde el año 2000 hasta el año 2009 y se obtuvo de la estación meteorológica instalada en el aeropuerto de Carriel Sur ($36^{\circ}46'S$; $73^{\circ}04'W$). Con estos datos se obtuvo mayor confianza estadística para el estudio de la banda sinóptica y estacional. La otra serie abarcó sólo el año 2009 y provino de la estación meteorológica instalada en la península de Hualpén ($36^{\circ}45'S$; $73^{\circ}11'W$). Debido a que esta serie más corta representa de mejor modo al viento costero fue utilizada para el estudio de las corrientes marinas en la PI. Un análisis más largo de la serie de Hualpén no se pudo realizar debido a que estas series tenían un porcentaje importante de datos faltantes para el período de interés. Después de corregir la declinación magnética del viento ($6,82^{\circ} E$) y, considerando el estudio realizado por Sobarzo et al. (2010) en esta misma zona, los datos fueron rotados en un sistema de coordenadas aproximadamente alineados con la dirección de la costa (20°). De esta manera se obtuvo la componente paralela y la componente perpendicular a la costa.

Con la serie más larga se calculó el espectro de potencia de las componentes del viento y se analizaron las frecuencias de mayor energía, calculándose el porcentaje de varianza que corresponde a la señal sinóptica (2 – 16 días). Para este análisis se utilizó 16 grados de libertad. Posteriormente la serie de tiempo se filtró con un pasa-baja (coseno de Lanczos) con un periodo de corte de 40 horas para eliminar las señales de alta frecuencia. La serie obtenida de este modo se denomina en este estudio serie subinercial y contiene tanto la variabilidad sinóptica como la variabilidad estacional. Además, se utilizó un filtro pasa-banda sobre la serie original con el objeto de aislar la señal sinóptica. Los límites de esta banda estuvieron entre 2 y 16 días (frecuencia entre 0,5 y 0,0625 cpd). Un análisis similar fue realizado con la serie más corta de la península de Hualpén.

El esfuerzo del viento para las componentes perpendicular y a lo largo de la costa se calculó a partir de la ecuación dada por Smith (1980):

$$\tau = \rho_a C_d W^2$$

Donde, τ es el esfuerzo del viento (N m^{-2}), ρ_a es la densidad del aire (Kg m^{-3}), C_d corresponde al coeficiente de arrastre y W a la velocidad del viento (m s^{-1}). Luego se calculó el stress de viento acumulado para cada año.

Análisis de variabilidad del stress de viento

Los datos de viento Carriel Sur se agruparon en periodos favorables a surgencia (valores positivos) y favorables a hundimiento (valores negativos). Posteriormente, para cada caso, se agruparon por extensión o duración temporal (entre 1 y 17 días). Agrupados los datos de esta manera, se calculó para cada uno de los 17 grupos el número de eventos favorable a surgencia/hundimiento y la suma acumulada del stress de viento. Se realizó este análisis para los años 2006, 2007, 2008 y 2009, utilizando la serie original y sinóptica del viento.

Corriente

Los datos de corriente en la PI se obtuvieron utilizando ADCPs (Acoustic Doppler Current Profiler) de 300 y 600 kHz, con sensor de presión y temperatura incluido, los cuales fueron instalados a 34m, 35m, 33m y 34m de profundidad con un intervalo de medición de 10 minutos, con una resolución vertical de 1 metro. Con estos datos se construyeron series de tiempo cortas (Tabla 1) y larga (Tabla 2) de velocidad y dirección de las corrientes marinas en los años 2006, 2007, 2008 y 2009. Luego de un análisis preliminar de los datos de los cuatro transductores del ADCP, sólo se trabajó con datos que tuvieron sobre un 90% de correlación, eliminándose el nivel más cercano a la superficie. Posteriormente, los datos fueron corregidos hacia el norte geográfico (declinación magnética $6,82^\circ\text{E}$), y se promediaron horariamente.

Se calculó el eje de máxima varianza en cada serie de tiempo, para cada profundidad obteniéndose direcciones entre los $24^\circ - 41^\circ$ y un porcentaje de variabilidad explicada por el eje principal entre 89% – 97%. Se utilizó el valor promedio (2006: $32,5^\circ$, 2007: $33,8^\circ$, 2008:

31,9°, 2009: 35°) para rotar los ejes. La componente a lo largo de la costa (v) corresponde a la orientada con respecto al valor promedio respectivo (positiva hacia el noreste) y la perpendicular a ésta se denomina componente transversal a costa (u). Utilizando análisis espectral se analizaron las frecuencias de mayor energía en toda la columna de agua. Además, se calculó el porcentaje de varianza en las corrientes que responde a la señal sinóptica (2 – 16 días). Para el análisis espectral de la serie más larga se utilizó 16 grados de libertad.

Se extrajo la señal mareal utilizando un análisis armónico (Pawlowicz et al., 2002), luego se filtró la serie de tiempo con el filtro de pasa-baja coseno de Lanczos, con un periodo de corte de 40 horas, obteniendo la corriente subinercial. Paralelo al filtro pasa-baja se utilizó un filtro pasa-banda sobre la serie original con el fin de obtener la señal sinóptica entre 2 y 16 días (frecuencia entre 0,5 y 0,0625 cpd). Se calculó la estadística descriptiva para cada serie, incluyendo, promedio de la corriente paralela y perpendicular a la costa, con su respectiva varianza.

Tipos de viento y respuesta de la corriente

Con la serie sinóptica del viento Hualpén y la corriente sinóptica del año 2009 respectivamente, se calculó una correlación cruzada para obtener el desfase en la respuesta de la corriente. Este análisis se realizó entre el viento paralelo a la costa y la corriente perpendicular y paralela a la costa. Posteriormente, de acuerdo a histogramas y literatura, se clasificó el viento según distintas velocidades y dirección (norte - sur). Finalmente se obtuvo un perfil promedio (incluyendo el desfase) de corriente sinóptica para cada tipo de viento acompañado de su perfil de varianza.

Hidrografía de series verano (Tabla 4)

En dos períodos de verano se realizaron 7 a 8 cruceros hidrográficos interdiarios, los cuales consideraron 9 estaciones oceanográficas ubicadas en una transecta costa afuera de la boca del río Itata, entre profundidades entre 10 m y 90 m (Fig. 3). Con estos datos se construyeron secciones transversales de temperatura, incluyendo las isotermas respectivas.

A partir de estos cruceros se extrajo información sobre la profundidad de la isoterma de 11°C. Con la variación en el tiempo de la profundidad media de esta isoterma se ajustó la tendencia

lineal correspondiente. De esta manera se obtuvo una pendiente positiva o negativa para estimar ascensos o descensos de la isoterma en el tiempo.

Series de temperatura de la columna de agua se obtuvieron a partir de termistores instalados en tres anclajes sobre la plataforma continental (denominados Costa, Medio y Océano). El intervalo de registro de los sensores de temperatura fue de 5 minutos, para mayor detalle ver Tabla 3. La información obtenida paso por un control de calidad visual, posteriormente, los datos fueron promediados cada una hora. Con el fin de obtener la banda sinóptica en los datos de temperatura, las series fueron filtradas con un filtro pasa-banda con poder medio entre 2 y 16 días (en una frecuencia entre 0,5 y 0,0625 cpd). Posteriormente, se realizaron secciones temporales en donde se incluyeron isolíneas.



Tabla 1: Series cortas de corrientes; 2006, 2007, 2008. Información general de instrumento ADCP.

Instrumento	Inicio medición	Fin medición	Intervalo de Muestreo (min)	Latitud (S)	Longitud (O)	Nivel Z (m)
1 ADCP 600 kHz.	26-01-2006	26-02-2006	10	36° 21,5'	72° 53,1'	3,7 – 32,7
1 ADCP 300 kHz.	01-11-2007	31-12-2007	10	36° 21,7'	72° 53,5'	3,9 – 30,9
1 ADCP 300 kHz.	01-01-2008	28-02-2008	10	36° 25,1'	73° 07,9'	3,6 – 32,6

Tabla 2: Serie larga de corriente año 2009. Información general de instrumento ADCP.

Instrumento	Inicio medición	Fin medición	Intervalo de Muestreo (min)	Latitud (S)	Longitud (O)	Nivel Z (m)
1 ADCP 600 kHz.	18-12-2008	29-09-2009	10	36° 25,138'	73° 07,992'	3,1 – 32,6

Tabla 3: Información general de Termistores anclados.

Instrumento	Inicio Medición	Final Medición	Intervalo de muestreo (min)	Latitud (S)	Longitud (O)	Veril (m)
3 cadenas de termistores HOBO	21-01-2008	04-02-2008	5	36°23,2'	72°53,4'	15
				36°22,6'	72°55,3'	30
				36°20,0'	73°03,9'	90
3 cadenas de termistores HOBO	18-12-2008	16-01-2009	5	36°23,2'	72°53,4'	15
				36°22,6'	72°55,3'	30
				36°20,0'	73°03,9'	90

Tabla 4: Series cortas, para temperatura corrientes y viento. Información de periodo de muestreo, para cada variable.

	2006		2007		2008		2009	
	Inicio dd/mm	Final dd/mm	Inicio dd/mm	Final dd/mm	Inicio dd/mm	Final dd/mm	Inicio dd/mm	Final dd/mm
ADCP	26/01	26/02	01/11	31/12	01/01	28/02	01/01	28/02
Transecta	-	-	-	-	21/01	04/02	-	-
	-	-	-	-	01/08	17/08	-	-
	-	-	-	-	20/12	-	-	13/01
Viento	01/01	31/12	01/01	31/12	01/01	31/12	01/01	31/12
HOBO	-	-	-	-	21/01	04/02	-	-
	-	-	-	-	04/08	05/09	-	-
	-	-	-	-	18/12	-	-	16/01



4. RESULTADOS

4.1. Capítulo 1: Artículo científico enviado: Continental Shelf Research

Synoptic current and temperature variability over the inner continental shelf off central Chile

Camila Soto-Riquelme¹, Marcus Sobarzo^{2,3}, Carlos Moffat⁴, Gonzalo Saldías⁵ and Luis Bravo⁶

¹ Programa de Postgrados en Oceanografía. Department of Oceanography, University of Concepcion, Concepcion, Chile

² Department of Oceanography, University of Concepcion, Concepcion, Chile

³ Interdisciplinary Center for Aquaculture Research. University of Concepcion, Concepcion, Chile

⁴ College of Earth, Ocean, and Environment, University of Delaware, Newark, Delaware, USA.

⁵ College of Earth, Ocean, and Atmospheric Sciences, Oregon State University, Corvallis, Oregon, USA.

⁶ Millennium Nucleus for Ecology and Sustainable Management of Oceanic Islands (ESMOI); Faculty of Marine Sciences, Catholic University of the North, Coquimbo, Chile

Resumen

Se estudió la respuesta de la circulación en la plataforma interior de Concepción, Chile (36°S) a la variabilidad del estrés de viento sinóptico. Esta circulación es forzada, con una fuerte evolución estacional de condiciones favorables a surgencia y hundimiento, este proceso es clave para la modulación del intercambio de propiedades del agua a lo largo de la costa y transversal a esta, en una zona costera caracterizada por ríos, bahías y altamente impactados por el desarrollo humano y por una alta productividad biológica de esta área.

La corriente fue medida a 34m de profundidad (2km costa a fuera) fue obtenida y analizada una serie de nueve meses (Diciembre 2008 a Septiembre 2009). Estos datos fueron complementados con mediciones de viento de dos estaciones meteorológicas costeras y datos de temperatura de tres cadenas de termistores durante el verano del 2008 y 2009. Además, una transecta hidrográfica interdiaria perpendicular a la costa que se llevó a cabo durante el verano 2008 y 2009. El viento y la corriente sinóptica se definieron entre 2 y 16 días (0.02 a 0.0026 cph) explicando sobre el 45% y 60% del total de la varianza respectivamente. La circulación costera dentro de la plataforma interior de Concepción fue dominada por un flujo a lo largo de la plataforma, mientras que el flujo perpendicular a la costa, generado por el viento a lo largo de la plataforma es sustancialmente reducido. La corriente sinóptica a lo largo de la costa mostro dos estructuras diferentes: (i) un flujo promedio de dos capas durante estrés de viento favorable a surgencia, un flujo superficial hacia el norte y en el fondo un flujo hacia el sur, acompañado de un enfriamiento costero, y (ii) un flujo promedio de una capa durante estrés de viento favorable a hundimiento y un calentamiento costero.

Palabras claves: viento sinóptico, corriente sinóptica, flujo sub-superficial hacia el polo, plataforma interior, surgencia costera, Chile central.

Abstract

The response of the inner shelf circulation off Concepción, Chile (36°S) to the synoptic wind stress forcing variability is studied. This forced circulation, with a strong seasonal evolution from upwelling- to downwelling-favorable conditions, is a key process modulating the exchange of water properties along shore and cross-shore in a coastal zone characterized by rivers and bays highly impacted by human development, and by a high biological productivity of this area. Current meter measurements collected at 34 m depth (2 km offshore) were obtained and analyzed for a nine-months record (December 2008 to September 2009). These data were supplemented with wind measurements from two coastal meteorological stations and temperature data from three thermistor chains moored during the summer of 2008 and 2009. Also, interdaily cross-shore hydrographic transects were carried out during summer. Synoptic wind and current variability defined between 2 to 16 days (0.02 to 0.0026 cph) explained about 45% and 60% of the total variance, respectively. Coastal circulation within the inner-shelf off Concepción was dominated by the along shelf flow, while cross shelf flows driven by along shelf winds were substantially reduced. The along shore synoptic currents showed two distinct modal structures: (i) A mean two-layer flow field during upwelling-favorable wind stress – northward (southward) flow at the surface (bottom), with colder coastal water, and (ii) a mean southward flow through the entire water column during downwelling-favorable wind stress and with warmer coastal waters.

Keywords: Synoptic wind synoptic currents, subsurface poleward flow, inner shelf, coastal upwelling area, Central Chile.

1. Introduction

[1] The dynamics of the inner shelf (IS) off Concepcion, Chile is of prime importance to define the exchange of properties between the coastal zone, characterized by rivers and bays highly impacted by human development, and the outer shelf, strongly influenced by coastal upwelling and downwelling, which determine the biological productivity of this area. Although the inner shelf itself has been defined several ways (Garvine, 2004), here this term is used to describe the region where the turbulent surface and bottom boundary layers together occupy the entire water column (Lentz, 1995). This region is located between the surf zone and the middle of the shelf, typically spanning water depths from a few meters to a few tens of meters (Lentz and Fewings, 2012). At mid latitudes and for moderate wind speeds, the inner shelf has a depth of less than 60–100 m (Cudaback et al., 2005).

[2] On the mid- or outer-shelf, the surface and bottom boundary layers are typically thin compared to the total water depth (Lentz and Trowbridge, 1991; Lentz, 1992; Sobarzo and Djurfeldt, 2004). Ekman (1905) pointed out that due to the Earth's rotation, the transport induced by friction within the boundary layers (Ekman transport) is perpendicular to the applied stress. According to Lentz (1995), the Earth's rotation is less important in shallow water and there is a direct transfer of momentum throughout the water column that results in a net transport in the same direction as the applied stress (Austin and Lentz, 2002; Barth and Smith, 1998). Recent studies have also shown that the cross-shelf exchange in the inner shelf is likely a result of a complex interaction between along-shelf, across-shelf, and wave-induced motions (Lentz and Fewings, 2012).

[3] Idealized, two-dimensional numerical models have been used to study the response of the inner shelf to upwelling- and downwelling-favorable winds in environments with a well defined thermocline (Austin and Lentz, 2002). During upwelling, the pycnocline intersects the surface and during downwelling intersect the bottom forming, in both cases, a front that is displaced offshore. In the unstratified case, the response to upwelling- or downwelling-

favorable winds is basically the same, with only the sign of the circulation reversing. With stratification, however, the models show qualitative differences in both the characteristics of the upwelling and downwelling front and the region shoreward from the front. During upwelling, a weak stratification is maintained in the inner shelf due to the shoreward flow of dense water near the bottom. This weak stratification inhibits vertical mixing, which results in a weak cross-shelf circulation on the inner shelf. For the case of downwelling-favorable winds, the inner shelf becomes unstratified due to a weak cross-shelf circulation that transport light water under dense water, causing convection and enhanced vertical mixing (Lentz and Trowbridge, 1991). The width of the inner shelf increases as the upwelling front is advected offshore at a relatively constant rate. The offshore velocity of the downwelling front is reduced with time as the thickness of the bottom boundary layer increases over the sloping bottom as it moves offshore (Austin and Lentz, 2002).

[4] The primary alongshore momentum balance in the inner shelf is between surface and bottom stress, with very little stress being diverged to drive surface or bottom Ekman layers (Austin and Barth, 2002). The cross-shelf circulation in this region is extremely weak because, onshore the upwelling or downwelling front, the momentum balance tends to be dominated by friction throughout the water column. Studies of cross-shelf circulation over the inner shelf have focused on along-shelf wind forcing and how the wind-driven cross-shelf circulation decreases from the midshelf toward the coast as the water depth decreases (Fewings et al., 2008; Kirincich et al., 2005; Lentz, 1994, 2001).

[5] In terms of observational studies related with coastal currents, previous work in the mid-shelf off Concepcion (90 m depth) under upwelling-favorable wind stress showed that the observed transport (calculated using cross-shore subinertial currents and an Ekman layer of 20 m thick) was well correlated with the theoretical Ekman transport calculated using local wind ($r=0.8$) (Sobarzo and Djurfeldt, 2004). Farther onshore over the IS the current variability in the near-diurnal band was significant and responded to the sea breeze, explaining up to 40% of the total current variance in the first 15 m depth (Sobarzo et al., 2010). Then, coastal

circulation on this shelf is strongly influenced by synoptic and diurnal wind with relatively weak tidal currents (18% or less than total current variance), strong near-inertial currents, decreasing in intensity towards the coast (Sobarzo et al., 2007) and strong input of freshwater from local rivers during winter (Saldías et al., 2012). Other studies, related with internal tides (Aguirre et al., 2010; Bravo et al., 2013) proposed that, on the continental shelf off Concepción, semidiurnal internal waves could contribute to some extent to the input of nutrients to the photic zone due to internal mixing. There is much less information on the subinertial and synoptic variability of flow in the inner shelf, and of its main forcings. The aim of this study is to contribute to the understanding of the dynamics of the synoptic flow inside of the inner shelf. The study is motivated by the growing interest to estimate the transport and fate of the suspended material in the water column coming from the ocean (nutrients, larvae, water of low oxygen content) and from the land (freshwater, sediments, heavy metals, pesticides and other pollutants).

2. Study area and observations

[6] The study area is located in Central Chile between the Biobio and Itata submarine canyons and just 2 km northwest of the Itata River mouth ($36^{\circ}22'40''\text{S}$; $72^{\circ}52'54''\text{W}$). In this region the coastline is straight, oriented to the northeast (20° with respect to North), and the bathymetry is characterized by diverging isobaths south of the Itata River (Sobarzo et al., 2010), indicating a slightly narrower inner shelf north of the river mouth. The width of the continental shelf in this place is near to 60 km (Sobarzo and Djurfeldt, 2004).

[7] Coastal currents were measured from December 2008 to September 2009 using an upward-looking RDI Workhorse Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP 600 kHz), with a measuring frequency of 10 minutes and with a vertical resolution of 1 m (Table 1). This ADCP was installed near the bottom in a site 34 m deep. The resulting dataset ranged from 32.5 m to 3 m, above which data was discarded to avoid side-lobe and wave contamination. This instrument

also measured bottom temperature and pressure. Hourly mean data were obtained from the original currents.

Table 1. Time series of currents, wind and temperatures.

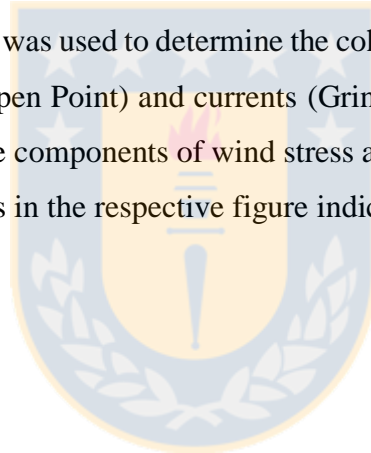
Variable	Start (dd-mm-yyyy)	End (dd-mm-yyyy)	Latitude (S)	Longitude (W)	Level Z (m)
u, v (ADCP)	21-01-2008	05-02-2008	36°25.14'	73°07.99'	3.7 – 29.7
	18-12-2008	29-09-2009	36°25.14'	73°07.99'	3.0 – 32.5
t (thermistor chain)	21-01-2008	04-02-2008	A: 36°23.2'	72°53.4'	15
	18-12-2008	16-01-2009	B: 36°22.6'	72°55.3'	30
			C: 36°20.0'	73°03.9'	90

[8] Wind data collected at Carriel Sur airport (years 2000 to 2009) located at (36°46'S; 73°04'W) were used to estimate the annual cycle of along shore wind stress and the relative importance of synoptic wind variability. The influence of wind on the inner- shelf was studied using data coming from the coastal Hualpen Point station located at (36°45'S; 73°11'W) and since December 2008 to September 2009. After magnetic correction (6.82°E), both time series were averaged hourly and then east-west and north-south components were calculated. Wind and current data were rotated into a coordinate system approximately aligned with the direction of the coast (20°), with the alongshore direction (V) positive to the northeast and the cross-shore direction (U) positive onshore.

[9] In order to focus on the synoptic current variability and its response to the corresponding wind variability two different analysis were carried out: i) Subinertial winds and currents were obtained using the cosine Lanczos filter with cut-off period of 40 h. These time series contain the seasonal variability. ii) Synoptic winds and currents were obtained using a band-pass filter with a band frequency between 1/48 to 1/385 cph (periods from 2 to 16 days). In both cases tidal currents were removed using harmonic analysis (Pawlowicz et al., 2002). Tidal currents were relatively weak, accounting for 5-10% and 1-5%, for semidiurnal and diurnal currents, respectively. Inertial and seasonal variability explained about 3-5% and 3-8%, respectively, and

the remainder of was dominated the synoptic-scale motion, which explained between 47-56% of the total current variability. The synoptic currents were prevalent along the coast, while inertial, diurnal, and semidiurnal currents showed more energy in the cross-shore component. Dispersion of these synoptic currents showed a southward trend with a strong alignment to the local bathymetry, especially in mid-water and bottom levels (Fig. 2). Considering this dispersion, synoptic currents components were calculated along the major principal axis, whose vertical average was 30° . Currents oriented along the major principal axis are called, hereinafter, along shore currents. A similar direction (20°) was used for decomposition of wind vectors. Finally, the vertical structure of the subinertial and synoptic signal was described by empirical orthogonal functions (Emery and Thomson, 1998), and the relation between winds and currents was estimated out using cross spectra and cross correlations.

[10] Square wavelet coherence was used to determine the coherence and phase between the time series of the wind stress (Hualpen Point) and currents (Grinsted et al., 2004). For this analysis the along shore and cross-shore components of wind stress and current at three levels (3.1, 18.1 and 32.6 m) were used. Arrows in the respective figure indicated phase between time series.



3. Results

3.1 Seasonal and synoptic wind variability

[11] Along shore total wind showed upwelling favorable winds between September until April with major monthly mean values during late spring and summer (November, December and January) (Fig. 3a). In contrast, downwelling-favorable (northerly) winds dominated from May until August. While winter mean value appears smaller, the mechanical wind energy available to generate mixing in the water column (cube of wind speed) was only slightly lower than during summer (Fig. 3b). The along shore seasonal wind (periods > 16 days), followed the tendency of the total wind with mean amplitudes below 4 m/s (Fig. 3c). In the case of synoptic variability, the monthly mean of the along shore wind stress showed that upwelling-favorable winds were present throughout the whole year in this region, but with minor mean values during winter months (Fig. 3e). Synoptic variability showed greater mechanical wind energy than seasonal energy, with values near $100 \text{ m}^3/\text{s}^3$ for most of the year (Fig. 3df).

[12] The spectra of the along shore and specially the cross-shore total wind revealed an important diurnal peak (Fig. 4a), which is a significant component in the wind variability of the region (Sobarzo et al., 2010). Major along-shore wind energy was observed in the synoptic band (2 – 16 days) (Fig. 4b), accounting for 45% of the variability. Thus, the along shore wind variability was dominated by the energy in the synoptic band.

3.2 Coherence between original time series of wind and currents

[13] The coherence between wind and current at three depths (3.1, 18.1 and 32.6 m) throughout the year was studied using square wavelet coherence (Grinsted et al., 2004). Significant coherence (> 0.8) was observed in synoptic scales (2-16 days) (Fig. 5), particularly in the along-shore component and in the surface layer in periods between 5 to 10 days during fall and winter. Between January 15 and February 15, significant coherences were observed around 128 and 256

hours (5.3 and 10.7 days, respectively). At the end of the time series, large coherence values were observed between 60 and 128 hours (2.5 to 5.3 days, respectively). Coherence between the along-shore wind and current at 18 and 32.5 m depth remained significant in June and July and around 256 hours (10.7 days). In summer this coherence was not significant. Cross-shore components also showed significant coherence, out of phase, between wind and surface current in periods between 128 and 256 hours from January 15 to March 15. More depth coherence was shorter during summer and winter.

3.3 Mean flow, variability and vertical structure of the synoptic currents

[14] Analysis of the along shore synoptic currents and the along shore synoptic wind shows that the northward wind (favorable to upwelling) tended to cause surface currents to the north and bottom currents to the south, while downwelling-favorable (southward winds) induced southward currents throughout the water column (Fig. 6ab). The highest bottom temperature values in the inner shelf were related with southward currents when favorable upwelling winds relax or change to northerly winds (Fig. 6d).

[15] Considering the entire period of study, the mean vertical structure of the along-shore synoptic currents showed a single southward layer with increased velocities at mid water levels. Cross-shore currents were characterized by offshore flow at the surface and bottom and onshore flow at mid water levels (Fig. 7c). Throughout the year the amplitude of the major principal axis (MPA) was greater than the amplitudes of the mean flow, especially at the surface layer, indicating the predominance of variance on average values (Fig. 7e). A single southward layer was observed during autumn and winter based on seasonal averages. During summer, however, a thin northward surface layer (about 5 m) (Fig. 7b) seems to be driven by upwelling winds. Major synoptic variability was observed in the alongshore currents and during winter with a strong difference between surface and bottom currents (Fig. 7ef).

[16] The first and second vertical empirical modes accounted for 84.3% and 7%, respectively of the total variance of the synoptic band variability. The vertical structure of the first vertical mode was barotropic with higher amplitudes, decreasing with depth, in the along shore component (Fig. 8a). The second vertical mode was baroclinic in the along shore component (Fig. 8b). The first vertical mode was aligned with the local bathymetry, especially those closest to the bottom levels (Fig. 8c) and its time series was dominated by synoptic frequencies at 0.02 to 0.0026 cph. The time series of the first vertical mode showed major amplitudes during wintertime which were partially correlated with the along shore synoptic wind. From December to April synoptic wind and currents were not highly correlated (Fig. 8d).

3.4 Coastal upwelling and downwelling conditions.

[17] The inner shelf response to the synoptic wind fluctuations was studied for two cases. The first study was carried out from December 18, 2008 until January 15, 2009, during coastal upwelling favorable winds (Fig. 9a). There were two cases where wind was southward and other periods where northward wind relaxes. At the C mooring site (ocean), the surface temperatures (first 20 m depth) fluctuated between 13°C and 14°C with the isotherm of 12°C close to 20 m depth and tending to shallow throughout the deployment (Fig. 9d). At the A mooring site (coast), the 12°C isotherm reached the surface when upwelling winds were stronger and more persistent. On the contrary, when wind changed direction (from the north) or weakened, the isotherm of 12°C deepened (Fig. 9ab). The upwelling-favorable winds drove northward surface currents (especially during December). This surface current was accompanied by a southwards subsurface currents. During January 6, 7 and January 10, along-shore currents flowed to the north through the entire water column and are not being well correlated with strong southwesterly winds. When these upwelling-favorable winds relaxed, currents flowed southward (Fig. 9e) and surface currents towards the coast (Fig. 9f). Cross-shelf hydrographic sections conducted during the deployment are consistent with the mooring observations (Fig. 10). Near the shore, relatively warm surface layers were associated with periods of relaxation of upwelling- favorable winds (December 20, 27 and 29, 2008). The thickness of this warmer

surface layer (until 14°C) did not exceed 15 m. The 13°C isotherm disappeared near the coast (10 km) on January 8, 2009. Something similar occurred with the 12°C isotherm which reaches the surface at less than 4 km from the coast from on December 6. The rate of vertical displacement of the isotherm of 11°C was calculated by averaging the depth of this isotherm in each one of the 8 cruises carried out during this period (Fig. 11a). The rate of rising of the 11°C isotherm, was 1.5 m/day (Fig. 11b). Cumulative along shore wind stress for synoptic and subinertial wind reached around 20 and 40 Nm⁻², respectively.

[18] The second period correspond to a time-series from January 21 to February 4, 2008, during which the along shore synoptic wind was weak and predominantly southward – there were only three upwelling-favorable events (Fig. 12a). Downwelling-favorable winds caused a gradual warming of the surface layer of the sea (about 15 m depth) going from 13°C (January 22) to about 16°C (February 4) (Fig. 12bcd). Periods of major convergence and surface heating were accompanied by southward flows throughout the water column (Fig. 12e). Additionally, northwards currents, especially near the surface, were accompanied by cooling periods. Two exceptions to this rule occurred during January 22, where the cooling of the water column was not associated with northward synoptic currents, and February 3, where upwelling of the isotherm of 11°C does not appear to be related to an intensification of coastal upwelling-favorable wind stress. Cross-shore sections of temperature showed that the surface warming, considering the deepening of the isotherm of 13°C, reached about 40 m depth close to the coast with maximum surface values between 17-18°C (Fig. 13). The upwelling-favorable wind events (January 27 and February 1) affected only the surface layer of the ocean raising the isotherms of 15°C (first event) and 17°C (second event). The horizontal average depth of the location of the isotherm of 11°C ranged from about 15 m, at the beginning, to about 76 m depth, at the end of the record (Fig. 14a). This corresponds to an estimate of downwelling velocity of 4.5 m/day. The cumulative along shore wind stress was less than 3 Nm⁻², with lower values in the subinertial signal than synoptic signal (Fig. 14b). Thus, there was, on average, no favorable-upwelling wind accumulated during this period.

3.5 Seasonal and synoptic current variability

[19] This analysis shows that the along-shore wind variability during the summer season is too variable to generate coastal upwelling throughout this time of year. During the year, the synoptic wind variability can induce specific patterns of coastal circulation that do not conform to the average seasonal pattern for this latitude. To demonstrate the different influence of along shore wind on the coastal ocean, the wind of the complete period (December 2008 until September 2009) was separated into five categories according with Table 2. Then, the mean vertical profile of the along shore current associated with each wind category was calculated. For this analysis a gap of 20-24 hours between the synoptic series of wind and currents was applied.

Table 2. Absolute frequency (in number of hours) of the synoptic wind velocity using arbitrary categories. December 2008 to September 2009.

Season	Strong South (≥ 5 m/s)	Moderate South ($3 < W < 5$ m/s)	Strong North (≤ -5 m/s)	Moderate North ($-3 < W < -5$ m/s)	Weak wind ($3 > W > -3$ m/s)
Summer 2233 hours	496 (22%)	874 (39%)	0 (0%)	91 (4%)	772 (35%)
Fall 2207 hours	118 (5%)	704 (32%)	83 (4%)	179 (8%)	1123 (51%)
Winter 2256 hours	51 (2%)	803 (33%)	121 (5%)	146 (6%)	1303 (54%)

[20] According with this analysis strong south wind (≥ 5 m/s) showed a prevalence of 22% and 5% in summer and fall, respectively and with 2% occurrences in winter. Moderate south wind (upwelling-favorable) showed 39% of occurrences in summer and 32% and 33% during fall and winter seasons. The linear correlation between the synoptic winds and currents decreased with depth from 0.67, at the surface, until 0.27, near the bottom (Fig. 15a). The lag of this correlation changed from 20 hours, at surface, up to 24 hours, at the bottom (Fig. 15b). Using these lags,

the vertical mean profiles for each one of the wind categories as indicated in Table 2 were calculated (Fig. 15c). Strong North wind induced a single-layer circulation with the most intense southward currents. Moderate North wind also induced a southward flow in the entire water column with mean velocities approximately 50% weaker than during Strong North forcing. Strong and Moderate south wind induced weaker along shore currents with two mean circulation layers. The surface layer flowed northward following the wind and the bottom layer flowed southward. The greatest variability of along shore currents was observed during Strong and Moderate north wind stress (Fig. 15d).

[21] The along-shelf seasonal profiles (periods longer than 16 d) differ significantly with those in the synoptic-scale band. They always show a single-layer circulation, northward during southerly wind and southward during northerly wind (Fig. 16). This suggests the two-layer circulation is caused by synoptic-scale wind forcing events.



4. Discussion

[22] The synoptic wind variability is a relatively constant feature of the coastal meteorology of central Chile (Renault et al., 2009). This variability is superimposed on seasonal changes that follow the migration of the south Pacific anticyclone (Saavedra and Foppiano, 1992). South of 35°S synoptic variability of the winds is very pronounced in winter, when stronger northerlies are frequent due to the passage of extratropical atmospheric low-pressure disturbances and also during summer due to the quasi-weekly occurrences of southerly coastal low-jet events alternating with periods of weak southerlies or even northerly flow in connection with the passage of coastal lows (Garreaud and Muñoz, 2005; Garreaud et al., 2002; Sobarzo et al., 2010).

[23] Without synoptic wind variability along the year, the pure seasonal wind variability should cause permanent upwelling during the summer and permanent downwelling during the winter, due to the predominance of southwesterly and northerly winds, respectively. According with Fig. 3c, from September to April (8 months) and, especially, from November to January, the monthly mean wind speed values were favorable for coastal upwelling. Only during June and July the monthly mean in the seasonal signal was favorable to coastal subsidence, with the months of May and August very close to zero (transition months). Instead, the monthly mean values of the synoptic wind were favorable to the coastal upwelling throughout the year but with major values from October to March (Fig. 3e).

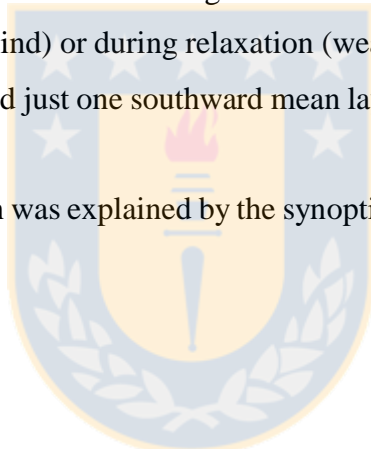
[24] The response of the along shore circulation to the wind forcing in the synoptic and seasonal scale has been poorly studied in the Chilean coast. In this study, 60% of the variance of the total current was explained by the synoptic currents that showed a clear alignment with bathymetry and a dependence of only up to 50% in the surface layer of the variability of synoptic wind. The typical profile of seasonal upwelling showed lower values than the synoptic profile. Unlike coastal subsidence profile, which showed a single layer with southward direction, more intense in the synoptic case, the coastal upwelling profile showed two circulation layers, more intensified in the synoptic profile.

[25] The effects of the synoptic wind on the IS off Concepción showed along shore range of velocity magnitude of -30 cm s^{-1} to 20 cm s^{-1} and a cross-shore range of -5 cm s^{-1} to 5 cm s^{-1} . The along-shore flow was significantly larger than cross-shore current. This is consistent with other studies that show the cross shelf flows driven by along-shelf winds are substantially reduced over the inner shelf and that the cross shelf circulation decreases from the midshelf to the coast (Horwitz and Lentz, 2013; Kirincich et al., 2005; Lentz, 1994, 2001; Lentz and Fewings, 2012). This can be explained for the inner shelf dynamic considering that momentum transfer from the wind mixes the water column until bottom faster than the Coriolis acceleration can turn it, so the along shelf wind stress is ineffective at driving cross shelf transport (Austin and Lentz, 2002; Horwitz and Lentz, 2013; Lentz and Fewings, 2012).



5. Conclusions

1. The synoptic-scale variability during the 9-month mooring deployment (December 2008 to September 2009) explained 45% and 60% of the wind and current variance, respectively.
2. Coastal circulation over the inner-shelf off Concepcion was dominated by the along shelf flow, while cross shelf flows driven by along shelf winds are substantially reduced over the same region.
3. The along shore synoptic currents showed two distinct structures. With upwelling favorable wind (strong and moderate wind) mean vertical currents showed a two-layer circulation, with a northward surface current and a southward bottom current, and the coastal water tended to be colder. During downwelling-favorable wind stress conditions (strong and moderate wind) or during relaxation (weak wind) of the southerly wind, the along shore flow showed just one southward mean layer, and the coastal water tended to be warmer.
4. The two-layer condition was explained by the synoptic-scale wind-stress forcing and not by the seasonal wind.



Acknowledgments

The author expresses thanks to field data collection was supported by FONDECYT Grant No. 1070501 was also supported by a National Commission of Scientific and Technological Investigation of Chile (CONICYT) scholarship to pursue the Master in Oceanography degree at the University of Concepción.

6. References

- Aguirre, C., Pizarro, O., Sobarzo, M., 2010. Observations of semidiurnal internal tidal currents off central Chile (36.6S). *Cont. Shelf Res.* 30, 1562–1574. doi:10.1016/j.csr.2010.06.003
- Austin, J. A., Barth, J.A., 2002. Variation in the position of the upwelling front on the Oregon shelf. *J. Geophys. Res.* 107, 1–15. doi:10.1029/2001JC000858
- Austin, J. A., Lentz, S.J., 2002. The Inner Shelf Response to Wind-Driven Upwelling and Downwelling. *J. Phys. Oceanogr.* 32, 2171–2193. doi:10.1175/1520-0485
- Barth, J.A., Smith, R.L., 1998. Separation of a coastal upwelling jet at Cape Blanco , Oregon , USA. *South African Journal of Marine Science*, 19(1), 5-14. doi:10.2989/025776198784126674
- Bravo, L., Ramos, M., Sobarzo, M., Pizarro, O., Valle-Levinson, A., 2013. Barotropic and baroclinic semidiurnal tidal currents in two contrasting coastal upwelling zones of Chile. *J. Geophys. Res. Ocean.* 118, 1226–1238. doi:10.1002/jgrc.20128
- Cudaback, C.N., Washburn, L., Dever, E., 2005. Subtidal inner-shelf circulation near Point Conception, California. *J. Geophys. Res.* 110, C10007. doi:10.1029/2004JC002608
- Ekman, V.W., 1905. On the influence of the earth's rotation on ocean currents. *Ark. för Mat. Astron. och Fys.*
- Emery, W.J., Thomson, R.E., 1998. *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*. Elsevier.
- Fewings, M., Lentz, S.J., Fredericks, J., 2008. Observations of Cross-Shelf Flow Driven by Cross-Shelf Winds on the Inner Continental Shelf. *J. Phys. Oceanogr.* 38, 2358–2378. doi:10.1175/2008JPO3990.1
- Garreaud, R., Muñoz, R.C., 2005. Dynamics of the Low-Level Jet off the West Coast of Subtropical South America. *Mon. Weather Rev.* 133, 3661–3677. doi:10.1175/MWR3074.1
- Garreaud, R., Rutllant, J., Fuenzalida, H., 2002. Coastal Lows along the Subtropical West Coast of South America: Mean Structure and Evolution. *Mon. Weather Rev.* 130, 75–88. doi:10.1175/1520-0493

- Garvine, R.W., 2004. The vertical structure and subtidal dynamics of the inner shelf off New Jersey. *J. Mar. Res.* 62, 337–371. doi:10.1357/0022240041446182
- Grinsted, A., Moore, J.C., Jevrejeva, S., 2004. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlinear Process. Geophys.* 11, 561–566. doi:doi:10.5194/npg-11-561-2004
- Horwitz, R., Lentz, S.J., 2013. Inner-Shelf Response to Cross-Shelf Wind Stress: The Importance of the Cross-Shelf Density Gradient in an Idealized Numerical Model and Field Observations. *J. Phys. Oceanogr.* 44, 86–103. doi:10.1175/JPO-D-13-075.1
- Kirincich, A.R., Barth, J. A., Grantham, B. A., Menge, B. A., Lubchenco, J., 2005. Wind-driven inner-shelf circulation off central Oregon during summer. *J. Geophys. Res. C Ocean.* 110, 1–17. doi:10.1029/2004JC002611
- Lentz, S., 1994. Current Dynamics over the Northern Californian Inner Shelf. *J. Phys. Oceanogr.*
- Lentz, S., Trowbridge, J., 1991. The Bottom Boundary Layer over the Northern Californian Shelf. *J. Phys. Oceanogr.* 21(8), 1186-1201.
- Lentz, S.J., 2001. The Influence of Stratification on the Wind-Driven Cross-Shelf Circulation over the North Carolina Shelf. *J. Phys. Oceanogr.* 31, 2749–2760. doi:10.1175/1520-0485(2001)
- Lentz, S.J., 1995. Sensitivity of the Inner-Shelf Circulation to the Form of the Eddy Viscosity Profile. *J. Phys. Oceanogr.* doi:10.1175/1520-0485
- Lentz, S.J., 1992. The Surface Boundary Layer in Coastal Upwelling Regions. *J. Phys. Oceanogr.* doi:10.1175/1520-0485(1992)
- Lentz, S.J., Fewings, M.R., 2012. The Wind- and Wave-Driven Inner-Shelf Circulation. *Ann. Rev. Mar. Sci.* 4, 317–343. doi:10.1146/annurev-marine-120709-142745
- Pawlowicz, R., Beardsley, B., Lentz, S., 2002. Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using TDE. *Comput. Geosci.* 28, 929–937. doi:10.1016/S0098-3004(02)00013-4
- Renault, L., Dewitte, B., Falvey, M., Garreaud, R., Echevin, V., Bonjean, F., 2009. Impact of atmospheric coastal jet off central Chile on sea surface temperature from satellite observations (2000–2007). *J. Geophys. Res.* 114, C08006. doi:10.1029/2008JC005083

- Saavedra, N., Foppiano, A.J., 1992. Monthly mean pressure model for Chile. *Int. J. Climatol.* 12, 469–480.
- Saldías, G.S., Sobarzo, M., Largier, J., Moffat, C., Letelier, R., 2012. Seasonal variability of turbid river plumes off central Chile based on high-resolution MODIS imagery. *Remote Sens. Environ.* 123, 220–233. doi:10.1016/j.rse.2012.03.010
- Sobarzo, M., Bravo, L., Moffat, C., 2010. Diurnal-period, wind-forced ocean variability on the inner shelf off Concepción, Chile. *Cont. Shelf Res.* 30, 2043–2056. doi:10.1016/j.csr.2010.10.004
- Sobarzo, M., Djurfeldt, L., 2004. Coastal upwelling process on a continental shelf limited by submarine canyons, Concepción, central Chile. *J. Geophys. Res.* 109, C12012. doi:10.1029/2004JC002350
- Sobarzo, M., Shearman, R.K., Lentz, S., 2007. Near-inertial motions over the continental shelf off Concepción, central Chile. *Prog. Oceanogr.* 75, 348–362. doi:10.1016/j.pocean.2007.08.021





Figure Captions

Figure 1: Continental shelf off Concepcion showing the coastal area adjacent to Itata River mouth, and the locations of meteorological stations at Hualpen point and Carriel Sur, location of ADCP (inverted triangle), location of thermistor chains (red triangles) and locations hydrographic stations (blue dots).

Figure 2: Scatterplots of synoptic currents (hodographs) from 4.1 m to 32.1 m depth. Isobaths are shown every 5 meters.

Figure 3: Monthly climatological averages (1999-2009) at Carriel sur of a) Along-shore total wind; b) Cube of total wind speed magnitude; c) Along-shore seasonal wind (Period>16 days); d) Cube of seasonal wind-speed magnitude; e) Synoptic along-shore wind; f) Cube of synoptic wind speed magnitude. For panels a, c and e, the dashed line indicates the monthly mean of 2009, and for all panels, the standard deviation are shown.

Figure 4. Cross-shore (a) and along-shore (a) total wind spectra from Carriel Sur airport (2000-2009). The dashed vertical line highlight several periods of interest within the synoptic band (2-16 d).

Figure 5: Coherence between hourly time series of winds and currents at three levels of depth (3.1 m, 18.1 m and 32.6 m). Left side: Cross-shore components. Right side: Along shore components. January to September 2009. Statistically significant (95% confidence level) values are highlighted with black lines. Horizontal dashed lines bracket the synoptic band. Shaded areas indicate the cone of influence. Arrows indicate phase. Time series will be in phase when the arrows are pointing right (90°), and out phase when arrows point in opposite direction (270°).

Figure 6: Synoptic time series of a) along-shore wind at Hualpen point, b) along-shore and c) cross-shore currents at 35°S , and d) bottom temperature.

Figure 7: Vertical structure Dispersion diagrams of synoptic currents. Isobaths are shown every 5 meters. December 2008 to September 2009.

Figure 8: Along (VMod) (panel a) and cross-shore (UMod) (panel b) amplitudes of the first and second vertical empirical modes. c) Eigenvectors of the first vertical mode and the local bathymetry. Red and blue axis shows the surface and bottom layers, respectively. Black line shows the intermediate orientations. d) The first mode (red) with along-shore wind (black).

Figure 9. a) Along-shore synoptic wind stress. b) Synoptic temperature at mooring A. c) Synoptic temperature at mooring B. c) synoptic temperature at mooring C. e) Along-shore synoptic currents. f). Cross-shore synoptic currents. Vertical dotted lines indicate days when hydrographic cruises were conducted. Black points in temperatures series indicate location of thermistors in the water column.

Figure 10. Interdaily cross-shore section of temperature in front of the Itata River mouth. December 20, 2008 until January 13, 2009.

Figure 11. a) Time variability of the depth of isotherm of 11°C. b) Left axis: Lineal fit and mean vertical displacement of isotherm of 11°C. Right axis: Cumulative along-shore wind stress for subinertial and synoptic time series. December 18, 2008 until January 13, 2009.

Figure 12. a) Along-shore synoptic wind stress. b) Synoptic temperatures at mooring A. c) Synoptic temperatures at mooring B. c) Synoptic temperatures at mooring C. e) Along-shore synoptic currents. f). Cross-shore synoptic currents. Vertical dotted lines indicate days when hydrographic cruises were conducted. Black points in temperatures series indicate location of thermistors in the water column. January 21 until February 4, 2008.

Figure 13. Interdaily cross-shore sections of temperatures in front of the Itata River mouth. December 20, 2008 until January 13, 2009.

Figure 14. a) Time variability of the depth of isotherm of 11°C. b) Left axis: Lineal fit and mean vertical displacement of isotherm of 11°C. Right axis: Cumulative along-shore wind stress for subinertial and synoptic time series. January 21 to February 6, 2009.

Figure 15. (a) Maximum correlation between the along-shore synoptic wind and the along shore synoptic currents with depth. (b) Vertical variation of the maximum lag (in hours) in the correlation between the along-shore synoptic wind and the along shore synoptic currents. (c) Vertical mean profiles in the along-shore synoptic currents considering different kind of winds (Table 2). (d) Vertical mean profiles in the along-shore synoptic current variances considering different kind of winds (Table 2). December 2008 until September 2009.

Figure 16. Vertical profiles of mean currents and variance using along-shore seasonal currents (period > 16 days). (a) Mean vertical profiles of along shore currents. b) Vertical variances. Black continues line: Upwelling favorable wind. Black dashed line: Downwelling favorable wind. December 2008 until September 2009.

Figure 1.

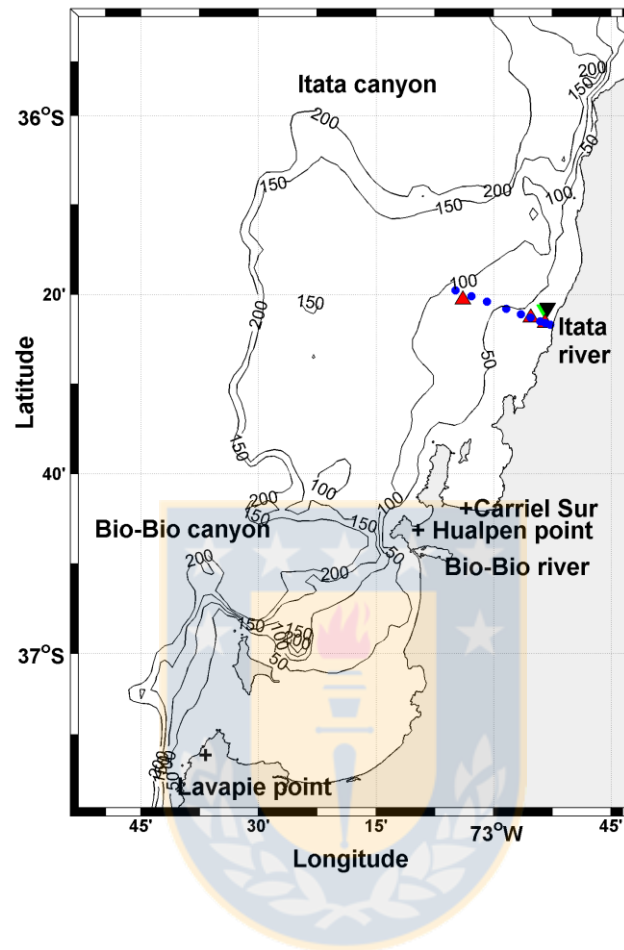


Figure 2.

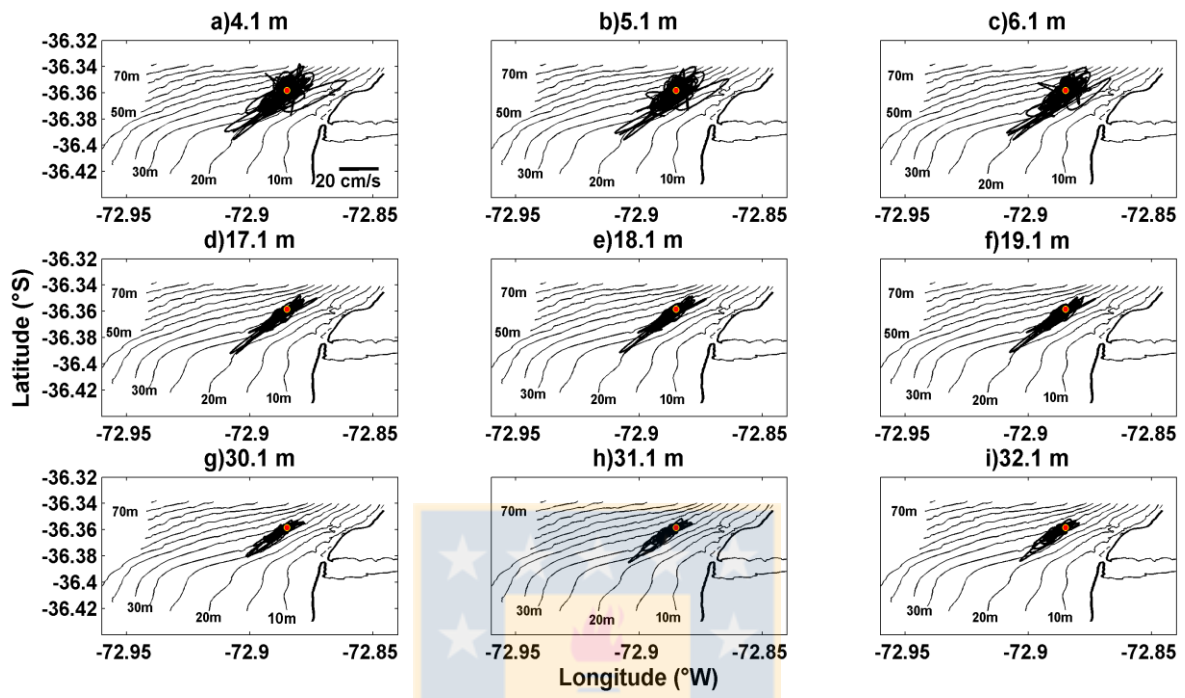


Figure 3.

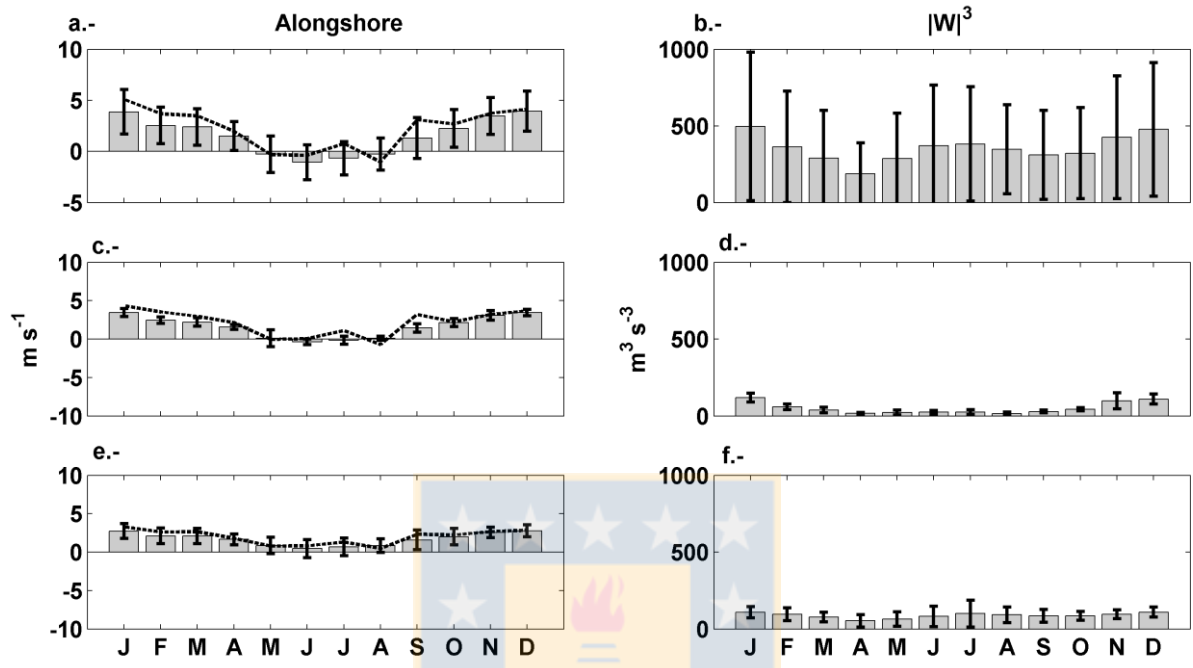


Figure 4.

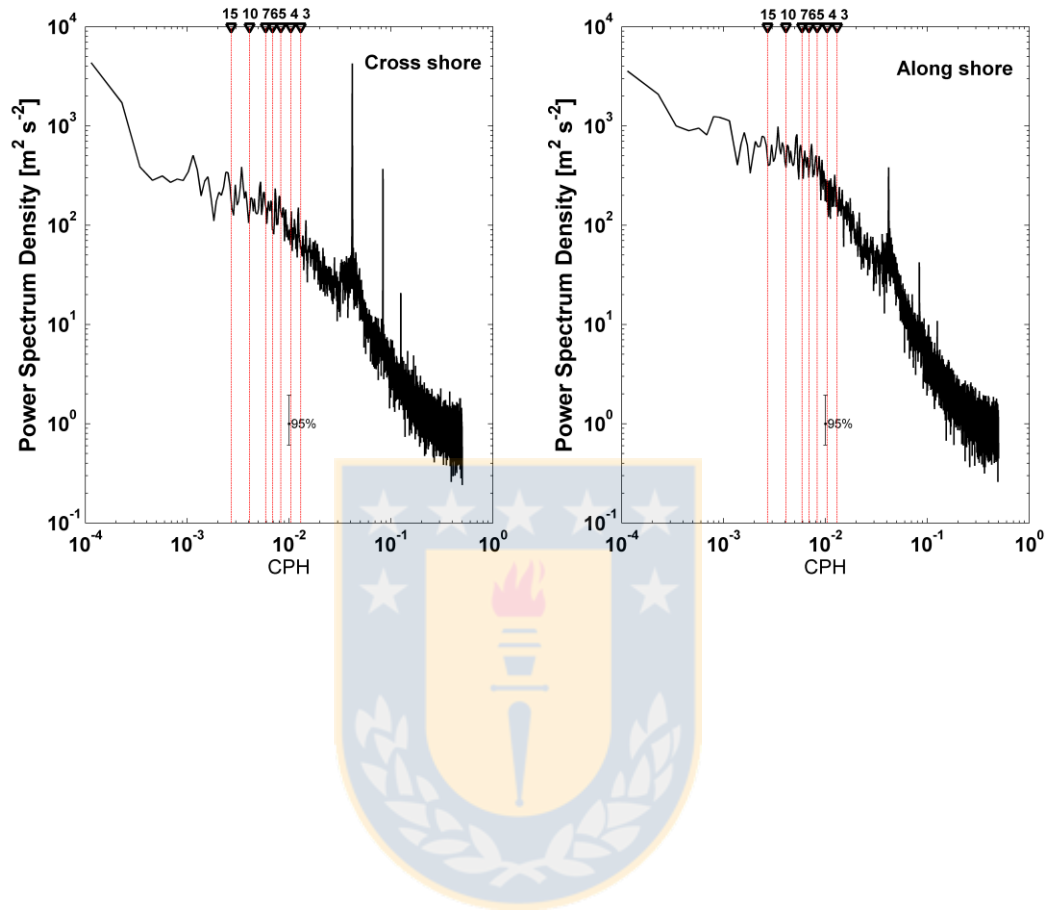


Figure 5.

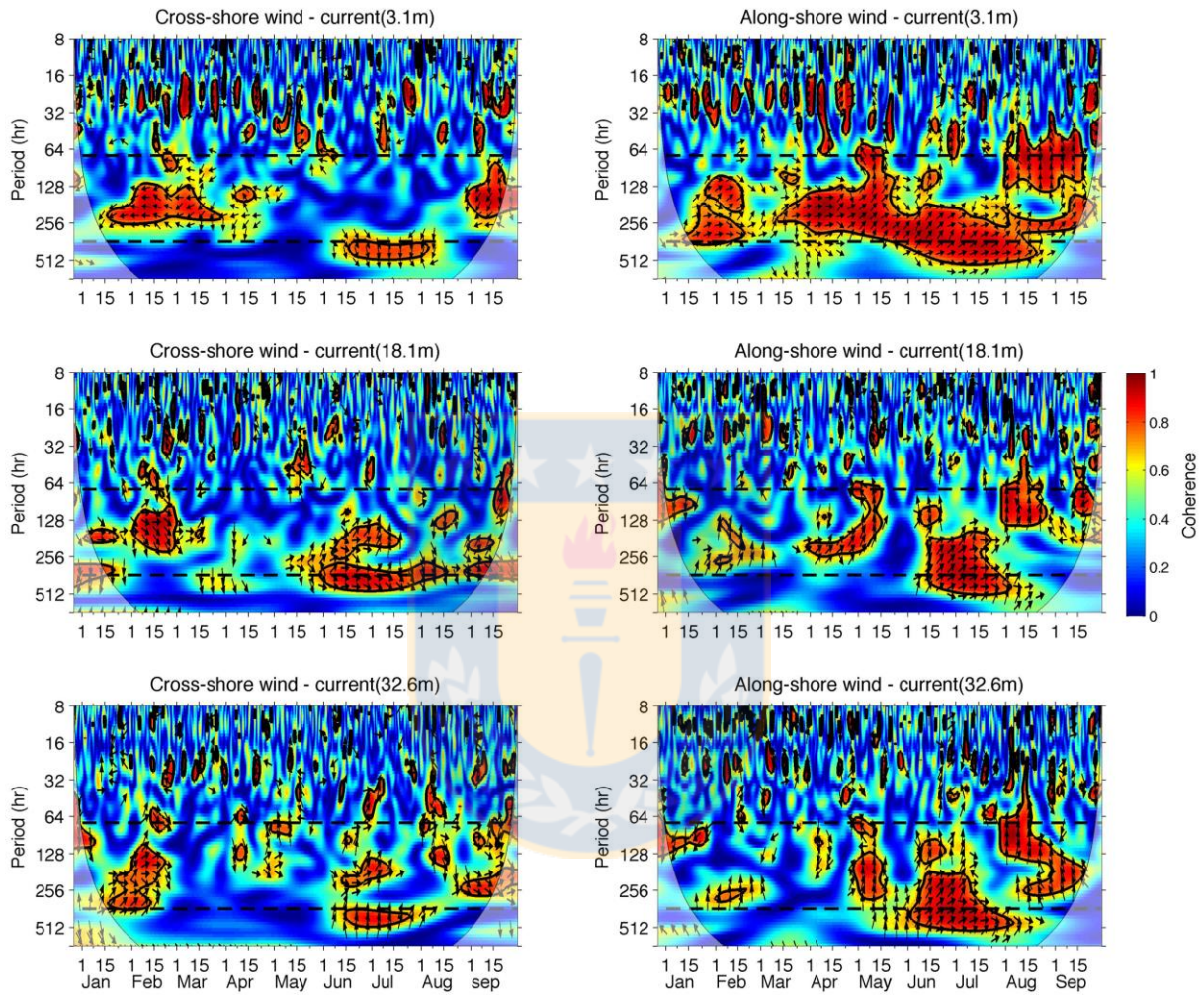


Figure 6.

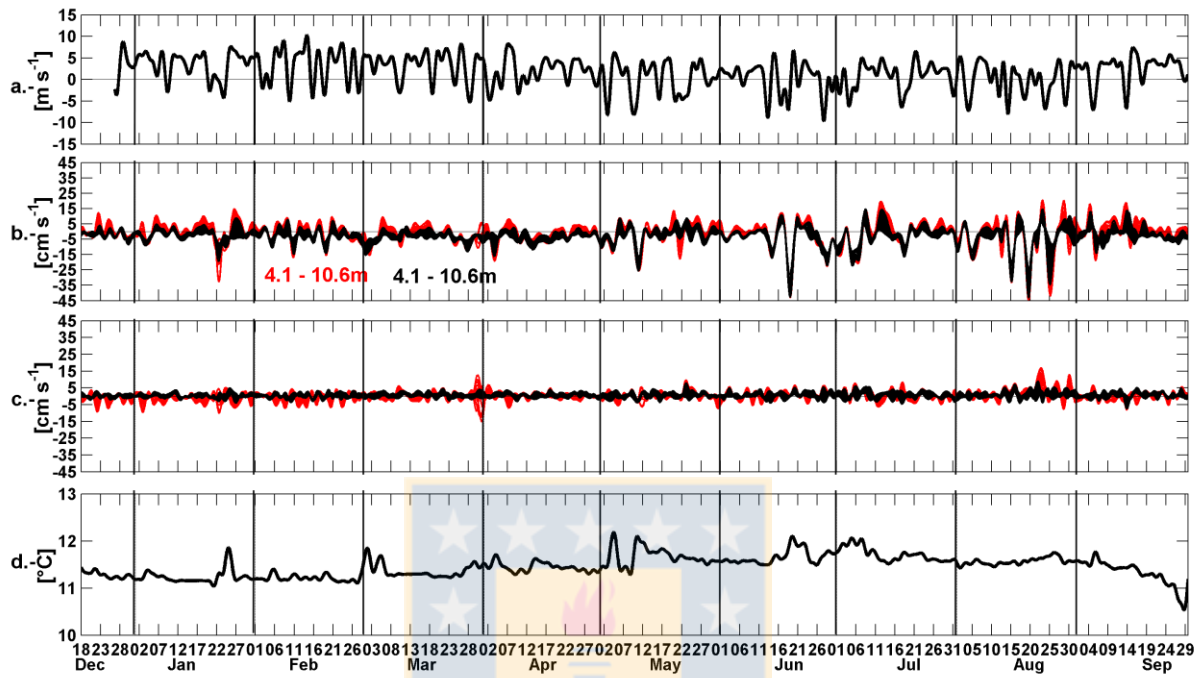


Figure 7.

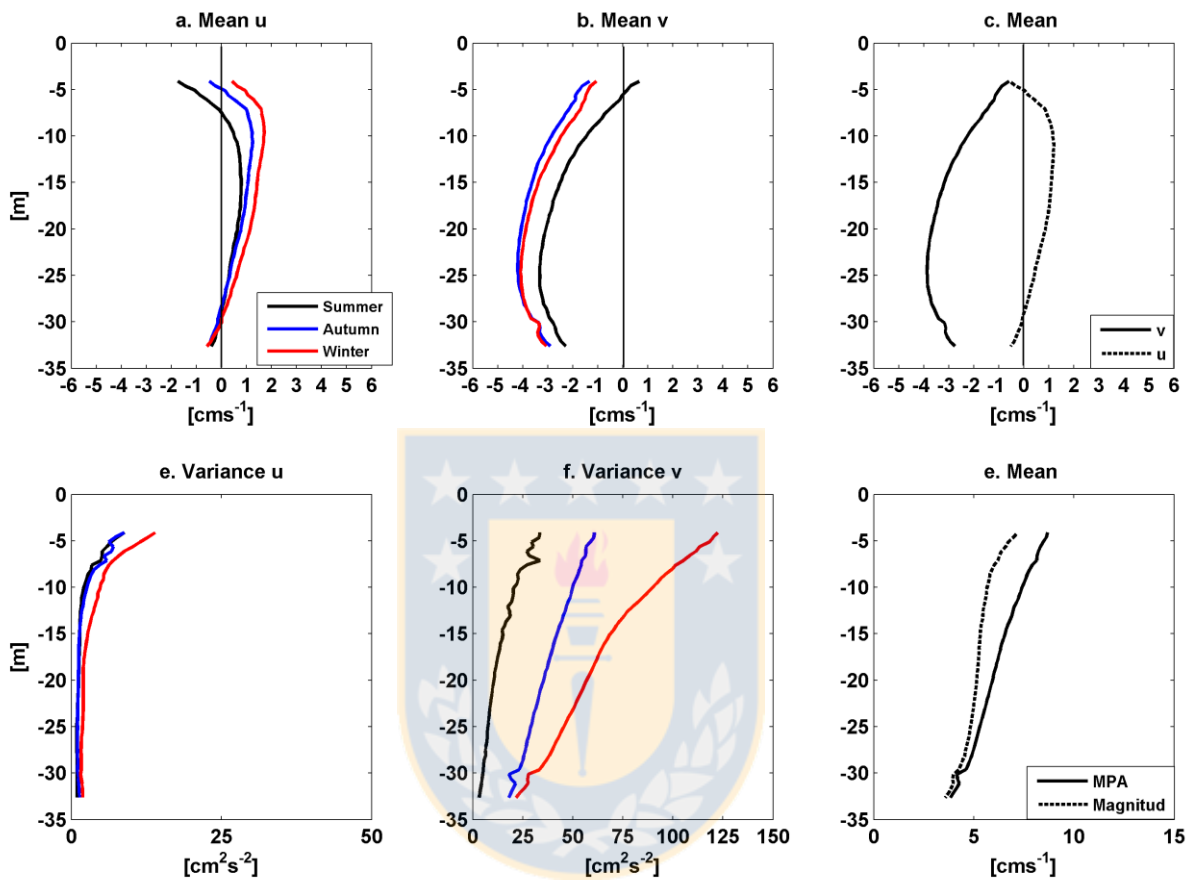


Figure 8.

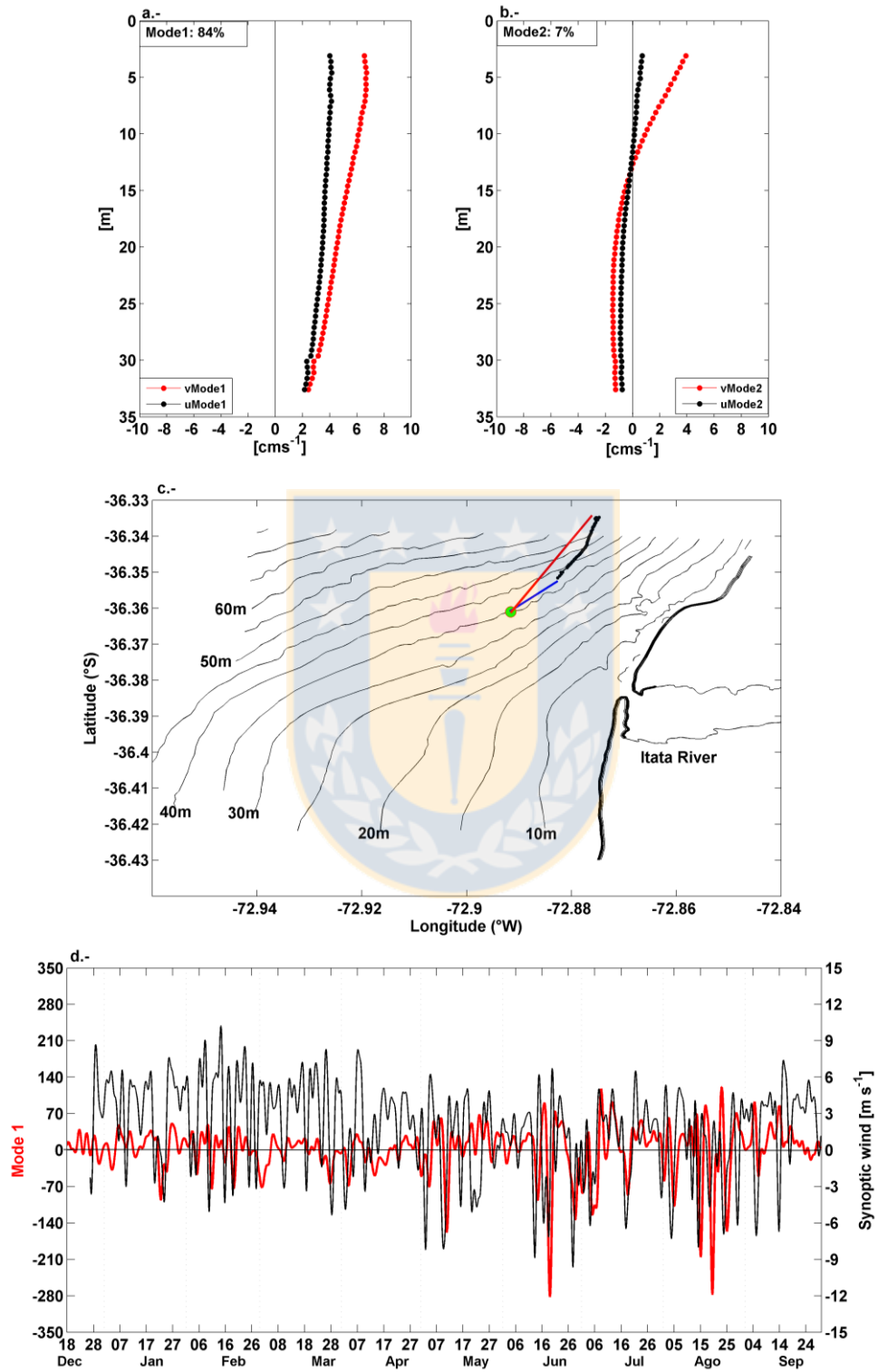


Figure 9.

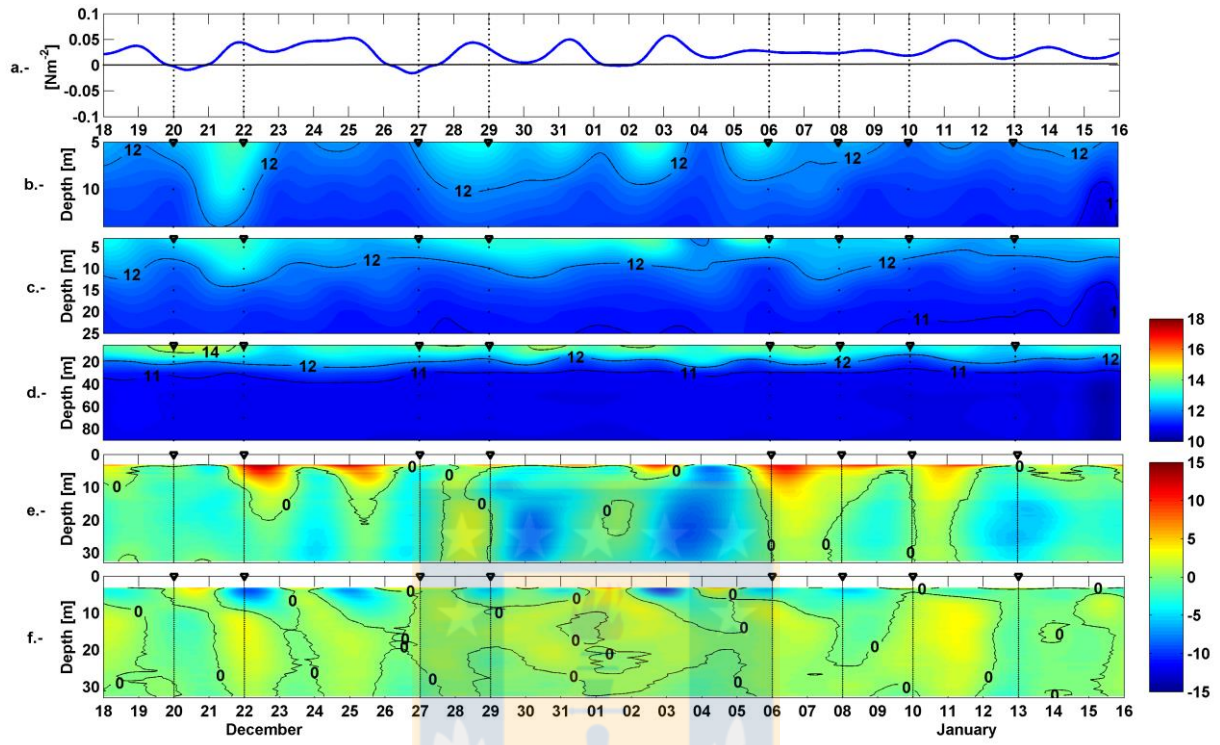


Figure 10.

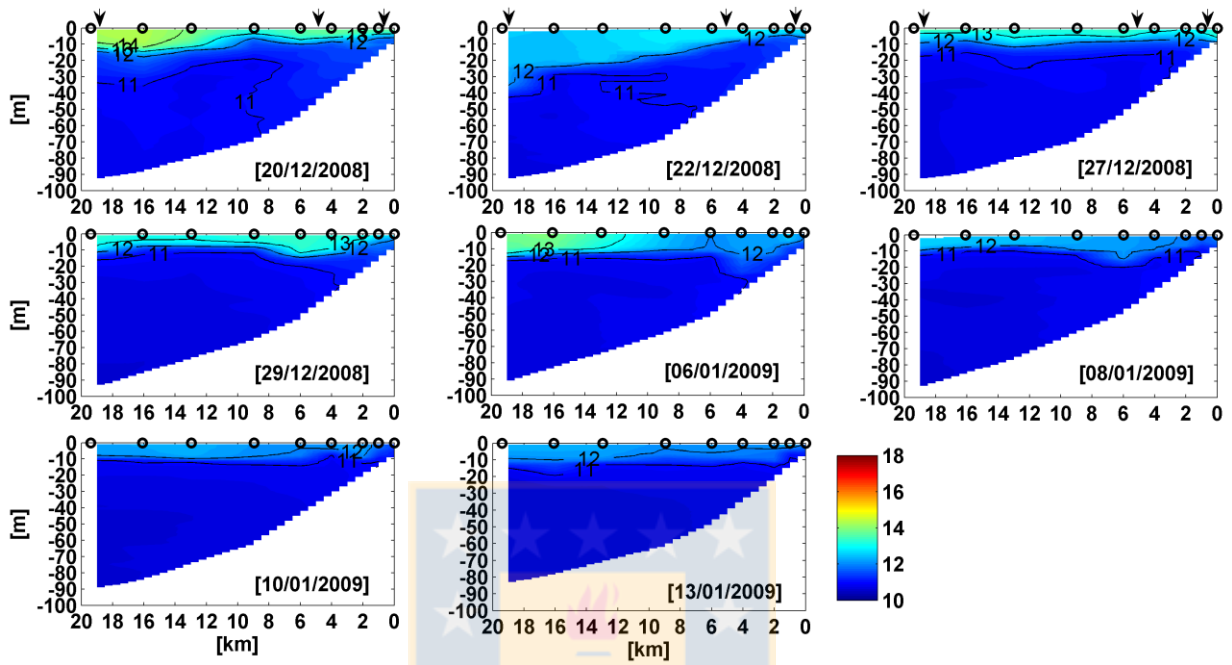


Figure 11.

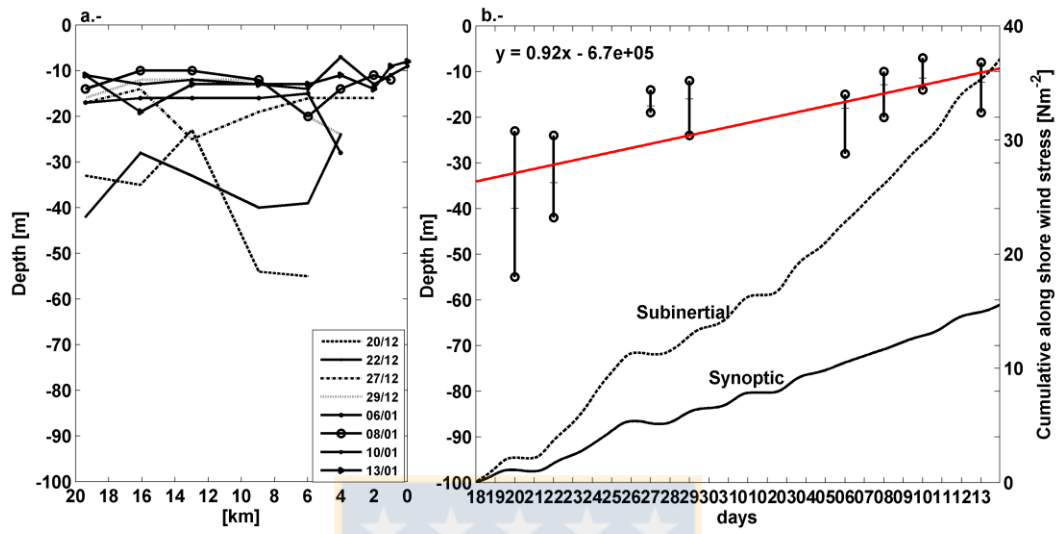


Figure 12.

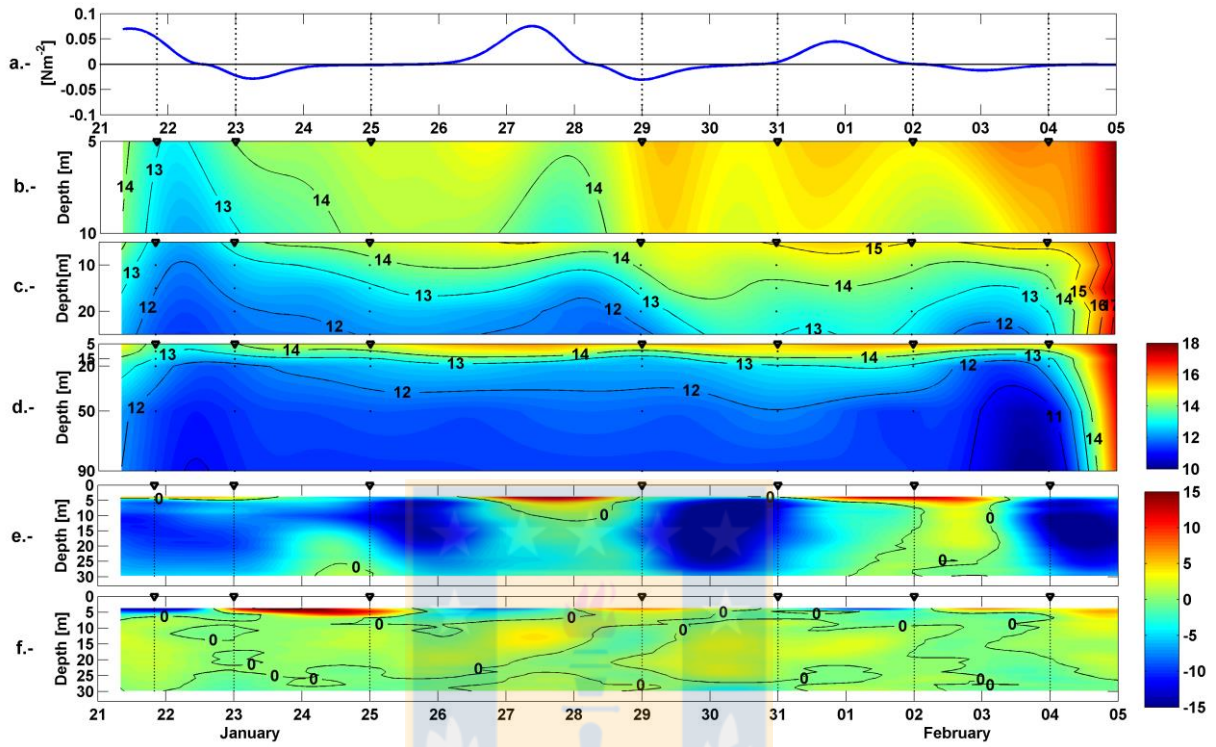


Figure 13.

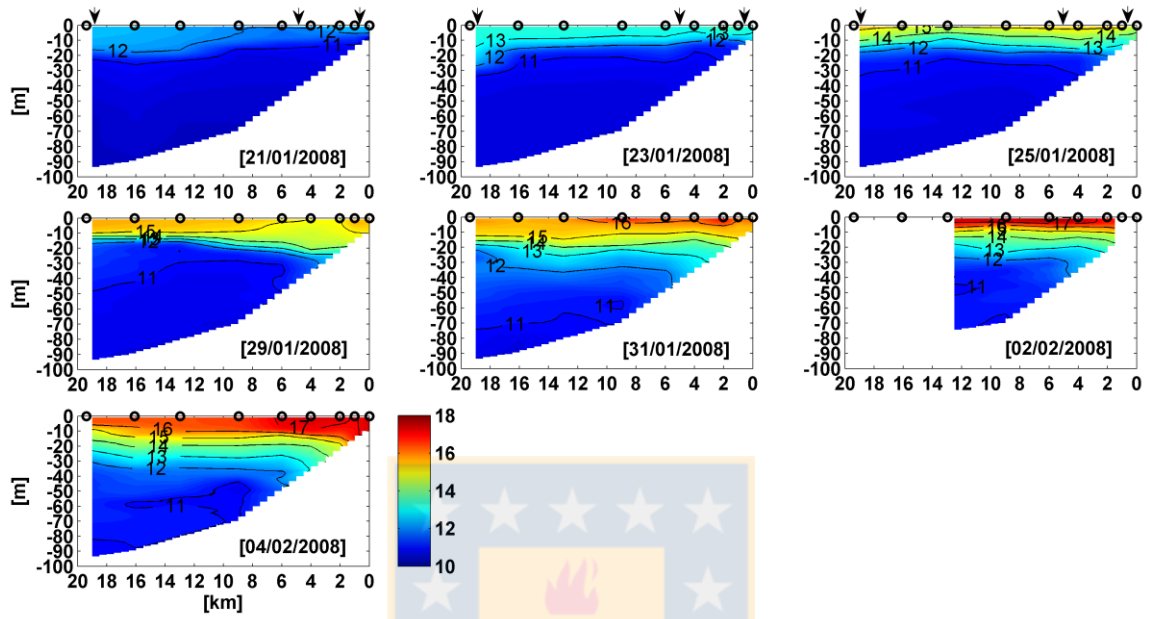


Figure 14.

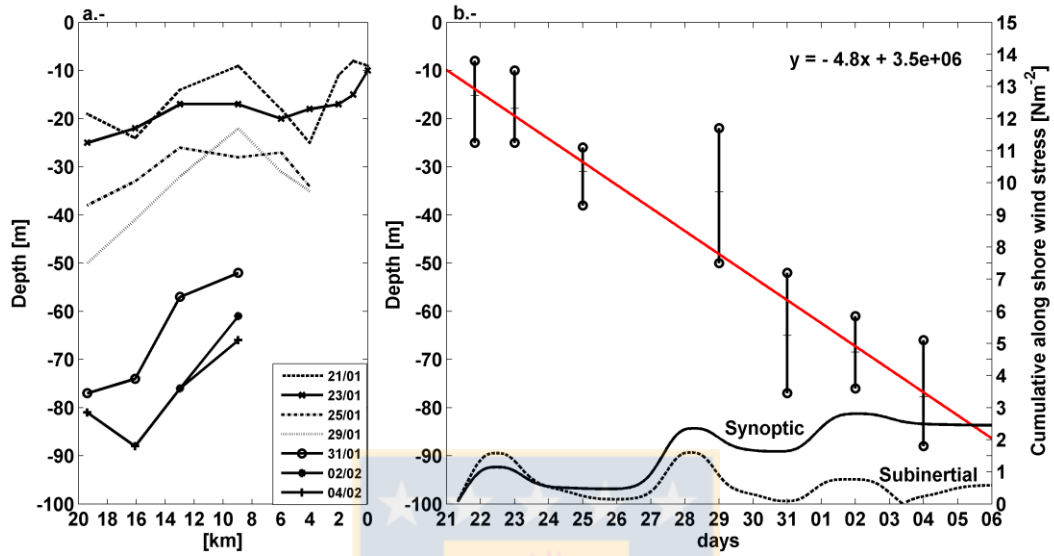


Figure 15.

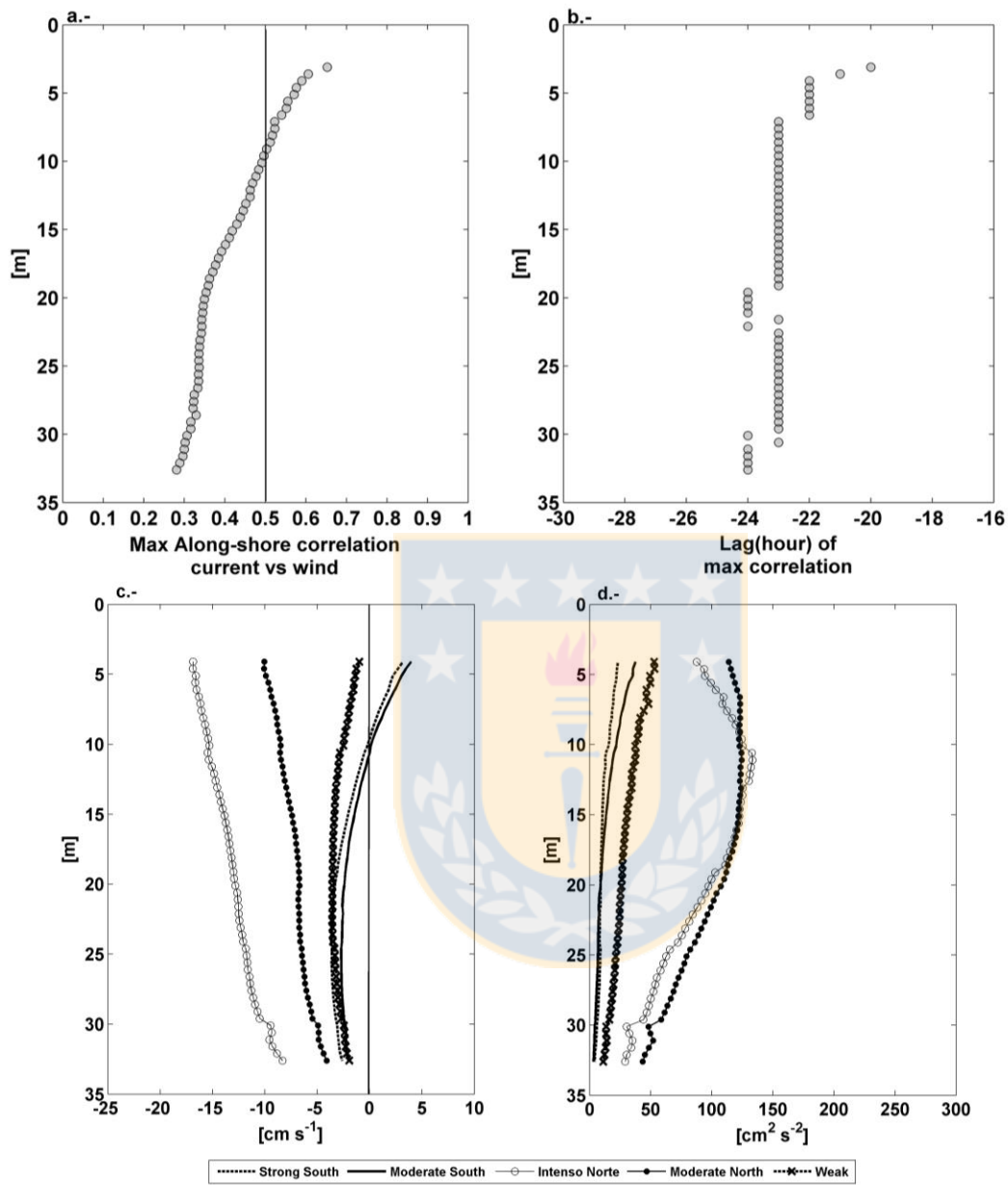
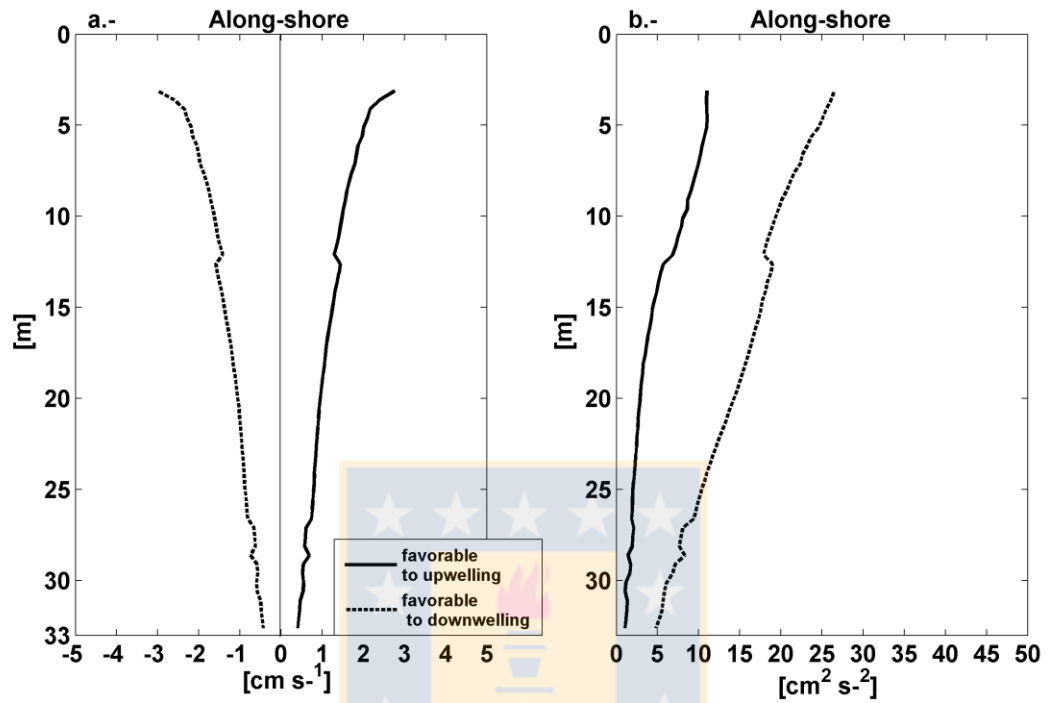


Figure 16.



4.2. Capítulo 2: Eventos favorables a surgencia y hundimiento sobre la plataforma interior durante los años 2006, 2007, 2008, 2009.

Con el objetivo de estudiar con más detalle eventos particulares de surgencia y de hundimiento costero en la PI en este Capítulo se presenta, casos de estudio de series cortas de verano y primavera (corrientes, vientos) de los años 2006, 2007, 2008, 2009.

4.2.1. Viento

Durante los años 2006, 2007, 2008 y 2009, la variabilidad del viento horario original en su componente paralela a la costa, medido en Carriel Sur, mostró la ciclicidad estacional típica (Fig. 4a). Aunque en verano y primavera predominaron los vientos hacia el norte, favorables a surgencia, también se registraron vientos hacia el sur (favorables a hundimiento costero). Estos últimos alcanzaron, magnitudes y duraciones menores que los vientos hacia el norte. El viento paralelo a la costa alcanzó valores máximos de 18 ms^{-1} . En periodos de otoño e invierno, los vientos presentaron una clara tendencia hacia el sur, favoreciendo el hundimiento costero y con valores máximos de velocidad.

Debido al filtro utilizado, el viento subinercial (período > 40 horas) paralelo a la costa presentó una disminución esperable en la intensidad horaria, respecto del viento original, lo que no afectó el valor promedio (Fig. 4b). En meses estivales las máximas magnitudes de vientos subinerciales hacia el norte no excedieron los $11,5 \text{ ms}^{-1}$ y en meses invernales las velocidades presentaron máximas en torno a los -12 y $-20,5 \text{ ms}^{-1}$, con dirección hacia el sur. El viento subinercial incluye la señal sinóptica (fluctuaciones entre 2 y 16 días) y la señal estacional que causa la ciclicidad de baja frecuencia en la serie.

El viento sinóptico (con frecuencias de corte entre 0,5 y $0,0625 \text{ cpd}$) es el responsable de los procesos de intensificación y relajación de la surgencia costera en la zona de estudio (Fig. 4c). En general, se observó un predominio de viento favorable a surgencia (viento hacia el norte) en meses estivales con máximos en torno a $8,5$ a 9 ms^{-1} . En meses invernales predominaron los

vientos favorables a hundimiento con magnitudes más altas, las cuales alcanzaron cerca de -15 ms^{-1} .

El espectro de la serie de tiempo del viento original reveló que la componente a lo largo de la costa mostró mayor energía que aquella perpendicular a la costa con máximos en la banda sinóptica y en el período diurno (Fig. 5). El espectro perpendicular a la costa mostró energía significativa en la frecuencia diurna pero una baja energía en la banda sinóptica. Por su parte, los espectros rotatorios del viento mostraron un máximo diurno relativo mayor en la energía antihoraria que en la horaria concordante con el análisis espectral de las componentes paralela y perpendicular del viento. Sobre la base del espectro de las componentes del viento paralelo a la costa la energía de la banda sinóptica (0,5 a 0,0625 cpd) explicó entre un 39% y un 47% del total de energía en la velocidad del viento (Tabla 5). En la componente perpendicular a la costa la energía explicada por la banda sinóptica fluctuó entre el 17,1% y 21,2 % de la energía del viento, para los cuatro años de estudio. Dentro de estos cuatro años destacó el año 2007 y 2008, en los cuales la banda sinóptica, en su componente paralela a la costa, explicó entre el 47,7% y 46,5%.

El estrés del viento sinóptico acumulado para la componente a lo largo de la costa de los años 2006, 2007, 2008 y 2009 mostró una importante variabilidad interanual (Fig. 6). Los primeros meses del año acumularon estrés positivo (favorable a surgencia), especialmente en el año 2009. Desde los meses de abril y mayo los eventos sinópticos favorecieron el hundimiento costero hasta, aproximadamente, el mes de Septiembre. Desde este mes hasta fines de Diciembre nuevamente la banda sinóptica contribuye con viento acumulado favorable a surgencia. Por lo tanto, la serie de tiempo se pudo dividir en **Periodo I:** verano y parte del otoño, donde existe una predominancia de viento sinóptico favorable a surgencia (estrés positivo). **Periodo II:** otoño e invierno, con predominio del viento favorable a hundimiento (estrés negativo), y **Periodo III:** primavera y verano, con regreso al dominio de viento sur. Esto implica que el viento sinóptico varía en su intensidad y dirección a lo largo del año.

Según lo anterior, los años 2006, 2007 y 2008 mostraron un periodo I semejante, alcanzando un máximo acumulado cercano a 40 Nm^{-2} (aproximadamente). El período I del año 2009 fue el que mostró un máximo de stress acumulado llegando a los 50 Nm^{-2} . Durante el periodo II, los años 2006 y 2008 experimentaron descensos en torno a los 25 Nm^{-2} y 30 Nm^{-2} , respectivamente. De estos años se pudo inferir un predominio de viento norte con magnitudes lo suficientemente altas como para generar que el viento acumulado disminuyera. Los años 2007 y 2009, del mismo periodo II, mostraron vientos desde el norte más débiles ya que el viento acumulado se mantuvo en una meseta o en un leve ascenso. En el periodo III el viento acumulado ascendió nuevamente alcanzando un máximo cercano a 110 Nm^{-2} , en el año 2009, y en torno a 100 Nm^{-2} , en el año 2007.

4.2.2. Análisis de la variabilidad del estrés de viento (años 2006 al 2009).

Con la componente a lo largo de la costa de la serie de viento original se calculó la duración, en días, de los eventos de viento favorable a surgencia (donde el viento sur se mantiene positivo) y a hundimiento costero (donde el viento norte se mantiene negativo). Se determinó de esta manera el número de eventos, según duración en el tiempo, para los eventos de viento sur y norte en cada una de las estaciones de los cuatro años en estudio. Según este análisis el evento más largo duró 13 días y ocurrió en el verano del año 2009 (Fig. 7a1). Junto con esto se calculó el estrés acumulado para cada escala temporal utilizada (Fig. 7b). Para ambos casos se incluyeron los cuatro años de estudio (2006, 2007, 2008 y 2009) con distintos colores.

Durante el verano (Fig.7a), los eventos de 1 día de duración fueron los más frecuentes alcanzando entre 50 y 70 eventos por año, favorables a surgencia (vientos positivos) y favorables a hundimiento (negativos). Dentro de esta escala de tiempo, los vientos provenientes del norte acumularon interanualmente un mayor número de eventos que los provenientes del sur. Los eventos de 2 días de duración no superaron los 10 eventos por año, en el caso de viento norte y sur, respectivamente. Entre los 3 y 15 días, el número de eventos fue inferior en número y sólo se registró la presencia de eventos favorables a surgencia, entre 1 y 6 eventos por año. En esta

época del año, el estrés de viento acumulado en un día mostró mayores valores durante eventos favorables a hundimiento que durante surgencia, entre 3 y 10 Nm^{-2} por año. En los eventos mayores a 2 días de duración el estrés acumulado fue mayor en viento favorable a surgencia. Entre 3 y 15 días se registró estrés positivo, correspondiente a viento favorable a surgencia, acumulando entre 5 y 20 Nm^{-2} por año y en conjunto en este periodo fue donde mayor estrés se registró. Durante 3 y 15 días se acumula un alto stress de viento favorables a surgencia, se debe considerar que la cantidad de eventos registrados es baja comparado con un día que presenta una amplia cantidad de eventos pero el estrés que acumulan estos eventos son inferiores.

Durante el otoño (Fig. 7b), el número de eventos de un día de duración fluctuó entre 50 y 70 por cada año, tanto en el caso de viento favorable a surgencia como a hundimiento costero. El número de eventos disminuyó en periodos de dos días y en periodos entre 3 y 15 días alcanzó a 10 eventos. El estrés de viento acumulado para esta estación del año, mostró valores de 10 a 50 Nm^{-2} por año, para eventos de 2 a 4 días de duración y con dirección hacia el sur. Durante otoño existió una acumulación de estrés de viento favorable a surgencia, con periodos entre 1 y 8 días. El viento favorable a surgencia alcanzó una mayor presencia hasta los 8 días. Por otro lado, el viento favorable a hundimiento alcanzó una mayor acumulación en eventos que persistieron por 1 y 2 días.

En invierno (Fig. 7c) hubo menor presencia de eventos de 1 día de duración. Comparativamente con las otras estaciones del año se registraron más casos de vientos favorables a hundimiento (entre 50 y 100 eventos por año). Para eventos de mayor duración la cantidad de éstos decreció considerablemente, tanto en el caso favorable a surgencia como hundimiento. En esta época del año y en la escala de los 3 a 15 días, se registraron entre a 1 y 7 eventos por año en ambos tipos de viento. El estrés de viento acumulado por estos eventos fue superior a lo que ocurrió en verano, otoño y primavera. El viento favorable a hundimiento presentó una mayor acumulación de estrés para los cuatro años. Este viento acumulado se observó en eventos desde 1 día (menor acumulación) a 2 días y luego desde 3 a 15 días de duración. En estos dos últimos grupos el viento acumulado se concentró alcanzando 3 a 40 Nm^{-2} por año. Del mismo modo, en invierno

se registró una acumulación de viento sur entre 3 y 15 días pero en un rango inferior (5 a 10 Nm⁻²), comparado con los eventos de viento favorable a hundimiento.

Durante primavera (Fig. 7d) la mayor cantidad de eventos tuvo una duración inferior a 1 día, con 50 a 70 eventos anuales para ambos tipos de viento (surgencia y hundimiento). Para cada año, los eventos de dos días de duración disminuyeron abruptamente, siendo en su mayoría favorables a surgencia. En la escala de 3 a 15 días de duración, la cantidad de eventos fue aún menor (1 - 10), observándose sólo eventos de viento favorable a surgencia. El gráfico de estrés de viento acumulado en primavera (Fig. 7b.2) mostró que durante 1 día se acumuló un menor estrés anual (5 - 10 Nm⁻²). Para esta misma escala se observó una mayor acumulación de estrés en el caso de viento norte (favorable a hundimiento). Luego, en la escala de dos días existió una mayor acumulación de estrés de viento sur (2 - 18 Nm⁻²). En el caso de 3 a 15 días se registró un estrés acumulado mayoritariamente de viento sur (favorable a surgencia) en torno a 3 a 38 Nm⁻² anualmente.

El mismo análisis se realizó con la señal del viento sinóptico (Fig. 8). Se observó que la cantidad de eventos en 1 día disminuyó y que la acumulación de estrés de viento en un día fue cercana a cero. Eventos de vientos favorables a surgencia y hundimiento se registraron durante las cuatro estaciones del año con distintas dominancias (favorable a surgencia y hundimiento). De esta manera en épocas estivales (Fig. 8a y 8d) (primavera y verano) dominaron los eventos favorables a surgencia pero no se excluyó la presencia de eventos favorables a hundimiento. De igual manera durante épocas invernales (Fig. 8b y 8c) (otoño y primavera) dominaron eventos favorables a hundimiento pero también se registraron eventos favorables a surgencia. Este análisis indica que no es proporcional la cantidad de eventos registrados con el estrés acumulado. Sin embargo, en el estrés acumulado durante el año se observó que en el caso de primavera y verano los eventos se registraron en un amplio rango de duración. Por otro lado en el caso de otoño e invierno el rango de duración de los eventos fue inferior a 8 días.

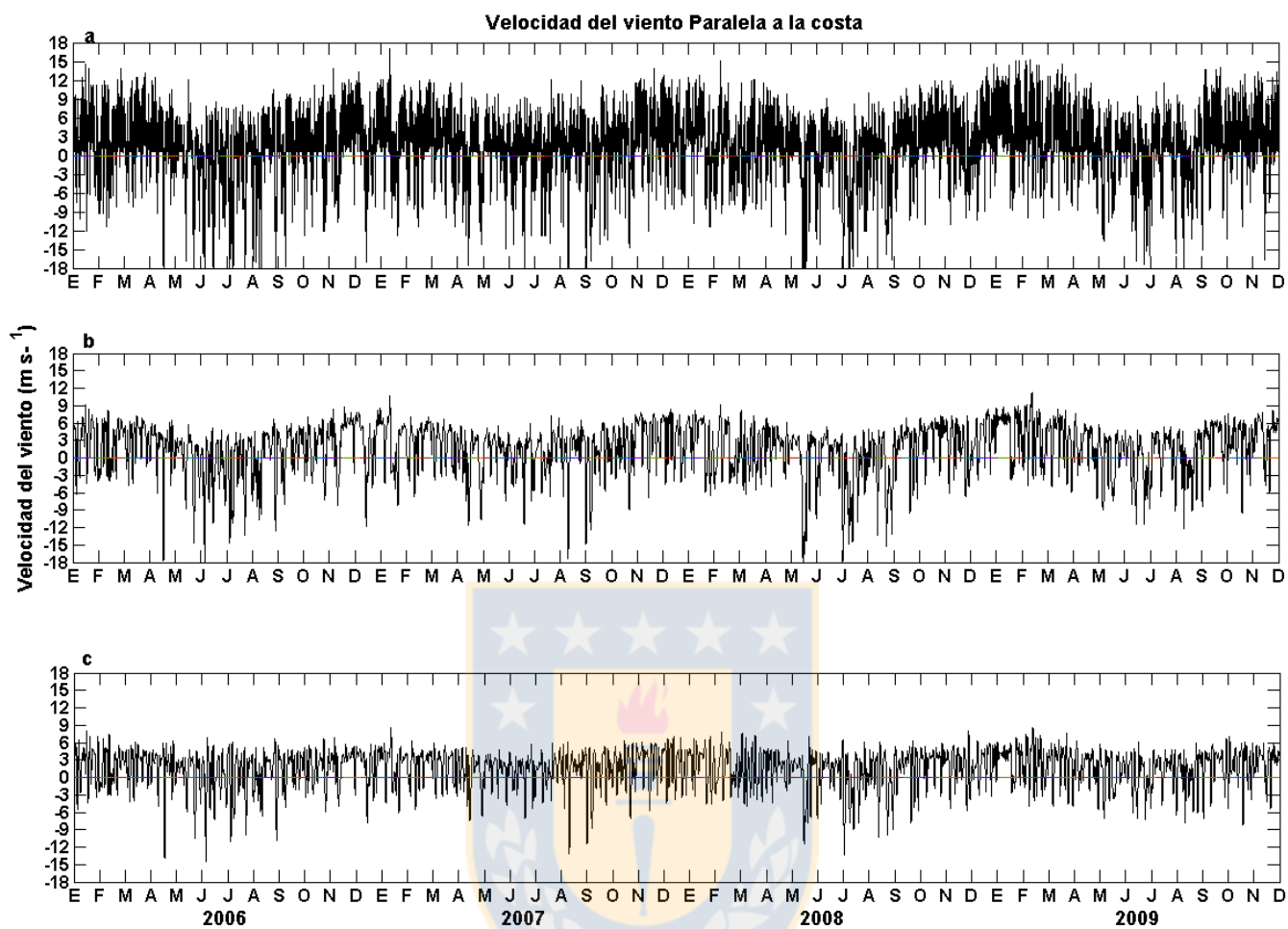


Figura 4. Serie de tiempo de velocidad del viento paralelo a la costa, años 2006, 2007, 2008 y 2009. a) Velocidad del viento original, b) Serie velocidad del viento subinercial, c) Serie velocidad del viento sinóptico.

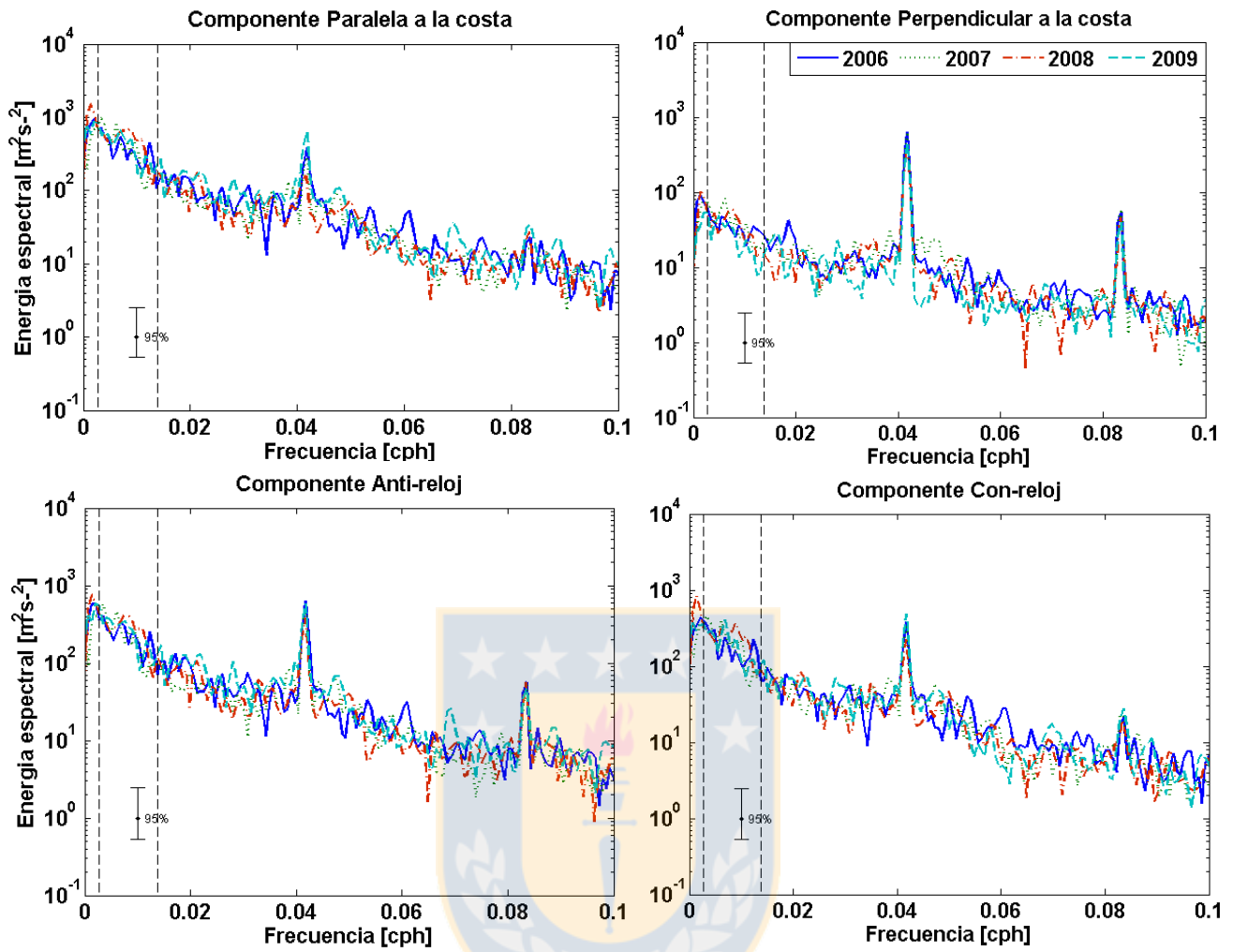


Figura 5. Espectros de viento medido Carriel Sur de los años 2006, 2007, 2008 y 2009. Panel Superior: Espectros de la componente paralela y perpendicular a la costa. Panel Inferior: Espectros rotatorios Anti-reloj y Con-reloj.

Tabla 5: Porcentaje de la energía espectral. Explicada por la banda sinóptica del viento paralelo y perpendicular a la costa. Años: 2006, 2007, 2008 y 2009.

	Paralelo a la costa	Perpendicular a la costa
Año	% Energía sinóptica	% Energía sinóptica
2006	40,1	17,1
2007	47,7	19,2
2008	46,5	21,2
2009	39,5	17,8

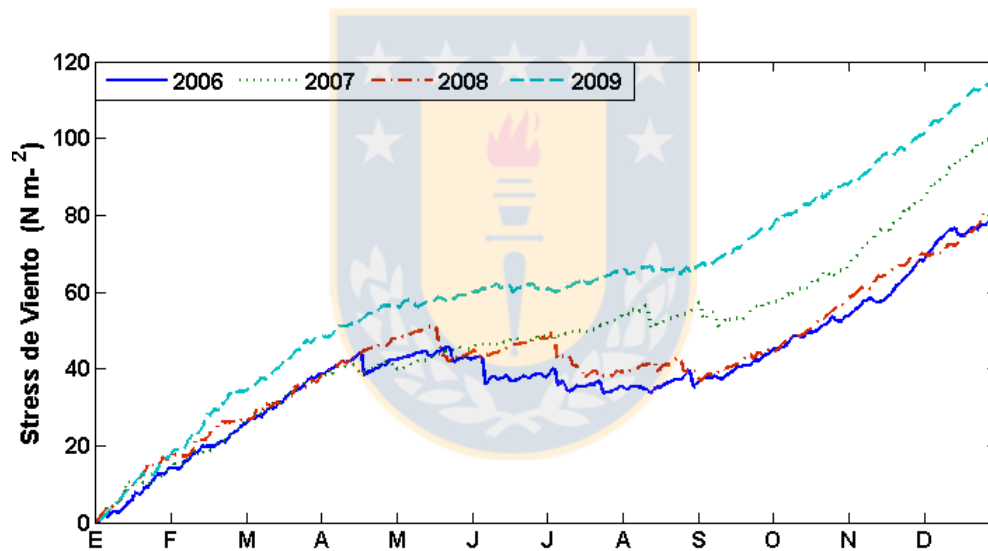


Figura 6. Estrés de viento acumulado. Serie sinóptica a lo largo de la costa de los años 2006, 2007, 2008 y 2009. Estación Carriel Sur.

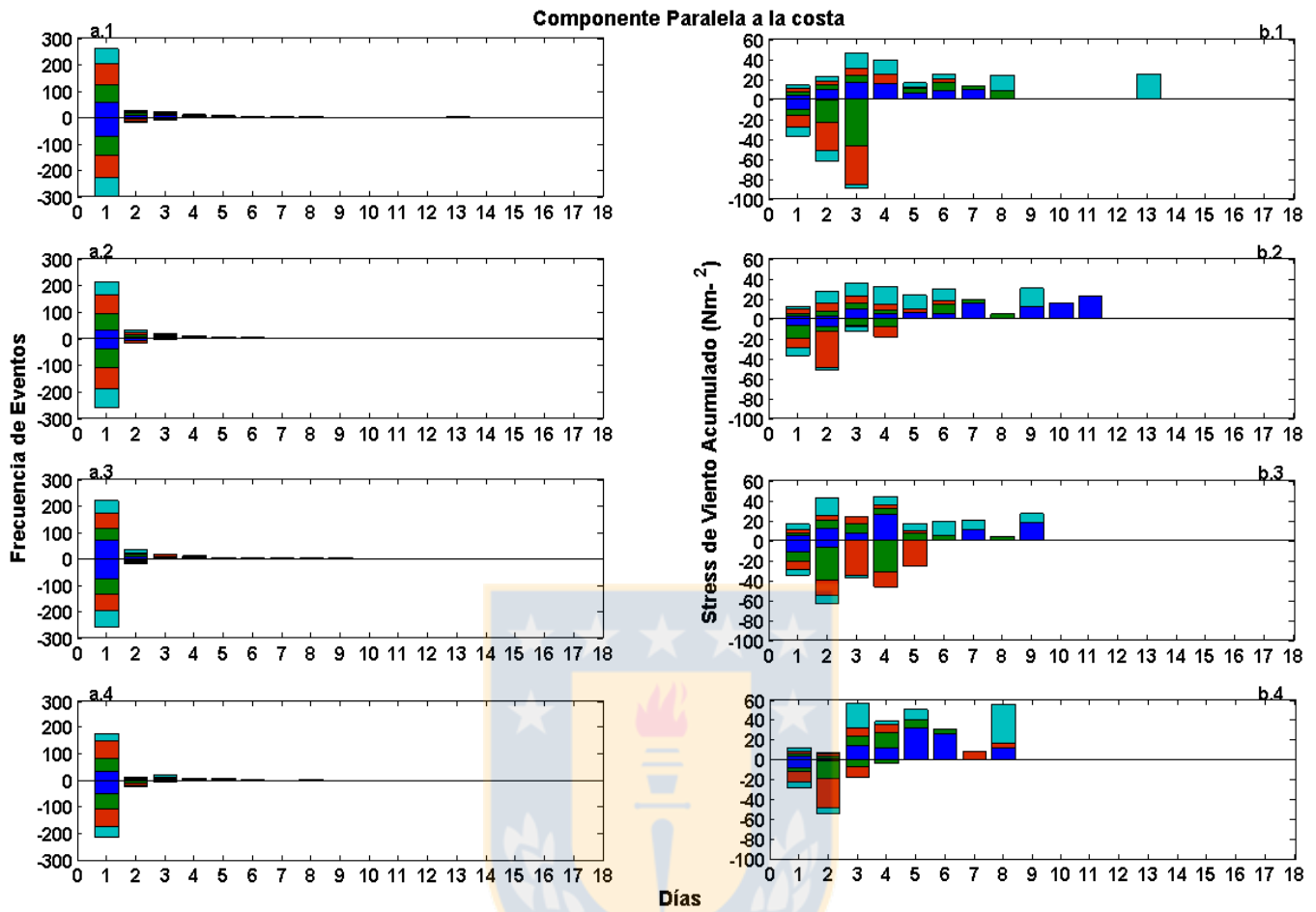


Figura 7: Análisis de viento. Duración (en días) de eventos con estrés de viento positivo (favorable a surgencia) y negativo (favorable a hundimiento). Serie original del viento paralelo a la costa en Carriel Sur (2006: azul, 2007: verde, 2008: rojo, 2009: celeste): a) Frecuencia de eventos durante los años 2006, 2007, 2008 y 2009: a.1) verano, a.2) otoño, a.3) invierno, a.4) primavera. b) Estrés de viento acumulado durante los años 2006, 2007, 2008 y 2009: b.1) verano, b.2) otoño, b.3) invierno, b.4) primavera.

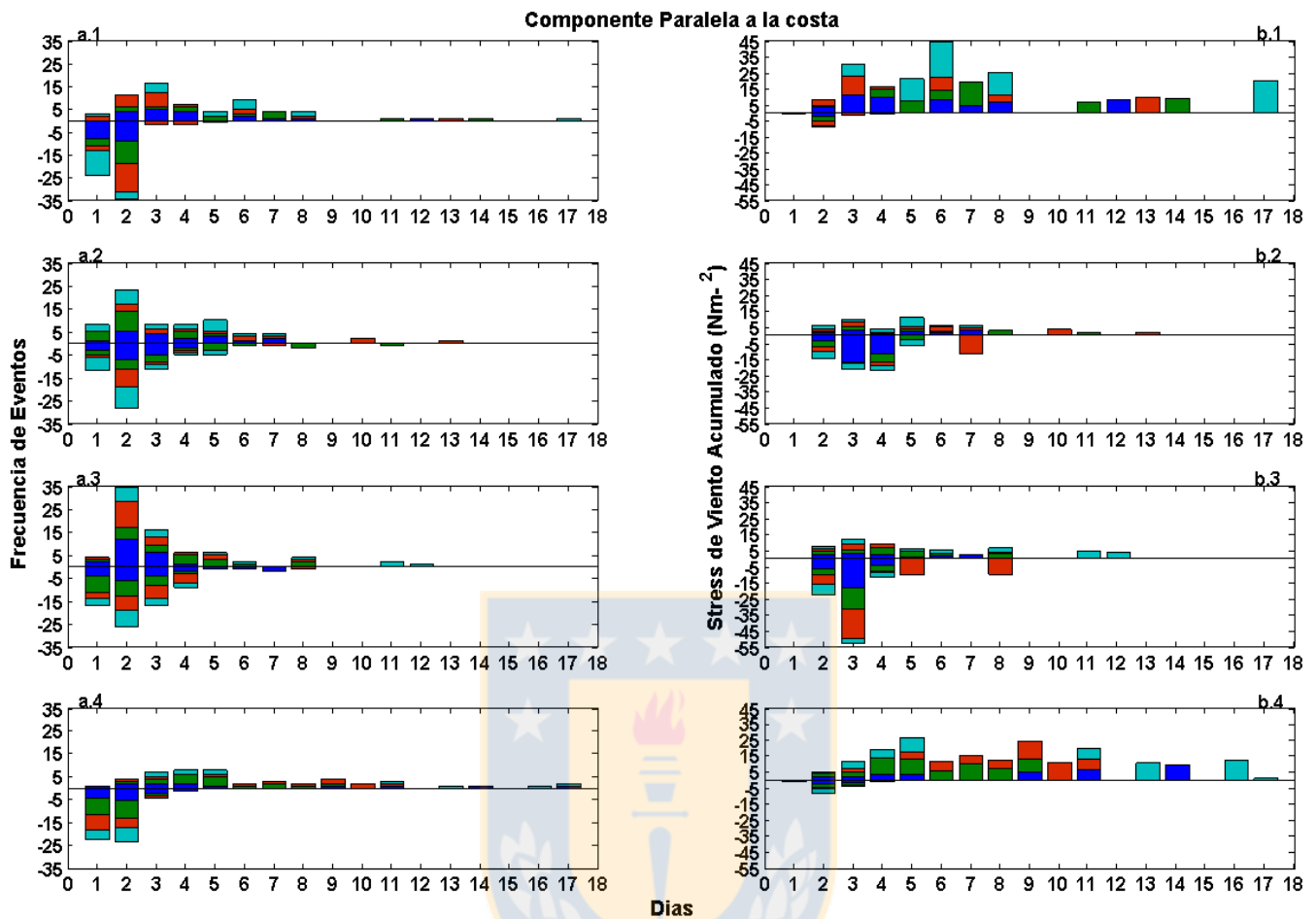


Figura 8: Análisis de viento sinóptico. Duración (en días) de eventos con estrés de viento positivo (favorable a surgencia) y negativo (favorable a hundimiento). Serie de viento sinóptica de la componente del viento a lo largo de la costa en Carriel Sur (2006: azul, 2007: verde, 2008: rojo, 2009: celeste): a) Frecuencia de eventos durante los años 2006, 2007, 2008 y 2009: a.1) verano, a.2) otoño, a.3) invierno, a.4) primavera. b) Estrés de viento acumulado durante los años 2006, 2007, 2008 y 2009: b.1) verano, b.2) otoño, b.3) invierno, b.4) primavera.

4.2.3. Casos de estudio: viento y corriente sinóptica en los años 2006 y 2007

Verano 2006

La serie de verano de 26/01/2006 al 26/02/2006 (Tabla 4) mostró un estrés de viento sinóptico paralelo a la costa variable, con días favorables a surgencia y hundimiento costero (Fig. 9). El estrés de viento del sur a lo largo de la costa mostró tres máximos cercanos a $0,08 \text{ Nm}^{-2}$ mientras que el estrés desde el norte alcanzó valores de $0,01 \text{ Nm}^{-2}$. La componente paralela a la costa de la corriente sinóptica alcanzó valores de 15 cms^{-1} hacia el norte en superficie, y 15 cms^{-1} hacia el sur bajo la superficie. Con viento desde el sur la columna de agua tendió a mostrar dos capas de circulación, con una capa superficial siguiendo al viento y una capa de fondo con dirección opuesta. Con viento desde el norte la tendencia es sólo una capa de circulación con dirección hacia el sur. La corriente sinóptica perpendicular a la costa mostró un predominio hacia la costa en superficie y costa afuera en los niveles de fondo.

Durante este muestreo se registró los siguientes tipos de viento sinóptico: viento débil (458 eventos), seguido por sur moderado (191), sur intenso (95) y norte moderado (24) (Fig. 10). No se registraon eventos de viento norte intenso (Fig. 10). En términos del estrés acumulado, el viento sur (intenso y moderado) acumuló mayor energía.

En promedio, la corriente paralela a la costa presentó una estructura de dos capas con un flujo superficial hacia el norte y un flujo subsuperficial hacia el sur (Fig. 11). Esto fue consistente con la dominancia de viento desde el sur en el periodo de estudio. La componente perpendicular a la costa también mostró una estructura media de dos capas con un flujo superficial a la costa y uno costa afuera por el fondo.

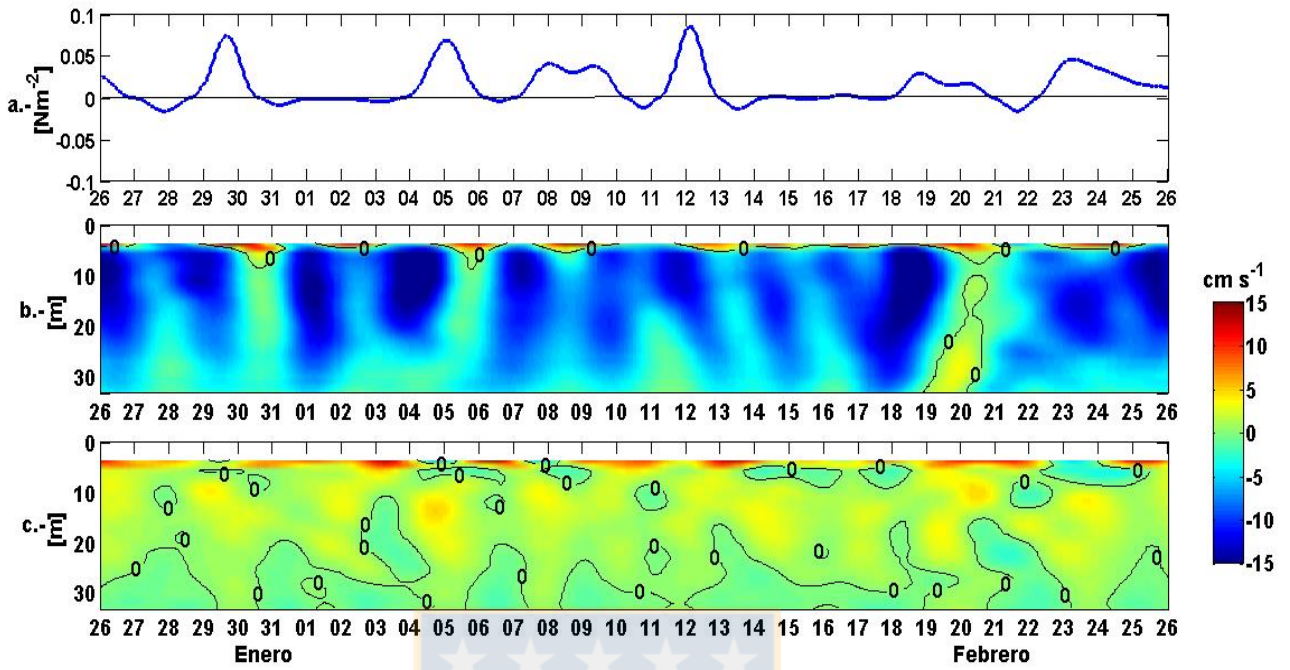


Figura 9: Serie 2006. a) Estrés de viento sinóptico paralelo a la costa, b) Corriente sinóptica paralela a la costa. c) Corriente sinóptica perpendicular a la costa del 26/01/2006 al 26/02/2006.

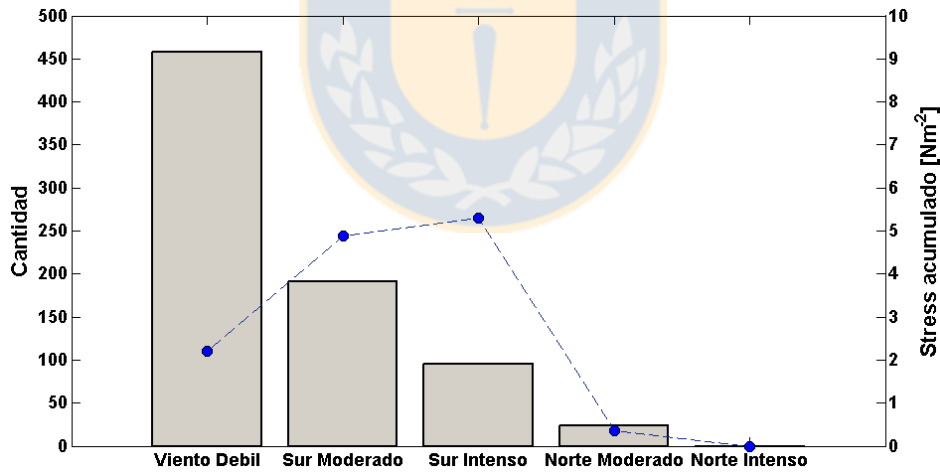


Figura 10: Tipos y estrés de viento sinóptico, serie 2006. Tipos de viento paralela a la costa (barras), registrados en la serie de verano desde 26/01/2006 al 26/02/2006. Estrés acumulado para cada tipo de viento sinóptico paralela a la costa (línea azul).

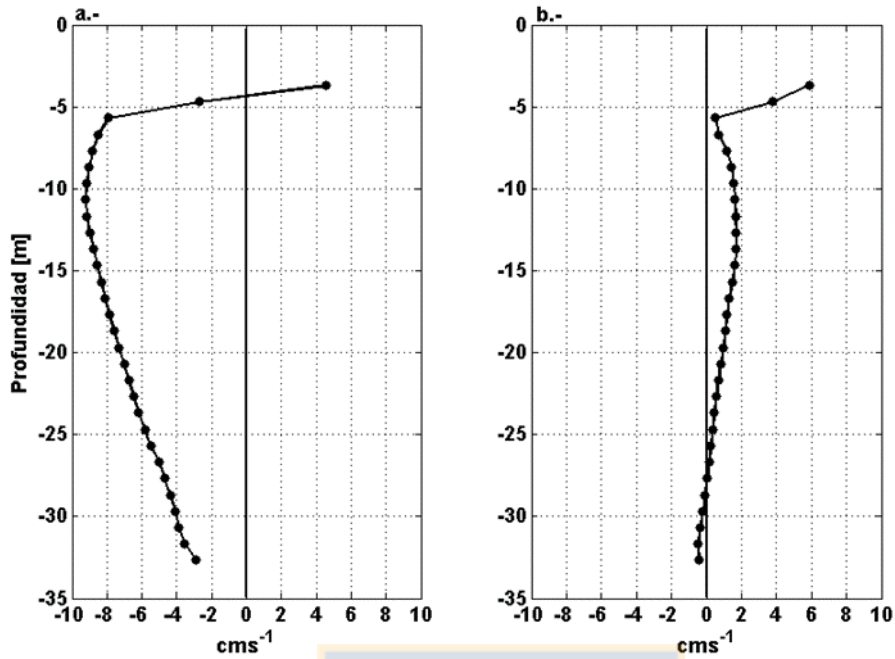


Figura 11: Promedio de velocidad de la corriente sinóptica 2006. a) Componente paralela a la costa, b) componente perpendicular a la costa desde el 26/01/2006 al 26/02/2006..

Primavera 2007

La serie de primavera del 01/11/2007 al 31/12/2007 mostró un estrés de viento sinóptico paralelo a la costa favorable a surgencia costera con valores entre $0,08 \text{ Nm}^{-2}$ y $-0,04 \text{ Nm}^{-2}$ (Fig. 12). La corriente sinóptica paralela a la costa mostró mayores magnitudes en la capa superficial alcanzando 15 cms^{-1} y con dirección hacia el norte. A mayor profundidad dominó la corriente hacia el sur. La corriente perpendicular a la costa fue inferior que la componente paralela alcanzando valores entre -5 cms^{-1} y 5 cms^{-1} .

En esta serie de primavera se identificaron 572 eventos de viento sur moderado, 272 de viento sur intenso, 14 de viento norte intenso, 67 de viento norte moderado y 539 de viento débil (Fig.13). El viento predominante, por tanto, fue el viento favorable a surgencia costera y el viento débil. Los que concentraron mayor estrés acumulado fueron el viento sur (moderado e intenso).

En promedio la corriente paralela a la costa presentó una estructura vertical media de dos capas, una capa superficial con dirección al norte y una segunda capa bajo los 5 m con dirección al sur. En promedio la velocidad fluctuó entre, aproximadamente 6 cm s^{-1} y -4 cm s^{-1} (Fig.14). En promedio la componente perpendicular a la costa fluctuó entre 2 cm s^{-1} y -2 cm s^{-1} . Por sobre los 5 m la corriente fue hacia la costa, entre los 5 m y 8 m costa afuera y bajo los 10 m la corriente volvió a presentar una dirección hacia la costa. La corriente sinóptica mostró una mayor magnitud en la velocidad a lo largo de la costa comparativamente respecto a la componente perpendicular.

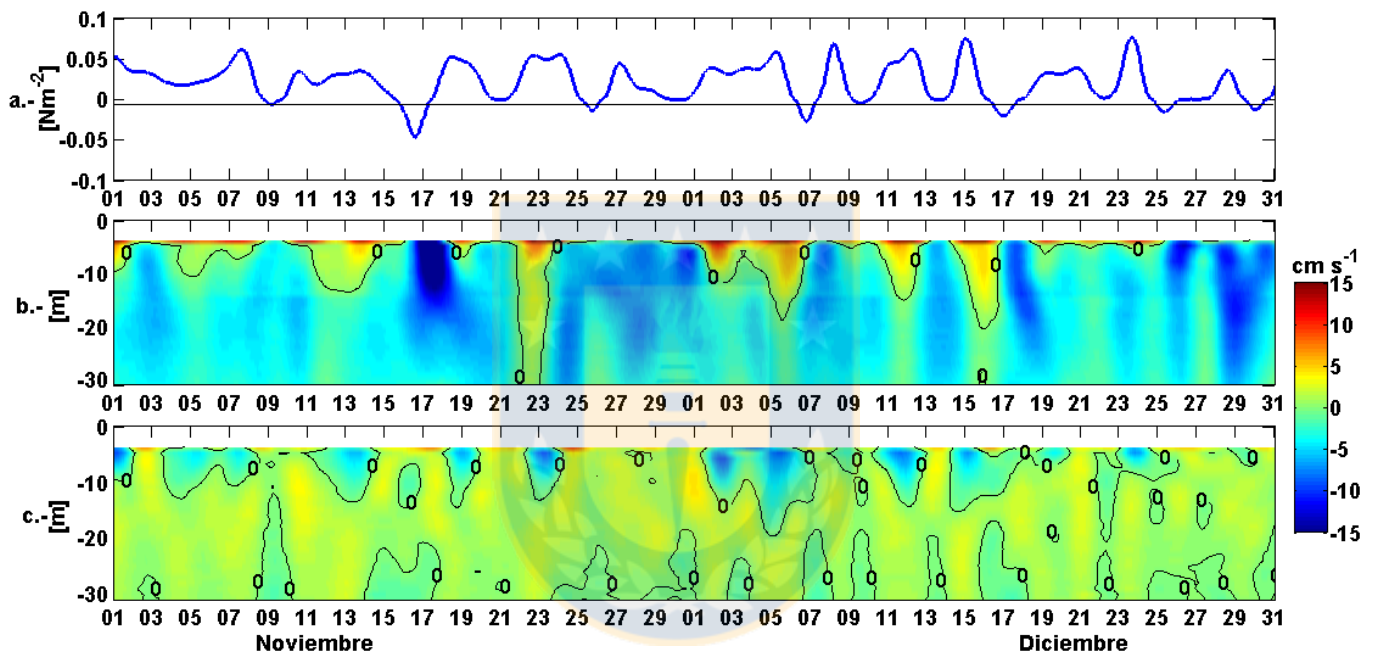


Figura 12: Serie 2007. a) Estrés de viento sinóptico paralelo a la costa, b) Corriente sinóptica paralela a la costa. c) Corriente perpendicular a la costa del 01/11/2007 a 31/12/2007.

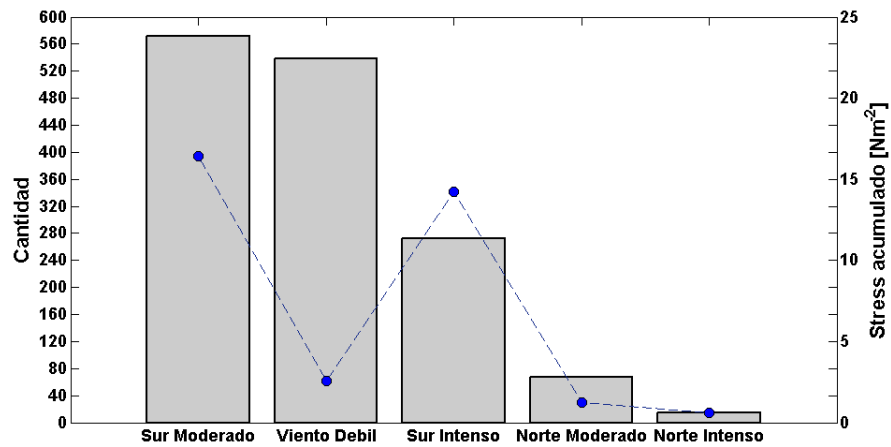


Figura 13: Tipos y estrés de viento sinóptico, serie 2007. Tipos de viento sinóptico (barras) paralelo a la costa, desde el 01/11/2007 al 31/12/2007. Estrés acumulado para cada tipo de viento sinóptico paralelo a la costa (línea azul).

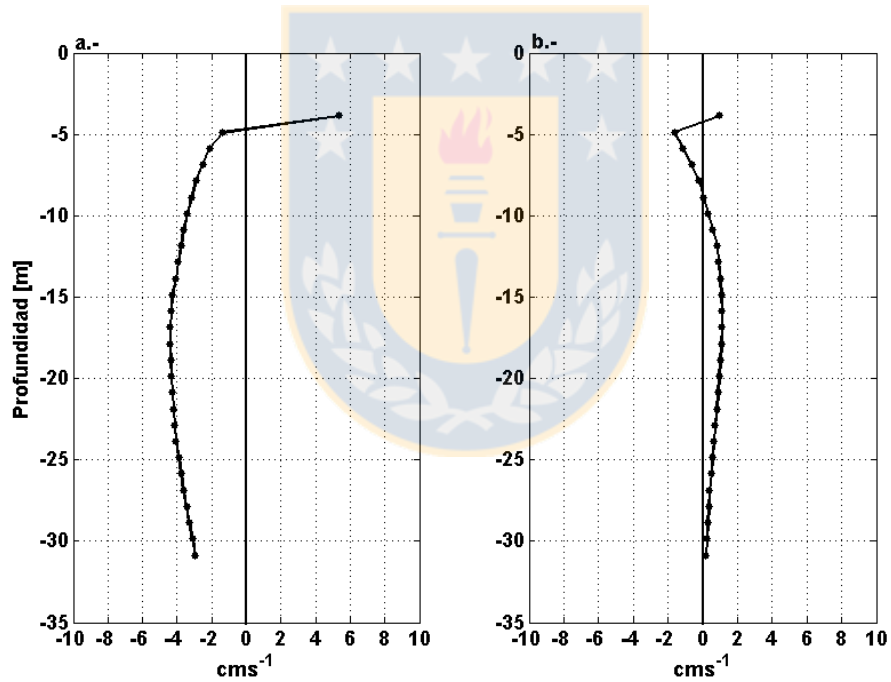


Figura 14: Promedio de velocidad de la corriente sinóptica 2007. a): Componente paralela a la costa, b) Componente perpendicular a la costa desde 01/11/2007 al 31/12/2007.

5. DISCUSION

La plataforma interior (PI) adyacente a la desembocadura del río Itata constituye una interfaz natural entre el océano profundo y la influencia terrestre donde convergen distintos forzantes en escalas espacio temporales diferentes. Esto provoca que la PI adyacente a la desembocadura del río Itata sea una zona compleja y de alta importancia oceanográfica. Una amplia variedad de procesos inducen la circulación en este lugar, incluyendo ondas de gravedad superficial, mareas, plumas de boyantez y vientos (Lentz and Fewings 2012). Este último juega un rol importante en la circulación costera alrededor del mundo (Austin and Lentz 2002), implicando una redistribución no sólo de calor y salinidad (Austin and Lentz 2002), sino también de larvas, nutrientes, aguas de bajo contenido de oxígeno, sedimentos y compuestos con toxicidad entre la costa y el océano abierto (Garland et al. 2002; Grantham et al. 2004; Dudas et al. 2009).

5.1 El viento sinóptico, su importancia y variación a lo largo del año

El viento sinóptico obtenido en el aeropuerto de Carriel Sur y en Punta Hualpén durante los años 2000 al 2009 se clasificó en cinco grupos: débil, sur intenso, sur moderado, norte intenso y norte moderado. En promedio el viento sur intenso y sur moderado generó una respuesta en la corriente de dos capas. Una capa superficial que sigue al viento, y una subsuperficial con dirección opuesta. En promedio el viento débil, norte intenso y norte moderado generaron una estructura de una capa con dirección hacia el sur, la cual siguió al viento.

Este viento fue influenciado por diferentes señales que al acoplarse intensificaron la magnitud de la velocidad del viento sinóptico. Por ejemplo, el periodo diurno se correlaciona positivamente con la intensidad del viento sinóptico (Sobarzo et al. 2010). Mientras que la variabilidad sinóptica del viento desde el suroeste responde a la dinámica del Anticiclón del Pacífico Sur y su interacción con los centros de baja presión continentales (Garreaud and Muñoz 2005; Aguirre et al. 2014), la variabilidad diaria en el viento responde al calentamiento diferencial entre océano y continente (Lerczak et al. 2001). Otra interacción importante observada en el presente estudio es aquella entre la variabilidad estacional y sinóptica en el viento. El viento a lo largo de la costa en esta zona es caracterizado por una alta variabilidad

estacional debido a la migración meridional del Anticiclón del Pacífico Sur (Sobarzo et al. 2007; Letelier et al. 2009) generando una diferencia significativa entre el verano-primavera, donde domina el estrés favorable a surgencia, y otoño-invierno, donde domina el estrés favorable a hundimiento. Estas fluctuaciones estacionales dan la ciclicidad de baja frecuencia a la series de viento, las cuales al acoplarse con la variabilidad sinóptica potencian la velocidad del viento. El análisis del viento entre los años 2000 al 2009 indicó que la varianza explicada por el periodo diurno es cercano al 10% y la variabilidad estacional al 20%. La variabilidad sinóptica, por su parte, fue $> 40\%$ con respecto al total de la varianza del viento. El periodo diurno explicó la mayor varianza en la componente perpendicular a la costa. La banda sinóptica y estacional dominaron en la componente a lo largo de la costa. Aguirre et al., 2014 exploraron los efectos de la variación sinóptica en el estrés de viento y flujo de calor en el océano en Chile centro-sur (hasta 200 km costa afuera). Ellos utilizaron dos modelos que mostraron que los máximos de variabilidad de la temperatura superficial de mar y del estrés de viento ocurren en los primeros 30 km desde la costa, zona que consideran como plataforma interior.

El viento sinóptico se observó a lo largo de todo el año, tanto durante eventos favorables a surgencia como hundimiento costero. Sin embargo, durante el invierno dominó el estrés acumulado favorable a hundimiento costero, mientras que en el verano y primavera dominó el estrés acumulado favorable a surgencia.

5.2 Corriente sinóptica

Estas corrientes han sido atribuidas a la variabilidad sinóptica propia del régimen de vientos de la zona central de Chile (Sobarzo and Djurfeldt 2004; Garreaud and Muñoz 2005). Este estudio deja en evidencia la importancia de las corrientes sinópticas sobre la PI a lo largo del año. La mayor densidad de energía en las corrientes se encontró en la banda sinóptica entre 2 y 16 días, para ambas componentes. Comparativamente la corriente paralela a la costa capturó mayor varianza de las fluctuaciones sinópticas (61% - 55%), que la componente perpendicular a la costa (26% - 10%). En promedio, las fluctuaciones sinópticas de estas corrientes explicaron

entre el 47% y 56% de la varianza total de la corriente en la PI. Estas corrientes se alinearon con la batimetría de la zona con un eje de máxima varianza (EMV) que explicó cerca del 95% en media agua y en torno al 90% en el fondo. La elipticidad de estas corrientes fue mayor en la superficie y en el fondo, asociada a la dispersión debido a la fricción del viento en la superficie y de la fricción de fondo.

Entre los años 2006 y 2009 la corriente sinóptica a lo largo de la costa en la PI fue mayor que la componente perpendicular a ésta debido a la restricción que le impone el límite costero y a la reducción de la profundidad. Esto fue consistente con lo señalado por Lentz and Fewings, 2012, quienes indicaron que existe una polarización evidente entre la variabilidad de la corriente paralela y perpendicular a la costa en varias plataformas continentales (Oregon, California, Mid-Atlantic Bight) de Estados Unidos. Su estudio indicó que la desviación estándar de la corriente en la componente paralela a la costa varía entre 0,05 y 0,2 ms^{-1} y no depende de la profundidad o distancia a la costa. Además, el flujo a lo largo de la costa es más intenso sobre la PI que sobre la plataforma media y exterior. En la componente perpendicular a la costa la desviación estándar fue menor (0,01 y 0,05 ms^{-1}), incrementando con la distancia a la costa y cercana a cero cerca de la costa. En la PI frente a Concepción durante el año 2009 la desviación estándar de la corriente sinóptica en la componente paralela y perpendicular a la costa fue 0,01 ms^{-1} y 0,007 ms^{-1} , respectivamente, lo cual coincide con la diferencia entre las componentes comparado con otras PI.

El análisis de funciones ortogonales empíricas de la corriente sinóptica (Fig.8, manuscrito) mostró un primer modo dominante (modo 1) que explicó el 84% de la variabilidad y un modo 2 que explicó el 7%. Este análisis de la corriente sinóptica a lo largo de la costa mostró dos tipos de estructuras verticales medias. Una de una sola capa con amplitud entre 6 cms^{-1} y 2 cms^{-1} y la otra con dos capas y con amplitud menor, entre 4 cms^{-1} y -2 cms^{-1} . Sobarzo et al., 2010 indicaron que la estructura de dos capas es característica de primavera y verano. En Aguirre et al. (2014) se observó esta estructura de dos capas en series de verano, para corrientes impulsadas por la variabilidad sinóptica. En general, esta estructura ha sido observada en otras regiones de

surgencia (Lentz 1994; Noble et al. 2002; Sobarzo and Djurfeldt 2004; Drake et al. 2005). Esta estructura se evidencia en la Figura 15.

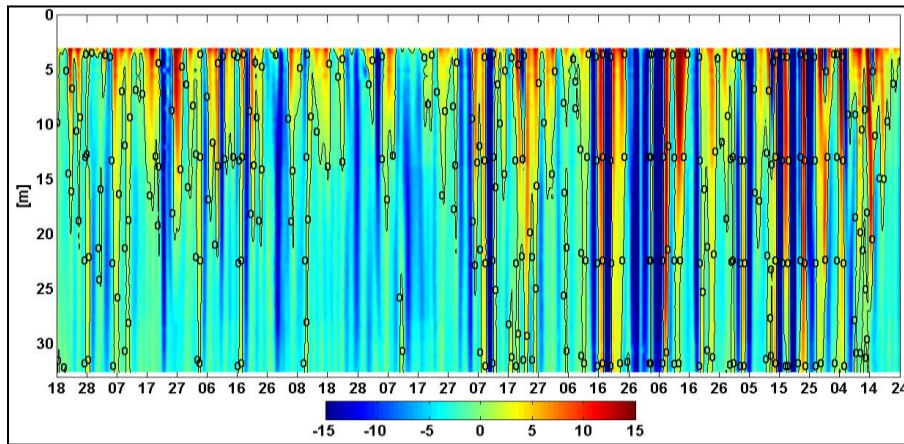


Figura 15: Corriente sinóptica (cms^{-1}) a lo largo de la costa sobre la PI. Desde el 18 de Diciembre de 2008 al 29 de Septiembre de 2009.

5.3 Cambios térmicos en la PI

El viento sinóptico tuvo implicancias sobre la temperatura en la PI durante los periodos de verano de los años 2008 y 2009 (Fig. 9 y 12, manuscrito). En estos casos se identificó un periodo de enfriamiento con dominio de viento favorable a surgencia que causó un ascenso de 50 m de la isoterma de 11°C . En el segundo caso se observó un periodo de calentamiento donde dominó el viento débil (favorable a surgencia y hundimiento), causando un descenso de la isoterma de 11°C en, aproximadamente, 70 m. En estos periodos el viento norte (intenso y moderado) y débil genera una respuesta de una capa en la corriente, hacia el sur, y un aumento de la temperatura. A diferencia de esto, el viento sur (intenso y moderado) genera una respuesta en la corriente de dos capas (superficie hacia el norte, bajo los 10m hacia el sur) acompañado de un descenso de la temperatura.

5.4 Relación corriente-viento sinóptico

En el presente estudio la circulación sobre la PI fue inducida, en mayor medida, por la variabilidad sinóptica del viento. Las variaciones del viento sinóptico pueden tener una mayor respuesta sobre la circulación en la PI que sobre la plataforma media (Cudaback et al. 2005).

La correlación entre la corriente sinóptica y el viento sinóptico a lo largo de la costa en la PI frente al río Itata es positiva y disminuyó con la profundidad (0,7 a 0,25). Por otra parte, no existió correlación significativa entre el viento a lo largo de la costa y la corriente perpendicular a la costa. Según Cudaback et al. (2005), la correlación entre el viento y la corriente en la PI varía en el tiempo y espacio, lo cual coincide con los resultados obtenidos en el análisis de correlación cruzada (entre viento y corriente) con wavelet (Fig. 5, manuscrito).

Costa afuera de la PI el viento paralelo a la costa es el responsable de la circulación transversal a la costa debido al transporte de Ekman generado, este concepto de circulación es modificado en la PI. Por lo tanto, resultados obtenidos en esta investigación permiten modificar el esquema (Fig. 16) conceptual propuesto por Sobarzo and Bravo (2009). El flujo a lo largo de la costa en la PI es inducido localmente por el estrés de viento el cual es balanceado por el gradiente de presión a lo largo de la costa y por la fricción de fondo. De esta manera se explica la estructura vertical de la corriente de dos capas y de una capa en la componente paralela a la costa. Este flujo dominante hacia el sur bajo la superficie ha sido observado por otros autores (Lentz 1994; Drake et al. 2005; Sobarzo et al. 2010; Lentz and Fewings 2012).

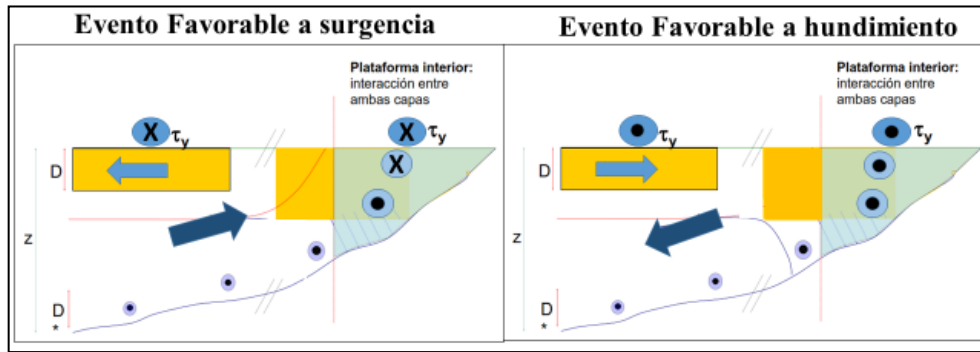


Figura 16: Esquema modificado de la circulación en la plataforma interior. D: Capa Ekman superficial; D*: Capa Ekman de fondo; z: profundidad; τ_y : stress de viento a lo largo de la costa; •: flujo hacia el Ecuador; x; flujo hacia el Polo.

Por otro lado el flujo en la componente perpendicular sobre la PI es pequeño frente al flujo a lo largo de la costa y no se correlaciona significativamente al viento sinóptico. Estudios en el hemisferio norte (PI de Oregon y California) han explorado la circulación transversal a la costa y han concluido que ésta es inducida por el viento perpendicular a la costa y las ondas de gravedad superficial (Fewings et al. 2008; Lentz and Fewings 2012).

Una interpretación simplificada de la respuesta de la corriente sinóptica sobre la plataforma interior al viento sinóptico se podría explicar con la siguiente ecuación lineal:

$$y(\tau) = m\tau + P$$

Donde y es la corriente a lo largo a la costa, m es la pendiente de la ecuación, τ es el estrés de viento a lo largo de la costa y P es el gradiente de presión lo largo de la costa. De esta manera la corriente a lo largo de la costa en la plataforma interior responde a dos variables principales, el viento sinóptico y el gradiente de presión meridional. La figura 17 indica el coeficiente de determinación (r^2) entre la corriente y el viento sinóptico para cada nivel de profundidad, de esta manera el viento tiene una implicancia del 50% en la respuesta de la corriente, con un máximo en superficie y decayendo con la profundidad, el efecto gradiente de presión meridional (no calculado en esta tesis) sería quien dominaría bajo la superficie.

Por lo tanto la circulación a lo largo de la costa está modulada por la fricción superficial (estrés de viento) y bajo la superficie la geostrofia.

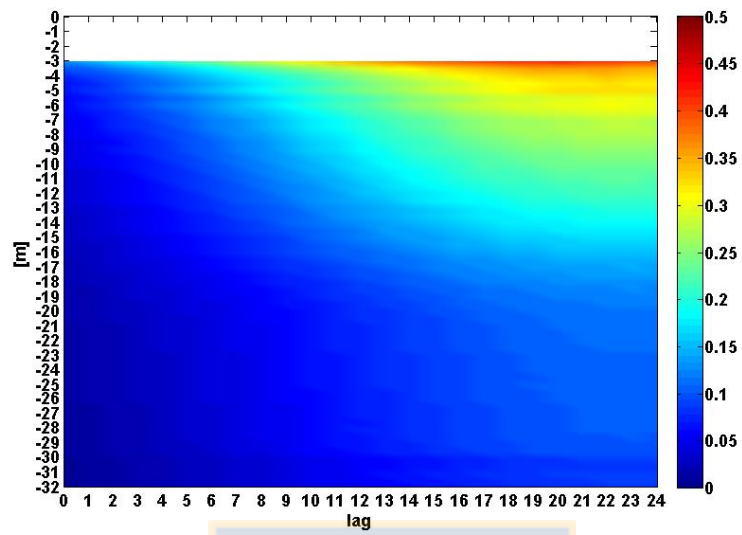
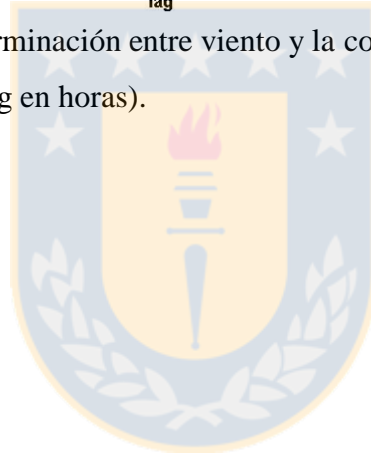


Figura 17: Coeficiente de determinación entre viento y la corriente sinóptica. Viento y corriente paralela a la costa (lag en horas).



6. CONCLUSIONES

1.- La señal sinóptica se acopla y potencia al viento estacional. Esto se evidencia especialmente en épocas invernales.

2.- La variabilidad explicada por la señal sinóptica del viento en la componente paralela a la costa fue del 45% y en la componente perpendicular a la costa fue de un 19%.

3.- El viento sinóptico mostró eventos favorables a surgencia y hundimiento costero durante todo el año. Los más frecuentes son eventos que se prolongan entre 1 y 5 días. Eventos de más de 5 días son menos frecuentes.

4.- La cantidad de eventos sinópticos del viento no fue directamente proporcional al estrés de viento acumulado.

5.- El viento sinóptico mostró, en verano y primavera, eventos favorables a surgencia los cuales se prolongan por más de 5 días. En otoño e invierno prácticamente no se registraron eventos de hundimiento de estas características. En verano y primavera el estrés de viento acumulado fue prácticamente, en su totalidad, favorable a surgencia aun existiendo eventos favorables a hundimiento los cuales acumularon un mínimo de estrés. En otoño e invierno el mayor estrés acumulado se observó en eventos favorables a hundimiento que se prolongaron entre 1 y 4 días.

6.- En general, se observó un mayor estrés de viento sinóptico acumulado favorable a hundimiento en eventos que duraron menos de 5 días y un mayor estrés de viento acumulado para eventos favorables a surgencia que duraron más de 5 días.

7.- Las corrientes sinópticas a lo largo del año se orientaron, principalmente, a lo largo de la batimetría.

- 8.- La corriente sinóptica se acopla y potencia a la señal estacional de la corriente.
- 9.- La mayor energía de las corrientes se encontró en la banda sinóptica entre 2 y 16 días y en la componente paralela a la costa explicando entre el 55 y 61% de la varianza total de las corrientes en la PI. En el caso de la componente perpendicular a la costa las variaciones sinópticas alcanzan entre el 10% y 26% de la varianza total.
- 10.- La correlación entre el viento y corriente sinóptica alcanzó un máximo de 0,7 en superficie y disminuyó con la profundidad a 0,25, con un desfase entre 20 y 24 horas.
- 11.- La corriente sinóptica a lo largo de la costa mostró dos estructuras a diferentes tipos de viento sinóptico: Con viento sur (intenso y moderado) la estructura vertical en promedio fue de dos capas. La capa superficial siguió al viento con dirección al norte y bajo los 10 m de profundidad el flujo medio fue hacia el sur. Esta estructura dominó en épocas estivales con viento favorable a surgencia. Con viento norte (intenso y moderado) y viento débil la columna de agua mostró una circulación de una capa hacia el sur. Esta estructura dominó en época invernal con viento favorable a hundimiento.
- 12.- Tanto o más que las oscilaciones estacionales, las fluctuaciones sinópticas son responsables de cambios térmicos dentro de la PI.

7. Bibliografía

- Aguirre, C., R. D. Garreaud, and J. A. Rutllant. 2014. Surface ocean response to synoptic-scale variability in wind stress and heat fluxes off south-central Chile. *Dyn. Atmos. Ocean.* **65**: 64–85. doi:10.1016/j.dynatmoce.2013.11.001
- Aguirre, C., Ó. Pizarro, P. T. Strub, R. Garreaud, and J. A. Barth. 2012. Seasonal dynamics of the near-surface alongshore flow off central Chile. *J. Geophys. Res.* **117**: C01006. doi:10.1029/2011JC007379
- Alheit, J., and P. Bernal. 1993. Effects of physical and biological changes on the biomass yield of the Humboldt Current ecosystem. *Large Mar. Ecosyst. Mitig. Sustain.* AAAS, Washington, DC 53–68.
- Austin, J. A., and S. J. Lentz. 2002. The Inner Shelf Response to Wind-Driven Upwelling and Downwelling. *J. Phys. Oceanogr.* **32**: 2171–2193. doi:10.1175/1520-0485
- Barber, R. T., and F. P. Chávez. 1986. Ocean variability in relation to living resources during the 1982–83 El Niño. *Nature* **319**: 279–285. doi:10.1038/319279a0
- Barry, R. G., and A. M. Carleton. 2001. *Synoptic and dynamic climatology*, Routledge, Londres, 620pp.
- Belkin, I. M., P. C. Cornillon, and K. Sherman. 2009. Progress in Oceanography Fronts in Large Marine Ecosystems. *Prog. Oceanogr.* **81**: 223–236. doi:10.1016/j.pocean.2009.04.015
- Bravo, L., M. Ramos, M. Sobarzo, O. Pizarro, and A. Valle-Levinson. 2013. Barotropic and baroclinic semidiurnal tidal currents in two contrasting coastal upwelling zones of Chile. *J. Geophys. Res. Ocean.* **118**: 1226–1238. doi:10.1002/jgrc.20128
- Cáceres, M., and D. Arcos. 1991. Variabilidad en la estructura espacio-temporal de un área de surgencia frente a la costa de Concepción, Chile. *Investig. Pesq.* **36**: 27–38.
- Castelao, R. M., T. P. Mavor, J. A. Barth, and L. C. Breaker. 2006. Sea surface temperature fronts in the California Current System from geostationary satellite observations. **111**: 1–13. doi:10.1029/2006JC003541
- Costa, P., B. Gómez, A. Venâncio, E. V. A. Pérez, and V. Perez-Muñuzuri. 2012. OCEANOGRAPHY Using the Regional Ocean Modelling System (ROMS) to improve the sea surface temperature predictions of the MERCATOR Ocean System. *Sci. Mar.* **76(S1)**: 165–175. doi:10.3989/scimar.03614.19E
- Cudaback, C. N., L. Washburn, and E. Dever. 2005. Subtidal inner-shelf circulation near Point Conception, California. *J. Geophys. Res.* **110**: C10007. doi:10.1029/2004JC002608

- Daneri, G., V. Dellarossa, R. Quinones, B. Jacob, P. Montero, and O. Ulloa. 2000. Primary production and community respiration in the Humboldt Current System off Chile and associated oceanic areas Primary production and community respiration in the Humboldt Current System off Chile and associated oceanic areas. *Mar Ecol Prog Ser* **197**: 41–49.
- Drake, P. T., M. A. McManus, and C. D. Storlazzi. 2005. Local wind forcing of the Monterey Bay area inner shelf. *Cont. Shelf Res.* **25**: 397–417. doi:10.1016/j.csr.2004.10.006
- Dudas, S. E., B. A. Grantham, A. R. Kirincich, B. A. Menge, J. Lubchenco, J. A. Barth, and J. A. Current. 2009. Current reversals as determinants of intertidal recruitment on the central Oregon coast. *ICES Journal of Marine Science: Journal du Conseil*, **66 (2)**, 396-407.
- Ekman, V. W. 1905. On the influence of the earth's rotation on ocean currents. *Ark. för Mat. Astron. och Fys.* 51.
- Escribano, R., and C. Morales. 2012. Progress in Oceanography Spatial and temporal scales of variability in the coastal upwelling and coastal transition zones off central-southern Chile (35 – 40 ° S). **95**: 1–7. doi:10.1016/j.pocean.2011.07.019
- Escribano, R., and W. Schneider. 2007. The structure and functioning of the coastal upwelling system off central / southern Chile. *Prog. Oceanogr.* **75**: 343–347. doi:10.1016/j.pocean.2007.08.020
- Le Fevre, J. 1986. Aspects of the biology of frontal systems. In *Advances in marine biology*, **23**, 163-299.
- Fewings, M., S. J. Lentz, and J. Fredericks. 2008. Observations of Cross-Shelf Flow Driven by Cross-Shelf Winds on the Inner Continental Shelf. *J. Phys. Oceanogr.* **38**: 2358–2378. doi:10.1175/2008JPO3990.1
- Figueroa, D., and C. Moffat. 2000. On the influence of topography in the induction of coastal upwelling along the Chilean coast. *Geophys. Res. Lett.* **27**: 3905–3908. doi:10.1029/1999GL011302
- Fréon, P., J. Arístegui, A. Bertrand, and others. 2009. Functional group biodiversity in Eastern Boundary Upwelling Ecosystems questions the wasp-waist trophic structure. *Prog. Oceanogr.* **83**: 97–106. doi:10.1016/j.pocean.2009.07.034
- Garland, E. D., C. A. Zimmer, and S. J. Lentz. 2002. Larval distributions in inner-shelf waters : The roles of wind-driven cross-shelf currents and diel vertical migrations. **47**: 803–817.

- Garreaud, R., and R. C. Muñoz. 2005. Dynamics of the Low-Level Jet off the West Coast of Subtropical South America. *Mon. Weather Rev.* **133**: 3661–3677. doi:10.1175/MWR3074.1
- Garreaud, R., J. Rutllant, and H. Fuenzalida. 2002. Coastal Lows along the Subtropical West Coast of South America: Mean Structure and Evolution. *Mon. Weather Rev.* **130**: 75–88. doi:10.1175/1520-0493
- Garvine, R. W. 2004. The vertical structure and subtidal dynamics of the inner shelf off New Jersey. *J. Mar. Res.* **62**: 337–371. doi:10.1357/0022240041446182
- Grantham, B. A., F. Chan, K. J. Nielsen, D. S. Fox, J. A. Barth, A. Huyer, J. Lubchenco, and B. A. Menge. 2004. Upwelling-driven nearshore hypoxia signals ecosystem and oceanographic changes in the northeast Pacific. *Nature* **429**: 749–754.
- Hebbeln, D., M. Marchant, and G. Wefer. 2000. Seasonal variations of the particle flux in the Peru-Chile current at 30°S under “normal” and El Niño conditions. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* **47**: 2101–2128. doi:10.1016/S0967-0645(00)00018-7
- Hidalgo, P., and R. Escribano. 2001. Succession of pelagic copepod species in coastal waters off northern Chile: the influence of the 1997--98 El Niño. *Hydrobiologia* **453**: 153–160.
- Hill, E. A., B. M. Hickey, F. A. Shillington, P. T. Strub, K. H. Brink, E. D. Barton, and A. C. Thomas. 1998. Eastern Ocean Boundaries coastal segment. In *The Sea*. **11**: 29–67.
- Horwitz, R., and S. J. Lentz. 2013. Inner-Shelf Response to Cross-Shelf Wind Stress: The Importance of the Cross-Shelf Density Gradient in an Idealized Numerical Model and Field Observations. *J. Phys. Oceanogr.* **44**: 86–103. doi:10.1175/JPO-D-13-075.1
- Kirincich, A. R., and J. A. Barth. 2009. Alongshelf Variability of Inner-Shelf Circulation along the Central Oregon Coast during Summer. *J. Phys. Oceanogr.* **39**: 1380–1398. doi:10.1175/2008JPO3760.1
- Lentz, S. 1994. Current Dynamics over the Northern Californian Inner Shelf. *J. Phys. Oceanogr.* **24**: 2461–2478.
- Lentz, S. J. 1995. Sensitivity of the Inner-Shelf Circulation to the Form of the Eddy Viscosity Profile. *J. Phys. Oceanogr.* **25**: 19–28. doi:10.1175/1520-0485
- Lentz, S. J., and M. R. Fewings. 2012. The Wind- and Wave-Driven Inner-Shelf Circulation. *Ann. Rev. Mar. Sci.* **4**: 317–343. doi:10.1146/annurev-marine-120709-142745

- Lerczak, J. A., M. C. Hendershott, and C. D. Winant. 2001. Observations and modeling of coastal internal waves driven by a diurnal sea breeze. *J. Geophys. Res.* **106**: 19715. doi:10.1029/2001JC000811
- Letelier, J., O. Pizarro, and S. Nuñez. 2009. Seasonal variability of coastal upwelling and the upwelling front off central Chile. *J. Geophys. Res.* **114**: C12009. doi:10.1029/2008JC005171
- Montero, P., G. Daneri, L. A. Cuevas, H. E. Gonza, and L. Liza. 2007. Progress in Oceanography Productivity cycles in the coastal upwelling area off Chile: The importance of diatoms and bacterioplankton in the organic carbon flux. *Prog. Oceanogr.* **75**: 518–530. doi:10.1016/j.pocean.2007.08.013
- Noble, M. A., H. F. Ryan, and P. L. Wiberg. 2002. The dynamics of subtidal poleward flows over a narrow continental shelf, Palos Verdes, CA. *Cont. Shelf Res.* **22**: 923–944.
- Oliveira, P. B., R. Nolasco, J. Dubert, T. Moita, and A. Peliz. 2009. Surface temperature, chlorophyll and advection patterns during a summer upwelling event off central Portugal. *Cont. Shelf Res.* **29** (5): 759–774. doi:10.1016/j.csr.2008.08.004
- Renault, L., B. Dewitte, P. Marchesiello, and others. 2012. Upwelling response to atmospheric coastal jets off central Chile: A modeling study of the October 2000 event. *J. Geophys. Res.* **117**: C02030. doi:10.1029/2011JC007446
- Saavedra, N. 1980. La Presión y la dirección del viento en Concepción. *Tralka*, **1**(2), 153-162.
- Saldías, G. S., M. Sobarzo, J. Largier, C. Moffat, and R. Letelier. 2012. Seasonal variability of turbid river plumes off central Chile based on high-resolution MODIS imagery. *Remote Sens. Environ.* **123**: 220–233. doi:10.1016/j.rse.2012.03.010
- Sobarzo, M., and L. Bravo. 2009. La Cuenca Hidrográfica del Río Itata. *Aportes Científicos para su Gestión sustentable*, Universidad de Concepción, Cap: 161-175, 389pp.
- Sobarzo, M., L. Bravo, D. Donoso, J. Garcés-Vargas, and W. Schneider. 2007. Coastal upwelling and seasonal cycles that influence the water column over the continental shelf off central Chile. *Prog. Oceanogr.* **75**: 363–382. doi:10.1016/j.pocean.2007.08.022
- Sobarzo, M., L. Bravo, and C. Moffat. 2010. Diurnal-period, wind-forced ocean variability on the inner shelf off Concepción, Chile. *Cont. Shelf Res.* **30**: 2043–2056. doi:10.1016/j.csr.2010.10.004
- Sobarzo, M., and L. Djurfeldt. 2004. Coastal upwelling process on a continental shelf limited by submarine canyons, Concepción, central Chile. *J. Geophys. Res.* **109**: C12012. doi:10.1029/2004JC002350

- Sobarzo, M., and D. Figueroa. 2001. The physical structure of a cold filament in a Chilean upwelling zone (Peninsula de Mejillones, Chile, 23°S). *Deep-Sea. Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* **48**: 2699–2726. doi:10.1016/S0967-0637(01)00031-0
- Strub, P. T., J. M. Mesías, V. Montecino, J. Rutilant, and S. Salinas. 1998. Coastal ocean circulation off western South America. In *The Sea*. **11**: 273–313.
- Tapia, F. J., J. L. Largier, M. Castillo, E. A. Wieters, and S. A. Navarrete. 2014. Latitudinal Discontinuity in Thermal Conditions along the Nearshore of Central-Northern Chile. *PLoS One*. **9**: e110841. doi:10.1371/journal.pone.0110841
- Thomas, A. C. 1999. Seasonal distributions of satellite-measured phytoplankton pigment concentration along the Chilean coast. *J. Geophys. Res.* **104**: 25877–25890. doi:10.1029/1999jc900171
- Ulloa, O., R. Escribano, S. Hormazabal, R. A. Quiñones, R. González, and M. Ramos. 2001. Evolution and biological effects of the 1997--98 El Nino in the upwelling ecosystem off northern Chile. *Geophys. Res. Lett.* **28**: 1591–1594.
- Wall, C. C., F. E. Muller-Karger, M. A. Roffer, C. Hu, W. Yao, and M. E. Luther. 2008. Satellite remote sensing of surface oceanic fronts in coastal waters off west-central Florida. *Remote Sens. Environ.* **112**: 2963–2976. doi:10.1016/j.rse.2008.02.007
- Yankovsky, A. E., and R. W. Garvine. 1998. Subinertial Dynamics on the Inner New Jersey Shelf during the Upwelling Season. *J. Phys. Oceanogr.* **28**: 2444–2458. doi:10.1175/1520-0485
- Yao, J., I. Belkin, J. Chen, and D. Wang. 2012. Thermal fronts of the southern South China Sea from satellite and in situ data. *Int. J. Remote.* **33** (23): 37–41. doi:10.1080/01431161.2012.685985