

UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN  
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS  
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA



**Variabilidad de baja frecuencia de las corrientes  
oceánicas en Chile central ( $30^{\circ}\text{S}$ - $38^{\circ}\text{S}$ ) mediante el uso  
del modelo numérico ROMS**

**Carlos Alberto Conejero García**

**Habilitación Profesional  
para optar al Título de Geofísico**

Diciembre de 2013

UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN  
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS  
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

**Variabilidad de baja frecuencia de las corrientes  
oceánicas en Chile central (30°S-38°S) mediante el uso  
del modelo numérico ROMS**

**Carlos Alberto Conejero García**

**Habilitación Profesional  
para optar al Título de Geofísico**

Profesor Guía:

Dr. Aldo Montecinos Gula

Comisión:

Dr. Oscar Pizarro Arriagada & Dra. Carolina Parada Véliz



Diciembre de 2013

*Dedico este trabajo a mis Padres,  
por todo su apoyo, comprensión y cariño.*

*"Lo que sabemos es una gota de agua,  
lo que ignoramos es el océano"*

Isaac Newton

# Índice de Contenidos

Agradecimientos . . . . .	5
Resumen . . . . .	6
<b>1. Introducción</b>	<b>8</b>
1.1. Sistemas de Borde Oriental . . . . .	8
1.2. Sistema de Corrientes de Humboldt . . . . .	9
1.3. Variabilidad de baja frecuencia (ENSO-IPO) . . . . .	11
1.4. Estudios en Chile central . . . . .	13
1.5. Motivación, hipótesis y objetivos . . . . .	14
<b>2. Metodología</b>	<b>16</b>
2.1. Modelo numérico ROMS . . . . .	17
2.2. Procesamiento de la información . . . . .	19
2.3. Sectores analizados . . . . .	22
<b>3. Resultados</b>	<b>23</b>
3.1. Validación de la Simulación . . . . .	23
3.2. Ciclo Estacional . . . . .	25
3.3. Forzantes Locales y Remotos . . . . .	27
3.4. Propagación . . . . .	29
3.5. Modos de Covariabilidad . . . . .	30
3.6. Cuenca del Pacífico Centro-Sur . . . . .	35
<b>4. Discusión</b>	<b>37</b>
<b>5. Conclusiones</b>	<b>41</b>
<b>Bibliografía</b>	<b>44</b>
<b>Figuras</b>	<b>51</b>

## Agradecimientos

En primer lugar, quiero agradecer a mi familia por todo lo entregado durante mi vida y en especial en mi formación académica. Gracias por la contención, la fuerza, la energía, el amor, los consejos y retos que han ayudado a formar la persona que soy hoy en día.

A mi profesor guía Aldo Montecinos, que ha sido más que un profesor durante estos años. Gracias por los conocimientos entregados, sus consejos, historias de vida, su apoyo y ese espíritu de seguir progresando en la ciencia.

A la comisión de mi tesis. Por un lado Oscar Pizarro, quien me ayudó con el rumbo de esta investigación, a través de sus ideas, preguntas y consejos. También a Carolina Parada, por ayudarme en mi estadía en Inpesca y a conocer un poco del mundo biológico en la oceanografía.

A los amigos de la universidad, por la amistad brindada, los momentos de relax, las pilsen heladas y todos esos momentos de alegrías.

A los integrantes del departamento de Geofísica, por todo lo entregado durante estos años. En especial a Andrés Sepúlveda por la enseñanza y oportunidades ofrecidas junto con Osvaldo Artal. A Boris Dewitte por facilitar la información con la que se trabajó en esta tesis.

Al proyecto FONDECYT N°1121041 "The rol of physical processes on the dynamics of low-oxygen zones off south central Chile" por financiar esta investigación.

Y a todas las personas que se preocuparon del estado de mi tesis, con sus preguntas "Y... ¿Cómo va la tesis?, ¿Cuándo presentas?, ¿Te falta mucho?"

## Resumen

### Variabilidad de baja frecuencia de las corrientes oceánicas en Chile central (30°S-38°S) mediante el uso del modelo numérico ROMS

Carlos Alberto Conejero García

Departamento de Geofísica, Universidad de Concepción, 2013

Dr. Aldo Montecinos, Profesor Guía

Debido a la escasa cobertura espacial y temporal de información sobre el océano, el Pacífico Sudoriental es uno de los menos explorados. Los conocimientos adquiridos sobre la circulación oceánica en esta región, es basada en estimaciones indirectas. Desde la década pasada se han obtenido observaciones de las corrientes en la región de Chile central ( $\sim 30^\circ\text{S}$ ), y que en combinación con información satelital, han permitido estudiar los procesos de baja frecuencia que afectan el Sistema de Corrientes Perú-Chile (SCPC).

En el presente trabajo se investiga el ciclo estacional y la variabilidad interanual e interdecadal de las corrientes oceánicas en Chile central (30°S-38°S). Para esto, se analizaron las salidas de una simulación numérica del modelo ROMS (Regional Ocean Modeling System) durante el periodo 1958-2008, datos grillados de toda la cuenca del Pacífico y un índice del viento zonal ecuatorial en el Pacífico Occidental. Las corrientes meridionales presentan un marcado ciclo estacional, caracterizadas por una intensificación de las corrientes costeras (Corriente Costera Chilena, CCC, y Corriente Subsuperficial Perú-Chile, CSPC) durante primavera-verano, con máximos de  $\sim 15 \text{ cm s}^{-1}$  y  $\sim 10 \text{ cm s}^{-1}$ , respectivamente. Por otro lado, la Corriente Chile-Perú, CCP, es persistente en todas las estaciones con valores aproximados de  $6 \text{ cm s}^{-1}$ . Además, el otro flujo hacia el polo (Contra-Corriente Perú-Chile, CCPC) presenta valores máximos durante verano-otoño, de  $\sim 5 \text{ cm s}^{-1}$ .

Los forzantes atmosféricos (viento) y su relación con las corrientes meridionales, muestran una importante influencia del viento remoto, modulando las fluctuaciones de las corrientes principalmente a lo largo de la costa (CCC y CSPC) en ambas escalas de tiempo. Por medio de Funciones Ortogonales Empíricas Complejas (CEOF), se detectan propagaciones de las corrientes meridionales hacia el oeste, en la escala interanual, y que son asociadas a niveles energéticos más altos de ondas largas de Rossby. La variabilidad interanual de las corrientes a

lo largo de la costa, muestra que durante un evento El Niño (La Niña), asociado a anomalías positivas (negativas) del viento zonal ecuatorial que profundizan (levantan) la termoclina junto con un aumento (disminución) del nivel del mar en el borde oriental y a lo largo de las costas de Sudamérica, la CCC se debilita (fortaleze) en toda la región de Chile central, mientras que la CSPC se fortaleze (debilita). Por otro lado, en la escala interdecadal, el comportamiento de la estructura vertical de las corrientes meridionales es similar a la variabilidad interanual. Es decir, un debilitamiento (fortalezimiento) del viento zonal en el ecuador, fortalece (debilita) la CCC a lo largo de toda la costa de Chile central, la que es mantenida por un esfuerzo meridional del viento débil (intenso) en la región oceánica y más intenso (débil) a lo largo de la costa de Chile. Entonces, la variabilidad de baja frecuencia de las corrientes oceánicas frente a Chile central ( $30^{\circ}\text{S}$ - $38^{\circ}\text{S}$ ), está modulada por cambios en los vientos ecuatoriales zonales del Pacífico Occidental ( $8^{\circ}\text{N}$ - $8^{\circ}\text{S}$ ,  $150^{\circ}\text{E}$ - $140^{\circ}\text{W}$ ), por sobre un forzamiento del viento local (rotor y esfuerzo del viento).

Palabras claves: Sistema de Corrientes Perú-Chile, variabilidad oceánica de baja frecuencia, El Niño-Oscilación del Sur, viento zonal ecuatorial del Pacífico Occidental.

---

# Capítulo 1

---

## Introducción

Uno de los océanos menos investigados en el mundo es el Pacífico Suroriental, donde los conocimientos adquiridos sobre la circulación oceánica se basan en estimaciones indirectas (trazadores, aproximaciones geostroficas y modelos numéricos). Desde la década pasada se han obtenido observaciones de las corrientes en la región de Chile central ( $\sim 30^{\circ}\text{S}$ ), y que en combinación con información satelital, han permitido estudiar los procesos de baja frecuencia que afectan el Sistema de Corrientes Perú-Chile (SCPC) o también conocido como Sistema de Corrientes de Humboldt (SCH) (ejemplo: Shaffer et al. 1995, 1997, 1999; Pizarro et al. 2001, 2002; Leth & Shaffer 2001; Hormazábal et al. 2002, 2004).

### **1.1. Sistemas de Borde Oriental**

El SCPC pertenece a una de las cuatro regiones de Sistemas de Borde Oriental (SBO) que se encuentran en los dos hemisferios, a lo largo de las costas occidentales de los continentes que comprenden las cuencas de los océanos Pacífico y Atlántico. Los otros tres sistemas de corrientes son: Canarias (Atlántico Norte), Benguela (Atlántico Sur) y California (Pacífico Norte). Estos cuatro sistemas de corrientes comparten características en la dinámica oceánica. Las corrientes de borde oriental son conducidas por vientos predominantes hacia el ecuador, que fuerzan el ascenso de aguas subsuperficiales más frías cerca de la costa (surgencia costera), flujos superficiales hacia el ecuador con una compleja estructura espacial y temporal, además de corrientes subsuperficiales hacia el polo (Hill et al., 1998). Adicionalmente, existe otro

mecanismo que fuerza movimientos verticales, el bombeo de Ekman. Este se debe a la variación espacial del viento en superficie y del transporte de Ekman, o rotor anticiclónico (cyclónico) del esfuerzo del viento superficial, que producen la convergencia (divergencia) y hundimiento (levantamiento) de masas de agua, respectivamente. Dada la presencia de los bordes costeros en los SBO, los vientos a lo largo de la costa son más intensos sobre el océano que en tierra, debido a que la fricción superficial sobre el continente es mayor por la presencia de orografía y vegetación, reduciendo la intensidad del viento. Esto crea un gradiente horizontal en la intensidad del viento a lo largo de la costa, donde se reduce el viento costero, en una zona llamada *drop-off* (ejemplo: Capet et al., 2004). En esta dirección, Bakun & Nelson (1991) caracterizaron la distribución estacional del rotor del esfuerzo del viento superficial (REV) en estas cuatro regiones, encontrando un REV ciclónico (divergencia de Ekman) cerca de las costas y un REV anticiclónico (convergencia de Ekman) hacia fuera de la costa, junto con un predominante esfuerzo del viento hacia el ecuador, favorable a la surgencia costera. Por otro lado, los SBO también poseen remolinos de meso-escala, debido a inestabilidades baroclínicas (Leth & Shaffer, 2001; Leth & Middleton, 2004; Marchesiello et al., 2003, 2004), los que son generados cerca de las costas y propagados hacia el oeste, siendo importantes en la transferencia de propiedades físicas desde la región costera hacia mar abierto. Además, cuentan con la presencia de ondas atrapadas a la costa de origen ecuatorial (Brink, 1982; Clarke, 1983) que son capaces de perturbar las corrientes locales.

## 1.2. Sistema de Corrientes de Humboldt

El SCH (nombrado así por el explorador y naturalista Alexander von Humboldt) se extiende por la costa oeste de Sudamérica desde 7°N hasta 53°S, cubriendo las costas de Colombia, Ecuador, Perú y Chile. La circulación atmosférica de gran escala que domina la región es conducida por el Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur (ASPS), que está limitado en el norte por la Zona de Convergencia Inter-Tropical (ITCZ), en el sur por el frente polar y hacia el este por la costa y la cordillera de los Andes (Strub et al. 1998, figura 1.a). Durante el verano austral, el ASPS se desplaza hacia el polo ( $\sim 32^\circ\text{S}$ ) favoreciendo la surgencia costera desde 40°S hacia el ecuador, mientras que para el invierno austral, el ASPS se mueve hacia el

ecuador ( $\sim 27^\circ\text{S}$ ), debilitando los vientos en Chile central e incrementándolos en Perú (Bakun & Nelson, 1991). Además, existen episodios de intensos vientos a lo largo de la costa en Chile central (entre  $30^\circ\text{S}$ - $35^\circ\text{S}$ ) durante la primavera y verano austral, conocidos como jets o chorros de bajos niveles (Garreaud & Muñoz, 2005; Muñoz & Garreaud, 2005), los que tienen consecuencias directas en la surgencia costera. Por otro lado, la circulación oceánica regional consiste en un complejo conjunto de flujos superficiales y subsuperficiales a lo largo de las costas de Perú y Chile. Una revisión completa de este sistema es descrito por Strub et al. (1998) (figura 1.b). Los autores resumen las corrientes entre  $10^\circ\text{N}$  y  $55^\circ\text{S}$  y desde la costa hasta  $95^\circ\text{W}$ , dividiendo el sistema en tres regiones en base al ciclo estacional que presentan. La primera región corresponde a Perú, donde la surgencia es persistente durante todo el año. La segunda presenta un débil sistema de surgencia en el norte de Chile y finalmente se destaca un marcado ciclo estacional de la surgencia para Chile central, siendo intensa (débil) durante primavera-verano (otoño-invierno). En esta última región, se destaca un importante sistema de corrientes. La primera corriente que se identifica es la de Deriva del Viento del Oeste (DVO) correspondiente a un flujo superficial hacia el este forzado por el viento oeste en la rama austral del ASPS entre  $40^\circ\text{S}$  y  $45^\circ\text{S}$ . Al llegar cerca de la costa del continente, ésta se separa en dos corrientes: La Corriente del Cabo de Hornos (CCH) que se dirige hacia el polo, y la Corriente Chile-Perú (CCP), que fluye hacia el ecuador. Para la región de Chile central, se establecen cuatro corrientes principales. 1) La Corriente Costera de Chile (CCC), que fluye hacia el ecuador en superficie (primeros 50-100 m) a lo largo de la costa chilena y peruana (primeros 100 km desde la costa); es parte importante del sistema de surgencia, alcanzando valores máximos en Perú de unos  $10\text{-}15\text{ cm s}^{-1}$  (Brink et al., 1983; Huyer et al., 1991) durante el invierno austral, mientras que en Chile las velocidades son mayores en verano. 2) La Corriente Subsuperficial Perú-Chile (CSPC) ubicada por debajo de la CCC, sobre la plataforma continental y el talud (primeros 200 km desde la costa) hasta unos 600-700 m de profundidad. Corresponde a un flujo hacia el polo a través de las costas peruanas y chilenas, con una velocidad de  $\sim 10\text{ cm s}^{-1}$  (Huyer et al., 1991; Shaffer et al., 1999) transportando aguas que se caracterizan por un bajo contenido de oxígeno, altas concentraciones de nutrientes y relativamente alta salinidad (Silva & Neshyba, 1979). 3) La Contra-Corriente Perú-Chile (CCPC) que también es un flujo hacia el polo desde aproximadamente  $7^\circ\text{S}$  hasta  $35^\circ\text{S}$ - $40^\circ\text{S}$ , al

oeste de la CCC (100-300 km desde la costa), siendo máxima en primavera y mínima en otoño (Strub et al, 1995). 4) La Corriente Chile-Perú (CCP) o también denominada la Corriente de Humboldt, que fluye hacia el ecuador como una rama más oceánica, alejada de las costas (unos 500 km), presente entre la superficie y unos 700 m de profundidad, con velocidades de  $\sim 6 \text{ cm s}^{-1}$  (Chaigneau & Pizarro, 2005). En una revisión al Sistema de Corriente de California, diversos autores muestran que los flujos observados dependen del forzamiento del viento a lo largo de la costa y de fluctuaciones remotas originadas en el Pacífico ecuatorial (Hickey 1979, Huyer 1983, McCreary et al. 1987, Pares-Sierras & O'Brien 1989; Clarke & Van Gorder 1994). Estudios posteriores para el Pacífico Sur sobre la variabilidad oceánica de baja frecuencia a lo largo de la costa oeste de América del Sur, en particular para la región de Chile, han detectado una importante influencia del forzamiento remoto en distintas escalas de tiempo, desde la intraestacional (Shaffer et al. 1997 y 1999; Hormazábal et al. 2001 y 2002) y estacional (Pizarro et al. 2002, Ramos et al. 2006), hasta la interanual (Shaffer et al. 1999, Hormazabal et al. 2001, Pizarro et al. 2001 y 2002, Ramos et al. 2008) e interdecadal (Montecinos et al. 2007).

### **1.3. Variabilidad de baja frecuencia (ENSO-IPO)**

El forzamiento remoto está dado por una conexión océano-atmósfera entre el SCH y el Pacífico ecuatorial. En particular, la variabilidad de más baja frecuencia está dada por la escala interanual, dominada El Niño - Oscilación del Sur (ENSO) (Bjerknes, 1969) e interdecadal, relacionada con la Oscilación Interdecadal del Pacífico (IPO) (Power et al., 1999). Bjerknes (1969) evidenció que la persistencia a largo plazo de las anomalías climáticas asociadas con la Oscilación del Sur, están estrechamente relacionada con una lenta evolución de anomalías de la temperatura superficial del mar (TSM) en el Pacífico ecuatorial central y oriental. En su trabajo, propuso un sistema de retroalimentación positivo océano-atmósfera involucrando la circulación de Walker, la que es responsable del calentamiento de la TSM observado en esa región. Considerando una anomalía positiva de la TSM en el Pacífico ecuatorial oriental, el gradiente zonal disminuye en el ecuador y por lo tanto la fuerza de la circulación de Walker, resultando en un debilitamiento de los vientos alisios, volviendo a incrementar la TSM.

Este mecanismo produce que el Pacífico ecuatorial nunca deje de calentarse. La oscilación natural del ENSO necesita una retroalimentación negativa para pasar de una fase cálida (fría) a una fase fría (cálida). Cuatro mecanismos han sido propuestos para estos cambios de fase: 1) Oscilador rezagado (Suarez & Schopf, 1988), donde una reflexión de ondas de Rossby de surgencia (subsistencia) generadas en el Pacífico ecuatorial cuando hay El Niño (La Niña), y que se propagan hacia el oeste, se reflejan en el borde occidental como ondas de Kelvin de surgencia (subsistencia), proporcionando una retroalimentación negativa para el sistema acoplado; 2) Oscilador de recarga-descarga (Jin, 1997), en que anomalías del viento ecuatorial en el Pacífico central inducen un transporte de Sverdrup que recarga (o descarga) el contenido de calor ecuatorial. Este proceso genera una anomalía en la profundidad de la termoclina ecuatorial que sirve como fase de transición del sistema entre los eventos El Niño y La Niña; 3) Oscilador del Pacífico occidental (Weisberg & Wang, 1997), donde anomalías del viento del este en el Pacífico occidental, producidos por anomalías negativas de la TSM y anomalías positivas del campo de presión en el Pacífico Oriental fuera de la región ecuatorial, inducen una respuesta del océano (surgencia) hacia el oeste en el ecuador, provocando una retroalimentación negativa; 4) Oscilador advectivo-reflectivo (Picaut et al., 1997), que da importancia a la advección zonal asociada con la reflexión de ondas en ambos límites, oriental y occidental, para detener el crecimiento de un evento El Niño. Por otro lado, IPO es el modo climático más importante en la interdecadal en el Pacífico, que para el Pacífico Norte es conocida como Oscilación Decadal del Pacífico o PDO (Mantua et al., 1997). El IPO corresponde a la oscilación interdecadal entre ambos hemisferios del océano Pacífico y que posee mayor varianza en el Hemisferio Sur del Pacífico, hasta 55°S. IPO es un patrón multidecadal de la TSM como el ENSO, pero diferente en varias maneras. Existe una simetría importante con respecto al ecuador, menos varianza en la parte más oriental del Pacífico y relativamente más varianza en los extratropicos. Este patrón fue introducido por Power et al. (1999), mostrando que el IPO modula teleconexiones climáticas del ENSO con Australia. La naturaleza física del IPO está bajo investigación. Todavía no está claro en qué medida el IPO es realmente independiente del ENSO en la escala de tiempo decadal.

## 1.4. Estudios en Chile central

Estudios en Chile central sobre la región oceánica han descrito la importancia del forzamiento remoto que modula las fluctuaciones de baja frecuencia de las corrientes, el nivel del mar, la termoclina y la TSM. Shaffer et al. (1999) analizaron registros de 6 años de las corrientes y temperatura del mar sobre la plataforma continental en una estación a 30°S de Chile, en conjunto con observaciones de viento a lo largo de las costas de Sudamérica (datos satelitales y de estaciones locales), nivel del mar del norte y centro de Chile, anomalías de la TSM del Pacífico Sur e índices tradicionales de El Niño. Los autores indicaron que conexiones del sistema acoplado océano-atmósfera de la región ecuatorial, contribuyen significativamente a la escala de variabilidad interanual de los flujos a lo largo de la costa y en la profundidad de la termoclina de Chile. En esta dirección, Hormazábal et al. (2001) estudiaron la TSM, nivel del mar y vientos durante 1991-1995 a lo largo de las costas del norte y centro de Chile, encontrando que las fluctuaciones interanuales de la TSM y el nivel del mar están vinculadas a desplazamientos verticales de la termoclina ecuatorial durante eventos El Niño - La Niña. Por otro lado, Pizarro et al. (2001), utilizando un modelo de vorticidad lineal para el Pacífico sureste, observaciones de nivel del mar a lo largo de la costa de América del Sur y datos de corrientes sobre el talud continental ( $\sim 30^\circ\text{S}$ ), sugieren que la variabilidad interanual a lo largo de la costa es principalmente debido a un forzamiento remoto ecuatorial por sobre un esfuerzo del viento costero. Además, plantearon que las fluctuaciones interanuales de la Corriente Subsuperficial Perú-Chile (CSPC) estuvieron relacionadas con una onda larga de Rossby baroclínica asociada al ciclo ENSO. En un estudio posterior sobre la variabilidad de la CSPC, Pizarro et al. (2002) mostraron que a 30°S, gran parte de las anomalías del nivel del mar y más del 50 % de la variabilidad en las bandas estacional e interanual de esta corriente, fue explicada por ondas largas de Rossby forzadas por ondas de Kelvin ecuatoriales. Los estudios sobre la variabilidad de más baja frecuencia (interdecadal) en el Pacífico Suroriental, son menos numerosos debido a la escasa cobertura espacial y duración de la información sobre los océanos. En Chile, esta variabilidad comenzó a ser analizada a través de las fluctuaciones de la precipitación y cambios en las pesquerías pelágicas. Estudios posteriores son concentrados a lo largo de las costas de Perú y Chile. En esta dirección, Montecinos et al. (2003) muestran

que la variabilidad de la TSM a lo largo de la costa de Sudamérica está relacionada con la Oscilación Interdecadal del Pacífico, lo que sugiere una oscilación de escala regional (de la cuenca del Pacífico) o incluso global. Posteriormente, Pizarro & Montecinos (2004) analizan la variabilidad de la termoclina a lo largo de las costas de Sudamérica, entre el ecuador y 32°S, encontrando una oscilación interdecadal relativamente pequeña de la profundidad de diferentes isotermas, la cual se correlaciona significativamente con las anomalías interdecadales de la TSM a lo largo de la costa. Montecinos & Pizarro (2005) determinan un modo acoplado entre la TSM y la presión superficial del mar (SLP) en el Pacífico Sur, reproduciendo la oscilación interdecadal ENSO-like (Garreaud & Battisti, 1999). Las fluctuaciones de la TSM en el Pacífico ecuatorial oriental y a lo largo de las costas de Sudamérica son forzadas por la variabilidad del viento zonal ecuatorial. Además, al sur de 30°S las anomalías de TSM costeras son mantenidas y reforzadas por fluctuaciones del viento meridional, asociadas a un patrón estacionario de la SLP frente a Chile central. Por medio de simulaciones numéricas de un modelo de gravedad reducida, Montecinos et al. (2007) encuentran que las fluctuaciones interdecadales de la profundidad de la termoclina en el Pacífico ecuatorial oriental y a lo largo de la costa oeste de Sudamérica, junto con anomalías de la TSM, son principalmente forzadas por las fluctuaciones del viento en el Pacífico ecuatorial occidental. Sin embargo, fluctuaciones del viento en regiones subtropicales y de latitudes medias mantienen y refuerzan la variabilidad interdecadal observada a lo largo del Pacífico ecuatorial oriental y en las costas de Sudamérica.

## **1.5. Motivación, hipótesis y objetivos**

Entender la variabilidad de baja frecuencia del SCH, tanto su estructura espacial como temporal, es muy importante para el ecosistema marino de nuestro país, ya que es uno de los sistemas de mayor producción biológica y sustenta algunas de las pesquerías más grandes del planeta. Dado los insuficientes registros de series de tiempo prolongadas para las corrientes oceánicas en el Pacífico Suroriental, y en particular para Chile central, es indispensable el uso de modelos numéricos de alta resolución para el estudio de la variabilidad de estas corrientes. Este trabajo de investigación, contempla analizar las fluctuaciones de las corrientes oceánicas,

en particular las escalas de tiempo interanual e interdecadal, por medio de una simulación numérica durante un extenso periodo de tiempo. ¿Cómo afectan los vientos superficiales a la circulación oceánica de más baja frecuencia? ¿Es más importante el viento local o remoto? Son interrogantes que se analizarán a continuación, permitiendo comprender la variabilidad de las corrientes, tanto su estructura espacial como temporal, y cuáles son sus forzantes atmosféricos asociados para la región de Chile central.

La hipótesis de este trabajo, se sustenta en que la variabilidad interanual e interdecadal de las corrientes oceánicas en Chile central ( $30^{\circ}\text{S}$ - $38^{\circ}\text{S}$ ) está modulada por un forzamiento atmosférico remoto, específicamente por anomalías del viento en el Pacífico occidental ( $8^{\circ}\text{N}$ - $8^{\circ}\text{S}$ ,  $150^{\circ}\text{E}$ - $140^{\circ}\text{W}$ ), por sobre un forzamiento local del viento (rotor y/o esfuerzo).

El objetivo fundamental es analizar la estructura espacial y temporal de las corrientes meridionales para la región de Chile central, basados en una simulación numérica del modelo ROMS, junto con sus forzantes atmosféricos (viento) locales y remotos. Para esto, es necesario plantear los siguientes objetivos específicos:

- 1) Validar la simulación numérica en la región de estudio ( $30^{\circ}\text{S}$ - $38^{\circ}\text{S}$ ,  $70^{\circ}\text{W}$ - $84^{\circ}\text{W}$ ).
- 2) Describir el ciclo estacional de las corrientes que componen el SCPC.
- 3) Determinar el efecto de los forzantes locales y remotos del viento sobre la variabilidad de las corrientes meridionales.
- 4) Analizar las propagaciones del nivel del mar y las corrientes meridionales junto con su relación a ondas largas de Rossby.
- 5) Obtener modos de covariabilidad para las corrientes meridionales.
- 6) Estudiar el comportamiento de la cuenca del Pacífico Centro-Sur, basados en los modos de covariabilidad obtenidos anteriormente.

---

---

## Capítulo 2

---

### Metodología

Para este trabajo se utilizaron varios tipos de datos: series de tiempo de observaciones in situ, junto con índices climáticos, datos grillados de la cuenca del Pacífico y una simulación numérica.

Las observaciones in situ fueron utilizadas para la validación del modelo (ver más adelante), mientras que un índice del viento zonal en la región  $8^{\circ}\text{N}$ - $8^{\circ}\text{S}$ ,  $150^{\circ}\text{E}$ - $140^{\circ}\text{W}$ , se obtiene desde el proyecto de reanálisis National Center for Environmental Prediction - National Center Atmospheric Research (NCEP-NCAR) (Kalnay et al. 1996), el cual es filtrado (ver más adelante detalle del filtro), representando los índices climáticos en la escala interanual e interdecadal (Fig. 2). Los datos grillados usados, que se obtienen del reanálisis del NCEP-NCAR, son: las componentes del viento (zonal y meridional) en superficie y la presión superficial del mar (SLP), con una resolución de  $2.5^{\circ}$  de latitud por  $2.5^{\circ}$  de longitud. También se utiliza la TSM del Extended Reconstructed Sea Surface Temperature (Smith & Reynolds. 2003), con una resolución de  $2^{\circ}$  de latitud por  $2^{\circ}$  de longitud. Por último, para la simulación numérica se analizan las salidas del modelo de circulación oceánica ROMS (Regional Ocean Modeling System), facilitadas por Dewitte et al. (2012), quien estudia las implicancias de la tendencia a largo plazo de la surgencia frente a Perú. A continuación, se describe el modelo numérico ROMS junto con la simulación y el posterior proceso para el análisis.

## 2.1. Modelo numérico ROMS

ROMS (Shchepetkin & McWilliams., 2003, 2005) es una evolución del modelo SCRUM (S-Coordinate Rutgers University Model; Song & Haidvogel, 1994), y forma parte de los modelos tridimensionales de nueva generación, diseñado para simulaciones regionales. ROMS resuelve las ecuaciones primitivas, considerando un océano de superficie libre, basado en la aproximación de Boussinesq y en balance hidrostático. Las ecuaciones son discretizadas sobre una grilla tridimensional Arakawa-C, con coordenadas curvilíneas en la horizontal y coordenadas sigma en la vertical (siguen la topografía). Una de las ventajas de las coordenadas sigma, sobre las coordenadas  $z$  por ejemplo, es el incremento de la resolución vertical en áreas donde varía considerablemente el terreno (por ejemplo, sobre la plataforma continental y talud). Emplea uno de cuatro diferentes submodelos de clausura turbulenta para resolver la mezcla vertical en las capas superficiales y de fondo. La mezcla horizontal se resuelve con un operador Laplaciano y un coeficiente de difusión que depende de los gradientes del flujo medio. Las ecuaciones gobernantes son resueltas junto con las condiciones de borde mediante métodos de diferencias finitas. Para lograr mayor eficiencia computacional en casos donde la propagación de ondas superficiales sea importante, el modelo emplea una separación en dos modos para resolver las ecuaciones primitivas hidroestáticas para momentum, uno externo con paso de tiempo más pequeño para procesos barotrópicos y otro interno con paso de tiempo menos restrictivo para procesos baroclínicos (Marchesiello et al., 2001). Algunas de las variables calculadas por el modelo son: nivel del mar ( $\eta$ ), componentes horizontales de la velocidad barotrópica ( $\bar{u}, \bar{v}$ ), componentes horizontales de la velocidad baroclínica ( $u, v$ ), temperatura ( $T$ ), salinidad ( $S$ ), entre otras más. El modelo ROMS puede ser descargado de manera gratuita desde la página <http://www.myroms.org/> o desde <http://www.romsagrif.org/>.

## Descripción de la simulación

Dewitte et al (2012) emplea un área de simulación que se extiende desde 12°N hasta 40°S y desde la costa ( $\sim 69^\circ\text{W}$ ) hasta 88°W (figura 2), con una resolución de 1/12 de grado en el ecuador. Dado que el área de interés es la región de Chile central, el dominio para este trabajo

está centrado entre 30°S-38°S y 70°W-84°W (figura 2), con una resolución aproximada de 8 km. Los bordes laterales abiertos fueron el norte, oeste y sur. Se consideraron 37 niveles verticales. La mezcla vertical interior fue parametrizada utilizando el esquema de capa límite KPP (Large et al, 1994). Se utiliza una topografía de fondo a partir de la grilla global GEBCO<sup>1</sup> con un arco de 30 segundos, la que es interpolada a la grilla de la simulación y suavizada, como en el trabajo de Penven et al (2005), para reducir los errores del gradiente de presión y modificar los límites abiertos, coincidiendo con la topografía de fondo. El forzamiento lateral es proporcionado por la base de datos SODA<sup>2</sup> (Cartoon & Giese, 2008), desde donde se obtienen las condiciones de borde abiertas para la temperatura, salinidad, velocidad horizontal y nivel del mar, durante el período 1958-2008. Estas fueron tratadas con una combinación de un esquema de Orlanski para los trazadores y velocidades baroclínicas, y un esquema de Flather para el modo barotrópico (Marchesiello et al, 2001). Las salidas del modelo son promedios cada 5 días, debido a la variación temporal de SODA. Las condiciones iniciales son desde el 1 de Enero de 1958 y con un periodo transiente de 3 años, para luego repetir el año 1958. Para el forzamiento superficial (interface océano/atmósfera), se utilizaron velocidades y esfuerzo del viento del producto de Goubanova et al (2011), quien propone un método para mejorar la resolución del reanálisis NCEP a 0.5°×0.5° y corregir los sesgos cerca de las costas de Perú y Chile, construyendo un modelo estadístico sobre el periodo 2000-2008 basados en campos de vientos a 10 m junto con la presión superficial del mar desde NCEP y vientos de mayor resolución espacial tomados por el satélite QuikSCAT. Los flujos atmosféricos son obtenidos desde COADS<sup>3</sup>, con 1° de resolución (Da Silva et al, 1994), utilizando la temperatura del aire climatológica mensual, radiación de onda larga y corta, junto con la humedad relativa. Estas elecciones fueron debido a los grandes sesgos observados en los flujos atmosféricos desde NCEP cerca de la costa de Perú y Chile (Dewitte et al, 2012).

---

<sup>1</sup> GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans) consiste en un grupo de expertos internacionales que trabajan en el desarrollo de productos de batimetría. Una completa descripción se encuentra en [http://www.gebco.net/data\\_and\\_products/gridded\\_bathymetry\\_data/documents/gebco\\_08.pdf](http://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data/documents/gebco_08.pdf)

<sup>2</sup> SODA (Simple Ocean Data Assimilation) es un proyecto de reanálisis creado a mediados de los noventa para una reconstrucción histórica de la variabilidad oceánica, por medio de datos oceanográficos globales que incluyen datos de estaciones hidrográficas, anclajes y observaciones de temperatura y salinidad, datos satelitales, entre otros más. Los datos se pueden descargar desde <http://soda.tamu.edu/>

<sup>3</sup> COADS (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set) es la más extensa colección de datos de la superficie marina disponible, con una resolución de 1°×1° y de 2°×2°. Contiene: temperatura del aire, presión superficial del mar, viento, humedad específica y relativa, y parámetros de calor.

## 2.2. Procesamiento de la información

### Validación

Para la validación de la simulación en la región de estudio, se realiza una comparación de las salidas del modelo ROMS con: 1) la climatología de la TSM de Pathfinder, con una resolución de 9.28 km durante el periodo 1985-1997 (Casey & Cornillon. 1999); 2) perfiles en profundidad de temperatura y salinidad, desde julio de 2002 hasta diciembre de 2008, a partir de series mensuales proporcionadas por el Centro de Investigación Oceanográfica en el Pacífico Sur-Oriental (COPAS), que mantiene una estación hidrográfica (Estación 18; 36°30.80'S, 73°7.75'W); 3) la energía cinética (EKE) obtenida por Hormazábal et al. (2004) a través de un promedio de 7.5 años (desde octubre de 1992 hasta agosto de 2001, con un salto entre enero de 1994 y marzo de 2005), en base a velocidades geostróficas superficiales mediante una combinación de datos satelitales mensuales del TOPEX/Poseidon, ERS-1 y ERS-2. Se sigue la misma metodología para el cálculo de velocidades geostróficas superficiales desde el modelo ROMS, como:

$$U_g = -\frac{g}{f} \frac{\partial \eta}{\partial y}$$
$$V_g = \frac{g}{f} \frac{\partial \eta}{\partial x}$$

donde  $U_g$  y  $V_g$  son las velocidades geostróficas zonales y meridionales respectivamente,  $g$  es la gravedad,  $f$  es el parámetro de coriolis y  $\eta$  es la anomalía del nivel del mar. Para este cálculo se emplea el método de diferencias finitas centradas. Por lo tanto, la energía cinética del modelo es posible calcularla como:

$$EKE = \frac{1}{2} \left[ (U_g - \bar{U}_g)^2 + (V_g - \bar{V}_g)^2 \right]$$

y por último 4) el Sistema de Corrientes Perú-Chile durante el verano, a lo largo de 30°S-38°S en base a lo descrito en Strub et al. (1998) y Aguirre et al. (2012).

## Análisis

En primer lugar, se obtienen promedios mensuales de las variables de la simulación: temperatura, salinidad, nivel del mar y corrientes oceánicas, junto con el esfuerzo del viento. Además, se calcula el rotor del esfuerzo del viento en base a diferencias finitas centradas. Con esto, es posible calcular la variabilidad estacional a través de promedios estacionales, definidos como: Verano (diciembre, enero y febrero), Otoño (marzo, abril y mayo), Invierno (junio, julio y agosto) y Primavera (septiembre, octubre y noviembre).

Para el análisis de la variabilidad de baja frecuencia, se calculan anomalías mensuales normalizadas de los campos originales y se remueve la tendencia lineal. Luego se utiliza un filtro pasa-bajo para concentrar el análisis en las escalas de tiempo interanual e interdecadal. En este caso, el filtro implementado corresponde a un promedio móvil, donde se pierde información en los extremos de cada serie de tiempo según el periodo de corte elegido. Además, son filtradas dos veces para no alterar las fases. Para el caso de la variabilidad interdecadal, el periodo de corte es de 60 meses (5 años) y en el caso de la variabilidad interanual, se define como el residuo entre la serie original y la filtrada anteriormente, para luego filtrarla con un periodo de corte de 3 meses, removiendo la variabilidad intraestacional.

Utilizando un análisis de correlación, se puede obtener una relación lineal entre dos series individuales, o una serie con un campo en particular. Para determinar la significancia estadística entre las dos series, se empleó la prueba no paramétrica “Random-Phase” (Ebisuzaki, 1997) debido a la alta autocorrelación que presentan las series filtradas. Esta prueba consiste en generar, a partir de una serie original ( $S_1$ ),  $N$  series de tiempo con igual poder espectral pero con las fases de los modos de Fourier obtenidas de forma aleatoria. En este caso, el procedimiento se repite mil veces ( $N = 1000$ ). Luego se calcula el percentil  $\alpha/2$  y  $100 - \alpha/2$  de la distribución de correlaciones obtenidas entre las series generadas aleatoriamente y la otra serie original ( $S_2$ ). El nivel de significancia de  $\alpha$  empleado es del 5%. La hipótesis nula indica que la correlación entre  $S_1$  y  $S_2$  es igual a cero, si la correlación entre las series originales está dentro de los percentiles  $\alpha/2$  y  $100 - \alpha/2$  de la distribución obtenida. En el caso de correlaciones entre una serie y un campo, no se utiliza esta prueba dado el costo computacional que requiere. De acuerdo a la experiencia previa en el uso de pruebas de significancia basadas

en remuestreo, se definen los límites de significancia de 0.3 para el caso interanual y 0.6 para lo interdecadal (Montecinos, comunicación personal).

Para determinar si existe una propagación de ondas hacia fuera de la costa, se analizan diagramas de longitud-tiempo de las anomalías del nivel del mar. En base a esto, se calculan los modos dinámicos del océano para verificar si las propagaciones se pueden asociar a ondas largas de Rossby, que han sido reportadas por algunos autores (Wang et al. 1998; Pizarro et al., 2002; Vega et al., 2003).

Mediante el método de *Funciones Ortogonales Empíricas* (EOF<sup>4</sup>) se logra obtener modos de covariabilidad para las corrientes meridionales, esfuerzo meridional del viento (EMV) y rotor del esfuerzo del viento (REV), donde estos dos últimos fueron tratados como índices para el forzamiento local. Este método, también conocido como Análisis de Componentes Principales (PCA), permite particionar la varianza de un conjunto de series de tiempo distribuidas espacialmente en términos de funciones ortogonales o modos estadísticos, concentrando la máxima varianza posible en nuevas series de tiempo, denominadas *componentes principales* (CP), las que no están correlacionadas entre sí y explican en forma decreciente parte de la varianza total de las series originales. Existen diversos autores que describen este método, como Preisendorfer (1988); Emery & Thomson (1998); Venegas (2001); Wilks (2006); entre otros. También se utiliza el método de *Funciones Ortogonales Empíricas Complejas* (CEOF), que es similar al método anterior, pero permite analizar la propagación de señales en el espacio (Horel, 1984), dado que el EOF convencional sólo detecta señales estacionarias (Venegas, 2001).

Finalmente, se utilizan compuestos de las fases positivas y negativas para las CP que tengan una mayor relación con los índices locales o remotos. Con esto, se analiza lo que sucede en la cuenca del Pacífico Sur. En este caso, para determinar la significancia estadística de los compuestos, se emplea un test de Monte Carlo, similar al de Ebisuzaki (1997), pero ahora se remuestrea aleatoriamente cada serie original perteneciente al campo y luego se promedia en el tiempo (Wilks, 2006). Este proceso también se repite mil veces y se aplica la misma hipótesis nula y nivel de significancia que el método anterior.

---

<sup>4</sup> Para todo el análisis de EOF, los patrones espaciales son expresados como la correlación entre la componente principal del modo y el campo de anomalías respectivo.

## 2.3. Sectores analizados

Se eligen tres sectores para encontrar modos de covariabilidad de las corrientes meridionales, donde solo se considerarán hasta 1000 m de profundidad y desde la costa hasta  $80^{\circ}\text{W}$ .

- 1) El primer caso consiste en analizar una banda latitudinal para el límite norte de la zona de estudio, entre  $30^{\circ}\text{S}$ - $32^{\circ}\text{S}$ . Se promedia la banda para obtener información más representativa. En este caso, es necesario aplicar el método CEOF para detectar la propagación de las corrientes hacia fuera de la costa, las que pueden estar relacionadas con una onda larga de Rossby (Pizarro et al, 2002; Vega et al, 2003). Además, estas propagaciones se pueden eliminar del campo original, para concentrar el análisis en la señal estacionaria de la corrientes.
- 2) El segundo caso es similar al anterior, pero corresponde a un promedio del límite sur de la región de estudio, entre  $36^{\circ}\text{S}$ - $38^{\circ}\text{S}$ .
- 3) Por último, se aíslan las corrientes costeras, considerando los primeros 100 km desde la costa hacia el océano, para toda la región de estudio.

---

---

# Capítulo 3

---

## Resultados

### 3.1. Validación de la Simulación

La Fig. 4 representa la variación estacional de la TSM en el periodo 1985-1997, del modelo ROMS (primera columna), de Pathfinder (segunda columna) y su residuo definido como la diferencia entre ROMS y Pathfinder (tercera columna). Durante primavera (Figs. 4.a y 4.b) e invierno (Figs. 4.j y 4.k) los productos muestran bajas temperaturas ( $<14^{\circ}\text{C}$ ) para toda la zona costera y mayores temperaturas en la región más oceánica, las que son sobreestimadas y subestimadas por ROMS (Figs. 4.c y 4.l), respectivamente. En verano (Figs. 4.d y 4.e) y otoño (Figs. 4.g y 4.h) está presente el sistema de surgencia a lo largo de la costa, con aguas frías entre  $34^{\circ}\text{S}$ - $38^{\circ}\text{S}$ . Los residuos (Figs. 4.i y 4.l) muestran una subestimación de la TSM a lo largo de la costa por el modelo ROMS, la que es atribuida a la climatología de COADS para la radiación de onda corta (Dewitte et al., 2012). En general, la TSM es bien representada por ROMS, con una diferencia en general de  $0.5^{\circ}\text{C}$  con respecto a la climatología de Pathfinder. Esto genera confianza en la habilidad del modelo para reproducir los patrones superficiales del océano. El mayor sesgo es encontrado durante verano-otoño, donde existe un intenso sistema de surgencia a lo largo de la costa, mientras que en invierno-primavera está debilitado.

La evolución temporal de los perfiles verticales de temperatura y salinidad, junto con sus ciclos anuales, son comparados en la Fig. 5 desde la salida del modelo ROMS y las observaciones tomadas en la estación 18. El modelo ROMS es capaz de simular correctamente los valores

mensuales de temperatura registrados en la estación 18 (Figs. 5.a y 5.c). En superficie (primeros 30 m) el modelo en general tiende a subestimar los valores de la temperatura, incluso con algunos periodos donde subestima la columna completa (hasta los 80 m). El ciclo anual de la temperatura del modelo (Fig. 5.b), muestra temperaturas mayores entre enero y abril ( $>13^{\circ}\text{C}$ ) en los primeros 10 m de profundidad, mientras que en la estación 18 (Fig. 5.d) estas temperaturas se extienden hasta junio. En profundidad (bajo 30 m) el modelo simula las bajas temperaturas entre los meses de octubre y abril. La salinidad calculada por el modelo, tanto para la variación temporal como el ciclo anual (Figs. 5.e y 5.f, respectivamente), es claramente sobreestimada en superficie (primeros 30 m) entre julio y diciembre. Esto puede ser asociado a que el modelo no incluye las descargas del río Bío-Bío, lo que produciría las bajas salinidades encontradas en la estación 18 (Figs. 5.g y 5.h), y que representan un fenómeno más bien local. Por otro lado, en profundidad (bajo 30 m) la salinidad es subestimada por el modelo. Comparando tanto la temperatura como la salinidad, se puede observar que durante los últimos dos años del periodo, la columna de agua es más fría y salina.

La energía cinética (EKE) anual, calculada desde el modelo y su comparación con la obtenida por Hormazabal et al. (2004), es presentada en la figura 6. Desde ROMS (Fig. 6.b) se aprecia una alta EKE ( $>60\text{ cm}^2\text{ s}^{-2}$ ) desde la costa hasta  $78^{\circ}\text{W}$  (unos 600 km) y desde  $36^{\circ}\text{S}$  hasta  $30^{\circ}\text{S}$ . Este máximo coincide con lo descrito por Hormazabal et al. (2004) (Fig. 6.a) y es asociado con un esfuerzo del viento intenso y variable. En la región más oceánica existe una baja energía cinética ( $<40\text{ cm}^2\text{ s}^{-2}$ ), donde el modelo subestima estos valores. En general, los patrones de distribución de la EKE muestran máximos valores cerca de la costa, donde el modelo ROMS sobreestima la EKE (desde  $\sim 76^{\circ}\text{W}$  hacia la costa), mientras que en la región más oceánica ( $>\sim 78^{\circ}\text{W}$ ) y al sur de  $\sim 35^{\circ}\text{S}$ , los valores disminuyen, subestimando la EKE por parte del modelo ROMS. Esta EKE muestra un gran número de remolinos que son generados en el frente de surgencia y son propagados costa afuera (Hormazabal et al., 2004; Chaigneau & Pizarro, 2005.b).

Las secciones verticales de las corrientes meridionales a  $30^{\circ}\text{S}$ ,  $33^{\circ}\text{S}$ ,  $36^{\circ}\text{S}$  y  $38^{\circ}\text{S}$  durante verano (Fig. 7) son consistentes con las corrientes descritas por Strub et al. (1998). Cerca de la costa, a unos 50 km, el modelo es capaz de reproducir un flujo superficial hacia el ecuador y otro hacia el polo más profundo, que corresponden a la Corriente Costera de Chile (CCC)

y la Corriente Subsuperficial Perú-Chile (CSPC), respectivamente. La CCC no supera los 50 m de profundidad entre 30°S-33°S, pero hacia el sur se hace más profunda y extensa. La CSPC es persistente a lo largo de la costa y está situada por debajo la CCC y sobre el talud, extendiéndose por unos 100-500 m de profundidad con un claro núcleo a unos 200-300 m, con un máximo de  $\sim 10 \text{ cm s}^{-1}$ . Este flujo es consistente con lo descrito por Shaffer et al. (1999) que en base a observaciones por un periodo de 6 años encuentra un flujo promedio de  $12.8 \text{ cm s}^{-1}$  a 220 m de profundidad. Otra corriente hacia el polo es identificada a unos 100-200 km desde la costa, denominada Contra Corriente Perú-Chile (CCPC). Posee un núcleo a los 200 m de profundidad, con valores cercanos a los  $5\text{-}6 \text{ cm s}^{-1}$ . Al sur de 30°S el flujo se comienza a debilitar y se mezcla con la CSPC (Strub et al, 1995). Mas alejado de la costa (300-400 km) existe un flujo hacia el ecuador, correspondiente a la Corriente Chile-Perú (CCP) o también conocida como *Corriente de Humboldt*. En 30°S la CCP es más intensa, extendiéndose hasta unos 400 m de profundidad y con un núcleo de  $7\text{-}8 \text{ cm s}^{-1}$  a 100 m de profundidad. Más al sur, el flujo no es persistente en profundidad. Además, se identifica un jet en la zona de transición costera (CTZ-jet, flechas azules en la Fig. 7), descrito por Aguirre et al. (2012). Este flujo se separa de la costa en Punta Lavapié ( $\sim 37^\circ\text{S}$ ) hacia la región oceánica y sigue su trayectoria hacia el ecuador, juntándose con la CCP en 30°S. Notar que en 38°S el CTZ-jet no puede ser separado de la CCC.

### 3.2. Ciclo Estacional

La variabilidad estacional del esfuerzo meridional del viento (EMV) y rotor del esfuerzo del viento (REV), es presentada en la Fig. 8. Se aprecia un marcado ciclo estacional en ambos casos. Durante verano, un intenso EMV (figura 8.a) está localizado entre 31°S y 37°S, y desde 74°W a 77°W, que corresponde al jet de bajos niveles descrito por Garreaud & Muñoz (2005). Para otoño el EMV comienza a debilitarse y practicamente desaparece en invierno, dando paso al arribo de sistemas frontales. Ya en primavera comienza a intensificarse el EMV. Esta variabilidad está dominada por la presencia del Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur (ASPS) y el paso de sistemas de bajas y altas presiones migratorios por latitudes medias (Muñoz & Garreaud, 2005). Por otro lado, el REV (figura 8.b) muestra una circulación anticiclónica

(rotor positivo) y ciclónica (rotor negativo) durante las estaciones del año, intensificada (debilitada) en verano (invierno) hacia el oeste y este del máximo viento meridional en superficie, respectivamente (Fig. 8.a). Esta circulación, considerando la dinámica de Sverdrup, fuerza un flujo barotrópico para la columna de agua, donde un rotor negativo (positivo) representa un transporte meridional hacia el polo (ecuador).

Las corrientes en superficie y a 220 m de profundidad son mostradas en la Fig. 9. En superficie (Fig. 9.a) las corrientes tienen una dirección hacia el ecuador con una componente hacia el oeste. A lo largo de la costa, la CCC es muy intensa durante primavera-verano con velocidades que superan los  $15 \text{ cm s}^{-1}$ , mientras que durante invierno el flujo se debilita. En la región más oceánica, la CCP es persistente durante todas las estaciones, con máximos (mínimos) durante verano (invierno). También se observa durante verano un flujo que se separa desde la costa en  $37^\circ\text{S}$  hacia el norte y corresponde al jet de la zona de transición costera (CTZ-jet, Aguirre et al. 2012). En profundidad (Fig. 9.b) la CSPC es persistente para todas las estaciones, siendo más intensa durante verano con valores promedio de  $10 \text{ cm s}^{-1}$ . La CCPC se distingue en verano y otoño con valores cercanos a los  $5 \text{ cm s}^{-1}$ . Por otro lado, en la región oceánica, la CCP sigue estando presente para todas las estaciones con la misma intensidad (valores cercanos a  $5 \text{ cm s}^{-1}$ ). Es interesante destacar la coincidencia entre la intensificación de los rotores ciclónicos en la costa y anticiclónicos fuera de la costa, en relación con la intensificación de la CSPC y el CTZ-jet de la zona de transición costera en verano. En invierno se observa lo contrario, ambos rotores se debilitan en coincidencia con el debilitamiento de la CSPC y el CTZ-jet.

Considerando los casos de estudio mencionados en el capítulo anterior, se obtienen promedios estacionales de las corrientes meridionales para las bandas  $30^\circ\text{S}$ - $32^\circ\text{S}$  y  $36^\circ\text{S}$ - $38^\circ\text{S}$ , junto con sus respectivas desviación estándar (Fig. 10). Para la banda  $30^\circ\text{S}$ - $32^\circ\text{S}$  (Fig. 10.a) la CSPC es persistente durante todas las estaciones, con máximos por sobre los  $10 \text{ cm s}^{-1}$  y con un núcleo entre 200-250 m de profundidad. La CCC también es persistente, expandiéndose hacia fuera de la costa y en profundidad durante invierno. El otro flujo hacia el polo (CCPC) aparece más intenso durante verano con velocidades de  $5 \text{ cm s}^{-1}$ , debilitándose durante otoño e invierno y desapareciendo en primavera. La *Corriente de Humboldt* es muy variable, siendo más intensa en verano. Por otro lado, la desviación estándar de cada estación del

año para esta banda (Fig. 10.b) muestra que en superficie (primeros 150 m) es donde existe una mayor varianza de las corrientes, mientras que sobre el talud casi no existen variaciones. Las corrientes de la banda sur del dominio (Fig. 10.c) muestran una CCP permanente en profundidad para todas las estaciones y con máximos cerca de la superficie. La CCC es más intensa que la banda anterior, superando los  $10 \text{ cm s}^{-1}$  en primavera y verano, siendo más extensa y profunda. La CCPC desaparece en esta banda, dominando la CSPC como flujo hacia el polo. Durante verano la CSPC es más intensa y se debilita en las otras estaciones. La desviación estándar de esta banda (Fig. 10.d) tiene valores máximos sólo en superficie y no muy lejos de la costa, mientras que sobre el talud no hay mucha varianza.

### 3.3. Forzantes Locales y Remotos

Índices locales del EMV y REV son obtenidos mediante el análisis EOF aplicado a las series filtradas, para la variabilidad interanual (Fig. 11.a) e interdecadal (Fig. 11.b). Adicionalmente, se agregan los índices del viento zonal en la región ecuatorial en la escala interanual (U-ENSO) e interdecadal (U-IPO). En la escala interanual, EMV y REV presentan una correlación positiva de casi 0,70, fluctuando casi con la misma fase (cuadro 3.2). Para el caso de EMV, una fase positiva (negativa) representa una intensificación (debilitamiento) en todo el campo, mientras que para el REV una fase positiva (negativa) representa una intensificación (debilitamiento) del rotor ciclónico cerca de la costa y del rotor anticiclónico en la región oceánica (Fig. 11). El forzante remoto está dado por el U-ENSO (Fig. 11.a), el cual solo muestra una correlación significativa, pero baja, con el EMV. Por otro lado, la variabilidad interdecadal muestra que el EMV y REV están en fases completamente opuestas, mostrando una correlación negativa de -0.47 (cuadro 3.2). Durante fases positivas (negativas) del REV se intensifica (debilita) el rotor ciclónico costero y el rotor anticiclónico en la región oceánica, mientras que el EMV se intensifica (debilita) en una región muy oceánica y se debilita (intensifica) para toda la franja costera. En este caso, el forzante remoto es el U-IPO. La mejor correlación en esta escala de tiempo se observa entre U-IPO y EMV, que fluctúan simultáneamente en fases opuestas, con una correlación significativa de -0.87 (cuadro 3.2).

Con el fin de determinar el efecto de los forzantes locales y remotos sobre la estructura

vertical de la circulación meridional en la banda norte y sur de la región de estudio, se correlacionan estos índices y la corriente meridional, en ambas escalas temporales (ver en Fig. 11). Estas correlaciones para ambas bandas se presentan en las Figs. 12 y 13. Los índices no fueron desfasados en el tiempo, dado que la conexión vía atmósfera es simultánea. Para la banda 30°S-32°S en la escala interanual (Figs. 12.a, 12.b y 12.c), el índice U-ENSO muestra un patrón vertical de correlaciones cerca de la costa. Durante un evento El Niño (La Niña) la CCC se debilita (fortalece) en superficie al igual que la CSPC, pero en profundidad por debajo de su núcleo (entre los 300-600 m). Estas correlaciones no son muy altas, dado que son del orden de 0.5. Los índices locales no presentan una relación significativa con las corrientes costeras (CCC y CSPC) o las corrientes oceánicas (CCPC y CCP). En la escala interdecadal (Figs. 12.d, 12.e y 12.f) las correlaciones son mayores, pero debido a que estas series tienen una mayor autocorrelación. Tanto en la región costera, como en la parte más oceánica, los índices no presentan una clara relación con la estructura de las corrientes meridionales en promedio, sobre todo con el REV. Solo se aprecia una relación de los índices U-IPO y EMV con el núcleo de la CSPC, pero con una menor extensión espacial. Durante una fase positiva (negativa) del U-IPO, la CSPC se fortalece (debilita), mientras que con el EMV el proceso es inverso. En la banda 36°S-38°S, los índices U-ENSO y EMV (escala interanual), muestran una importante relación con las corrientes meridionales en la región costera (Figs. 13.a, 13.b y 13.c). Al igual que la banda anterior, U-ENSO presenta la misma relación con la CCC, mientras que la relación se pierde con la CSPC. Por otro lado, la CCC se fortalece (debilita) durante fases positivas (negativas) del EMV, mientras que la CSPC y CCPC se debilitan (fortalecen). Esta relación es de signo opuesto al encontrado con U-ENSO. El REV no tiene una clara relación con la estructura vertical de los flujos, pero intensifica (debilita) la CCC en los primeros 100 m durante fases positivas (negativas), en una zona muy restringida a una franja longitudinal sobre el talud. En la escala interdecadal, los tres índices presentan correlaciones importantes en la superficie (primeros 200 m) de la franja costera (Figs. 13.d, 13.e y 13.f). Una fase positiva (negativa) del U-IPO, fortalece (debilita) la CCC y debilita (fortalece) la CCPC. Lo contrario ocurre para las fases del EMV. Es importante señalar que las correlaciones más significativas, en general, se restringen a la zona costera sobre el talud continental.

Los campos de las corrientes meridionales en superficie y a 220 m de profundidad, también son correlacionados con los índices, sin desfase en el tiempo y para ambas escalas de tiempo (Figs. 14 y 15). En superficie, para la escala interanual (Figs. 14.a, 14.b y 14.c), los tres índices presentan una importante relación con los flujos hacia el ecuador. Durante eventos El Niño (La Niña), la CCC se encuentra debilitada (fortalecida) a lo largo de toda la costa de Chile central. El EMV y REV tienen una relación positiva en la región que se encuentra el CTZ-jet, descrito por Aguirre et al. (2012), intensificándose (debilitándose) la corriente hacia el norte cuando el viento sur y el rotor anticiclónico están intensificados (debilitados) (ver Fig. 11.a). Por otro lado, en profundidad (Figs. 14.d, 14.e y 14.f), solo el U-ENSO presenta correlaciones significativas con el flujo hacia el polo a lo largo de la costa, donde un evento El Niño (La Niña) fortalece (debilita) esta corriente. Consistente con el análisis para la franja 36°S-38°S (Fig. 13.b), se observa un debilitamiento de la CSPC en relación a cambios en el índice EMV. Para la escala interdecadal (Fig. 15), tanto en superficie como en profundidad, las correlaciones muestran un patrón de correlaciones positivas y negativas con una orientación noroeste-sureste. Estas correlaciones presentan una estructura espacial compleja, por lo que no es clara la relación de los índices con las corrientes meridionales.

### 3.4. Propagación

Para determinar la propagación de ondas en superficie, desde la costa hacia la región oceánica, diagramas de longitud-tiempo de las anomalías interanuales del nivel del mar, para las bandas promedio, son presentados en la Fig. 16. No hay propagación en la escala interdecadal (figura no mostrada). La banda norte de la región de estudio (Fig. 16.a) muestra una clara propagación del nivel del mar hacia el oeste, tanto para anomalías positivas y negativas, con una velocidad de  $\sim 630 \text{ km año}^{-1}$  ( $\sim 0.02 \text{ m s}^{-1}$ ). En la banda 36°S-38°S (Fig. 16.b) esta propagación no es clara durante el periodo, por lo que se considera que no hay un desplazamiento hacia el oeste del nivel del mar. Para identificar si esta propagación corresponde a una onda larga de Rossby, se calculan los modos dinámicos en la latitud 31°S (Fig. 17), que corresponde al promedio de la banda norte (30°S-32°S) donde existe una clara propagación. Este cálculo se realiza para la región oceánica entre 73°W-80°W y consiste en

un promedio para todo el periodo de estudio (1958-2008). La frecuencia de Brunt-Vaisala o de boyantés (Fig. 17.a) representa la estratificación del océano, donde los valores máximos se encuentran en los primeros 500 m de profundidad, asociados a un importante gradiente de densidad vertical. La velocidad de los modos baroclínicos (Fig. 17.b) muestra que los primeros tres modos capturan las mayores velocidades (2.1, 1.2 y 0.8 m s<sup>-1</sup>, respectivamente), las que disminuyen a medida que aumenta el orden del modo. La estructura horizontal para estos tres modos es presentada en la Fig. 17.c, donde las estructuras se vuelven más complejas y superficiales a medida que aumenta el orden del modo. Considerando estos modos, se calcula la velocidad de fase para una onda larga de Rossby, definida por:

$$C_r = \frac{w}{k} = -\beta \frac{c^2}{f_o^2}$$

donde  $c$  es la velocidad del modo baroclínico,  $\beta$  y  $f_o$  corresponden a los parámetros beta y de coriolis, respectivamente. Las velocidades de fase calculadas, son presentadas en el cuadro 3.1. Se aprecia que la velocidad del primer modo baroclínico de una onda larga de Rossby, es cercana a la velocidad de propagación de las anomalías del nivel del mar ( $\sim 0.02$  m s<sup>-1</sup>), calculada para la banda 30°S-32°S.

## 3.5. Modos de Covariabilidad

### Banda 30°S-32°S

Considerando la propagación del nivel del mar hacia fuera de la costa, en la sección anterior, es posible analizar esta propagación para las corrientes meridionales por medio de las CEOF's. El primer modo obtenido (Fig. 18), en la escala interanual, representa un 19% de la varianza total. Las fases de la componente principal y el coeficiente de correlación entre el campo original y el campo reconstruido, que corresponde a la amplitud de la componente principal, son presentados en la Fig. 18.a. Se observan diversos periodos de cambios de fase, que van desde uno hasta tres años. Esto se puede ver tanto en la fase como en la amplitud con correlaciones superiores a 0.7. Por medio de la reconstrucción el campo de anomalías

normalizadas, se calculan los compuestos de las fases cada  $45^\circ$ , desde  $360^\circ$  hasta  $0^\circ$  (Fig. 18.b). Partiendo desde la fase de  $360^\circ$ , se aprecia una propagación hacia el oeste de anomalías negativas cerca de la costa y a 150 m de profundidad. A medida que ocurre el cambio de fase, la anomalía negativa se va profundizando hasta alcanzar toda la columna (1000 m). Entonces, un debilitamiento de la CCC para la fase  $360^\circ$  se propaga hacia fuera de la costa, a medida que cambia la fase, fortaleciendo la CCPC en toda la columna. Un poco más lejos de la costa, existe una anomalía positiva muy profunda propagándose hacia la región oceánica y manteniéndose con los cambios de fase. En este caso, la CCPC se debilita al mismo tiempo que la CCC en la fase  $360^\circ$  y se propaga hacia el oeste. Estas dos propagaciones son identificadas con flechas de color negro. Considerando un cambio de fase promedio en el tiempo ( $\sim 2.1$  años) y la distancia recorrida ( $\sim 181$  km, flechas negras en la Fig. 18.b), se puede calcular la velocidad de propagación de las corrientes, la que corresponde a  $\sim 86$  km año $^{-1}$ . Esta velocidad es muy similar a la velocidad de fase del tercer modo de una onda larga de Rossby ( $73$  km año $^{-1}$ , cuadro 3.1). En la parte más oceánica de la banda, desde  $\sim 75.6^\circ$ W y marcada por una línea vertical negra segmentada, la señal es estacionaria, alternando de anomalías positivas a negativas a través de los cambios de fase. Estas oscilaciones muestran un flujo barotrópico en toda la columna, que corresponde a una intensificación (debilitamiento) de la CCP durante las anomalías positivas (negativas).

El segundo modo es presentado en la Fig. 19 y el análisis es análogo a lo explicado en la figura anterior. Ahora, la varianza explicada es de un 15 % y la propagación hacia el oeste de las corrientes es iniciada fuera de la costa ( $\sim 74^\circ$ , marcada por una línea vertical segmentada). Las anomalías van alternando entre negativas y positivas hacia el oeste. Estas anomalías son bastantes profundas y cambian sólo su intensidad con los cambios de fase. La CCP (ubicada entre  $76^\circ$ W- $77^\circ$ W) se fortalece en la fase  $360^\circ$  en toda la columna y se propaga hacia el oeste, a medida que se cambia de fase. La velocidad de propagación es de  $\sim 106$  km año $^{-1}$  (con un cambio de fase promedio  $\sim 2.35$  años y una distancia recorrida de  $\sim 250$  km, indicada por las flechas) la cual sigue siendo cercana a la velocidad de fase del tercer modo de una onda larga de Rossby. Más cerca de la costa los flujos son estacionarios, donde la CSPC y CCPC alternan sus intensidades a medida que ocurren los cambios de fase. Para el tercer modo (Fig. 20) ya no existe propagación de las corrientes hacia fuera de la costa, representando un modo

estacionario y que explica un 13 % de la varianza total.

Para concentrar el análisis en el modo estacionario, se reconstruyen los dos primeros modos de la CEOF (los de propagación) y se remueven del campo original de las corrientes meridionales. Con esto, se remueve un 34 % de la varianza y luego se aplica una EOF estándar. La Fig. 21 muestra los dos primeros modos obtenidos (CP1 y CP2), donde la varianza explicada es muy baja (16 % y 14 %, respectivamente) y están compartiendo varianza estos modos. El modo 1 (Fig. 21.a) no muestra ninguna relación con los índices de variabilidad interanual, dado que las correlaciones no superan el valor de 0.2 (cuadro 3.2). Por otro lado, el modo 2 (Fig. 21.b) presenta una relación inversa de la CP2 y el índice remoto U-ENSO, con una correlación significativa de -0.47 (cuadro 3.2). Es importante señalar que esta relación inversa es más obvia durante los eventos El Niño de 1972-73, 1982-83, 1986-87, 1991-92 y 1997-98. El patrón espacial de la CP2 (Fig. 21.b) muestra que durante sus fases positivas (negativas), en relación con La Niña (El Niño), la CCC está fortalecida (debilitada) haciéndose más profunda (somera), mientras que la CSPC se debilita (fortalece) entre los 50 m de profundidad y su núcleo, pero se fortalece (debilita) bajo el núcleo. Lejos de la costa ( $>74^{\circ}\text{W}$ ) el comportamiento sigue siendo de flujos barotrópicos con signos intercalados longitudinalmente, que no tienen relación con las corrientes promedio.

En la escala interdecadal, las corrientes meridionales no presentan propagaciones, por lo que sólo se realiza un análisis de EOF estándar, correspondiente a la Fig. 22. El primer modo (Fig. 22.a) exhibe tres cambios de fase, entre los años 1971, 1987 y 1998, representando un 32 % de la varianza total del campo. El patrón espacial muestra una serie de flujos barotrópicos en toda la columna de agua y hacia fuera de la costa. Sólo la región costera tiene una relación con los flujos promedio, aunque con niveles muy bajos de correlación. Durante fases positivas (negativas) de la CP1, la CCC se intensificaría (debilitaría) haciéndose más profunda (somera), mientras que la CSPC se debilitaría (fortalecería) en superficie y fortalecería (debilitaría) en profundidad, bajo su núcleo. La relación entre la CP1 y los índices de variabilidad interdecadal (cuadro 3.2) muestra que los forzantes no poseen una correlación significativa, dado que no superan el orden de 0.5. Por otro lado, el segundo modo (Fig. 22.b) captura un 21 % de la varianza total, donde su patrón espacial no muestra una clara relación con las corrientes promedio de la banda. La CP2 tampoco presenta una relación significativa con los índices de

variabilidad, donde las correlaciones no superan el orden de 0.5 (cuadro 3.2).

## Banda 36°S-38°S

Considerando que en esta banda no existe una propagación de las corrientes meridionales hacia fuera de la costa, el análisis se realiza mediante EOF estándar para ambas escalas de tiempo. La Fig. 23 muestra los dos primeros modos obtenidos en la escala interanual, que representan un 21 % y 18 % de la varianza total del campo. El patrón espacial del primer modo (Fig. 23.a) muestra flujos barotrópicos en toda la columna de agua. Ahora bien, no existe una relación de la CP1 con los índices de variabilidad (forzantes locales y remoto), dada las bajas correlaciones y que no son significativas (cuadro 3.2). Por otro lado, el segundo modo (Fig. 23.b) presenta un patrón espacial similar al primer modo. Durante fases positivas (negativas) de la CP2, la CCC se fortalece (debilita) hacia fuera de la costa y en profundidad, mientras que la CSPC se debilita (fortalece). La relación con los forzantes (cuadro 3.2), presentan correlaciones muy bajas, del orden de 0.3.

En la escala interdecadal, la CP1 del primer modo (Fig. 24.a), que explica un 32 % de la varianza total, tiene cuatro cambios de fase durante el periodo (1970, 1979, 1990 y 1997). Su patrón espacial presenta cuatro flujos barotrópicos en la región más oceánica ( $>75^{\circ}\text{W}$ ), pero que no tienen una relación con los flujos promedio para la banda. En la zona costera, la estructura sobre la plataforma y el talud no es clara. Los forzantes atmosféricos no presentan ninguna relación con la CP1 (cuadro 3.2). El segundo modo (Fig. 24.b), que explica un 24 % de la varianza total, posee un cambio de fase menos que el primer modo, durante los años 1973, 1992 y 2000. Durante fases positivas (negativas) de la CP2, el patrón espacial muestra una CCC que está debilitada (fortalecida), mientras que la CSPC, hasta los 300 m de profundidad, está fortalecida (debilitada). En la región oceánica, existe una relación inversa de la CP2 con la CCP, hasta los 200 m de profundidad, debilitándose (fortaleciéndose) durante las fases positivas (negativas) de la CP2. Las correlaciones de la CP2 con los índices de variabilidad interdecadal (cuadro 3.2), son del orden de 0.6, pero no son significativas.

## Corrientes a lo largo de la costa

Se aplica el EOF estándar a las corrientes meridionales en la escala interanual en la zona costera, desde la costa hacia 100 km mar afuera (Fig. 25). El primer modo captura un 27 % de la varianza total del campo, mientras que el segundo modo captura menos de un 5 % (no mostrado). El patrón espacial es expresado para los niveles superficial y 220 m de profundidad, además de perfiles verticales en 30°S, 32°S, 34°S, 36°S y 38°S. También se incluyen los flujos promedios por medio de las líneas de contorno, donde las líneas segmentadas corresponden a un flujo hacia el polo, la línea continua un flujo hacia el ecuador y la línea gruesa representa el cero. Tanto en superficie como a 220 m, el patrón espacial está en relación directa con la CP1, es decir, que durante las fases positivas (negativas) de la CP1, la CCC se intensifica (debilita) y la CSPC se debilita (fortalece) a lo largo de toda la costa. Los perfiles verticales muestran que desde 32°S hacia el norte, hay una división en el núcleo del flujo medio de la CSPC, con un debilitamiento (fortalecimiento) de la CSPC durante fases positivas (negativas) de la CP1 sobre los 200 m de profundidad y un fortalecimiento (debilitamiento) bajo los 400 m de profundidad. Desde 34°S hacia el sur, no existe una división de la CSPC, debilitándose (fortaleciéndose) por completo esta corriente durante las fases positivas (negativas) de la CP1. La correlación de la CP1 con los forzantes (cuadro 3.2), muestra que la mejor relación es con el índice remoto U-ENSO (-0.52), dado que con los índices locales las correlaciones son muy bajas. Entonces, para un evento El Niño (La Niña), la CCC se debilita (intensifica) y la CSPC se intensifica (debilita) en los primeros 220 m entre 30°S y 32°S, debilitándose (fortaleciéndose) en profundidad, bajo los 300 m, y desde 34°S hacia el sur se fortalece (debilita). En la escala interdecadal (Fig. 26), el primer modo captura un 29 % de la varianza total, presentando tres cambios de fase (1973, 1990 y 2000). El patrón espacial en superficie tiene un comportamiento directo con la fase de la CP1, es decir, una fase positiva (negativa) fortalece (debilita) el flujo hacia el ecuador. En profundidad (220 m), la relación no es directa, dado que varía según la latitud. Los perfiles verticales muestran que a lo largo de toda la costa, la CCC tiene una relación directa con las fases de la CP1, donde un fortalecimiento (debilitamiento) de la CCC ocurre durante las fases positivas (negativas) de la CP1, mientras que la CSPC se debilita (fortalece) por sobre su núcleo a lo largo de la costa y bajo éste se fortalece (debilita).

Además, las correlaciones de la CP1 con los índices de variabilidad interdecadal son del orden de 0.6, donde el U-IPO presenta una relación directa y significativa con la CP1 (cuadro 3.2). Los forzantes locales no son significativos a pesar de la buena correlación que tienen con la CP1. Es interesante destacar que las correlaciones significativas en el patrón espacial muestra bandas casi meridionales.

### 3.6. Cuenca del Pacífico Centro-Sur

De la sección anterior, las mejores representaciones de la variabilidad de baja frecuencia de las corrientes meridionales en Chile central, se obtuvieron de la circulación meridional a lo largo de la costa. Con las CP1 de las Figs. 25 y 26, se busca comprender lo que sucede en la cuenca del Pacífico Centro-Sur, mediante el promedio (compuesto) de las fases positivas y negativas de las CP1, para los campos de anomalías del rotor y esfuerzo del viento, presión atmosférica superficial (ambas desde NCEP-NCAR), y la temperatura superficial del mar (desde el ERSST). En la escala interanual, el compuesto de las fases positivas y negativas de la CP1 para el rotor y esfuerzo del viento, se muestra en la Fig. 27. Se observa que durante fases positivas (negativas) de la CP1, existe una intensificación (debilitamiento) de los vientos alisios en la región ecuatorial central y oriental. Frente a Chile central y en la región ecuatorial del Pacífico occidental, los compuestos no son significativos en ambas fases. Además, los campos de anomalías de la TSM y SLP (Fig. 28) muestran que durante las fases positivas (negativas) de la CP1, se desarrolla un evento La Niña (El Niño) con un fortalecimiento (debilitamiento) del ASPS y una disminución (aumento) de la TSM en la región ecuatorial central y oriental, donde también no es significativo lo que sucede en Chile central y en el Pacífico occidental. Por otro lado, los compuestos de la variabilidad interdecadal son presentados en las figuras 29 y 30. Considerando el rotor y esfuerzo del viento (figura 29), se tiene que para fases positivas (negativas) de la CP1, existe un debilitamiento (fortalecimiento) del ASPS y los vientos alisios en la región ecuatorial occidental y central. Además, la TSM muestra un calentamiento (enfriamiento) del Pacífico Suroriental y un enfriamiento (calentamiento) en la región ecuatorial del Pacífico Occidental, durante las fases positivas (negativas) de la CP1, desarrollándose un evento cálido (frío) del IPO. EL campo de presión muestra un debilitamiento (fortalecimiento) en la re-

gi3n oce3nica frente a Chile central y un fortalecimiento (debilitamiento) para la regi3n costera.

<b>Velocidad de fase</b>	cm s <sup>-1</sup>	km a3o <sup>-1</sup>
$Cr_1$	1.56	492
$Cr_2$	0.51	160
$Cr_3$	0.23	73

Cuadro 3.1: Velocidad de fase de los primeros tres modos barocl3nicos, obtenidos para la latitud 31°S. Los valores son expresados en cm s<sup>-1</sup> y km a3o<sup>-1</sup>.

	<i>Interannual</i>	<i>Corr</i>	<i>Interdecadal</i>	<i>Corr</i>
Forzantes	UENSO-EMV	<b>-0.41</b>	UIPO-EMV	<b>-0.87</b>
	UENSO-REV	-0.25	UIPO-REV	0.65
	EMV-REV	<b>0.68</b>	EMV-REV	-0.47
EOF Banda 30°S-32°S	UENSO-CP1	-0.03	UIPO-CP1	0.49
	EMV-CP1	-0.20	EMV-CP1	-0.25
	REV-CP1	0.07	REV-CP1	0.42
	UENSO-CP2	<b>-0.47</b>	UIPO-CP2	-0.53
	EMV-CP2	0.19	EMV-CP2	0.50
	REV-CP2	-0.01	REV-CP2	-0.47
EOF Banda 36°S-38°S	UENSO-CP1	-0.13	UIPO-CP1	0.08
	EMV-CP1	0.20	EMV-CP1	0.03
	REV-CP1	0.13	REV-CP1	0.10
	UENSO-CP2	<b>-0.28</b>	UIPO-CP2	-0.62
	EMV-CP2	<b>0.30</b>	EMV-CP2	0.58
	REV-CP2	<b>0.30</b>	REV-CP2	-0.66
costa-100 km	UENSO-CP1	<b>-0.52</b>	UIPO-CP1	<b>0.66</b>
	EMV-CP1	<b>0.34</b>	EMV-CP1	-0.63
	REV-CP1	0.15	REV-CP1	0.53

Cuadro 3.2: Correlaciones, sin desfase en el tiempo, de los distintos 3ndices de variabilidad (interannual e interdecadal). Se destacan de color negro las correlaciones significativas, mediante el test “Random-Phase” (Ebisuzaki, 1997).

---

# Capítulo 4

---

## Discusión

La variabilidad de baja frecuencia de las corrientes meridionales frente a Chile central, se caracteriza por presentar influencias remotas en sus fluctuaciones. El análisis de la estructura espacial y temporal de estas corrientes y sus forzantes atmosféricos es realizado por medio de una simulación numérica con el modelo ROMS (Dewitte et al., 2012).

En la validación de esta simulación, para la región de estudio, se tiene que la TSM es subestimada a lo largo de las costa de Chile central, sobre todo durante verano, lo que aumenta la surgencia en esta zona. Esto es atribuido a que los vientos en la región oceánica son extrapolados hacia la costa, donde generalmente no hay observaciones, tratando de simular el "drop-off". Los vientos que fuerzan el modelo, a lo largo de la costa, serían sobreestimados (ejemplo: Penven et al., 2001; Capet et al, 2004; Penven et al, 2005). Por otro el modelo subestima la salinidad, en comparación con observaciones in situ desde la Estación 18 ( $36^{\circ}30.80'S$ ,  $73^{\circ}7.75'W$ ), debido a que no se incluyen las descargas del río Bío-Bío, lo que genera un efecto más bien local. Además, la salinidad profunda es subestimada, por lo que los valores sub-superficiales en el modelo son más bajos que los observados. De esta forma, el transporte de aguas ecuatoriales subsuperficiales (en este caso, la CSPC) probablemente es subestimado. Con respecto a la energía cinética, comparada con la obtenida por Hormazábal et al., (2004), y la evolución temporal de la temperatura, comparada con observaciones in situ desde la Estación 18, se puede indicar que son bien representadas por el modelo, generando un mayor grado de confianza en los resultados obtenidos.

El sistema de corrientes para Chile central, presenta un marcado ciclo estacional. Los flujos superficiales y subsuperficiales, tanto hacia el ecuador como hacia el polo, están dominados por los cambios en el viento local (Strub et al. 1998). Un rol muy importante cumplen el esfuerzo del viento y el rotor del esfuerzo del viento en esta región. Durante verano, los flujos hacia el ecuador se encuentran fortalecidos, debido a que los vientos favorables a la surgencia son dominantes en esta región por el desplazamiento hacia el polo del ASPS. Estos resultados son similares a los descritos por Leth & Shaffer (2001) donde, mediante un estudio numérico, encuentran que la surgencia costera de Chile central ocurre durante primavera, verano y comienzos de otoño, la que es asociada con intensos vientos hacia el ecuador que inducen bajas temperaturas y una corriente hacia el ecuador con velocidades de 10-20  $\text{cm s}^{-1}$ . Además, la presencia de un jet de bajos niveles en la atmósfera (Garreaud & Muñoz, 2005; Muñoz & Garreaud, 2005) genera un desplazamiento de la CCC hacia el oeste, en  $\sim 37^{\circ}\text{S}$ , que en definitiva se interpreta como el CTZ-jet (Aguirre et al., 2012). En este caso, el REV tiene un rol importante en esta separación de los flujos hacia el ecuador en superficie. Por otro lado, durante el verano se intensifica el rotor ciclónico frente a la costa de Chile central, provocando un intenso transporte de Sverdrup hacia el polo, intensificando la CSPC.

Los forzantes atmosféricos de las corrientes meridionales, muestran una clara importancia del forzamiento remoto, respecto del forzamiento local. La variabilidad interanual es dominada por el ENSO, forzando principalmente las corrientes a lo largo de la costa (Fig. 12.a). El viento local no parece tener un rol importante en estas fluctuaciones, aunque si es importante el REV en la banda sur de la región de estudio. Además, en superficie, el EMV y REV tienen una relación directa con el flujo hacia el ecuador que se desplaza hacia el noroeste en la zona de transición costera o CTZ-jet. Estos resultados coinciden con lo descrito por Shaffer et al. (1999) donde el sistema acoplado océano-atmósfera de la región ecuatorial contribuye significativamente en la variabilidad interanual de los flujos a lo largo de la costa y en la profundidad de la termoclina para Chile central. Además, Pizarro et al. (2001) encuentran que la variabilidad interanual costera es primeramente debido a un forzamiento ecuatorial antes que un forzamiento del esfuerzo del viento local. En la escala interdecadal, las corrientes costeras presentan una influencia del viento zonal ecuatorial del Pacífico Occidental y del EMV local. En la banda sur de la región de estudio ( $36^{\circ}\text{S}$ - $^{\circ}\text{S}$ ) es notoria esta relación (Fig.

13). Así, estos resultados concuerdan con lo descrito por Montecinos & Pizarro (2005) y Montecinos et al. (2007), quienes proponen que los vientos costeros al sur de 30°S actúan reforzando las anomalías de TSM que aparecen en primer lugar forzadas por fluctuaciones interdecadales del viento ecuatorial en el Pacífico occidental (en torno a 180° de longitud).

Por medio de diagramas de longitud-tiempo de las anomalías del nivel del mar, en la escala interanual, se encuentra una propagación hacia el oeste de la señal en la banda norte, de  $\sim 2 \text{ cm s}^{-1}$ , mientras que para la banda sur esto no es evidente. Pizarro et al. (2002) encuentran la misma velocidad de propagación del nivel del mar hacia fuera de la costa en 30°S, y que corresponde a una onda Larga de Rossby, forzada por ondas de Kelvin ecuatoriales que arriban a las costas de Sudamérica. Además, Vega et al. (2003) encontraron evidencias de propagación hacia el oeste en las anomalías de profundidad de la piconclina en la banda interanual, relacionadas a ondas de Rossby libres, atribuidas principalmente a perturbaciones en el borde costero de origen ecuatorial. En esta dirección, mediante el análisis de CEOF se determinaron modos de covariabilidad de las corrientes meridionales. Los primeros dos modos de la CEOF en la banda norte de la región de estudio, que representan ambos un 34% de la variabilidad interanual, muestran propagaciones de las corrientes hacia fuera de la costa. En este caso, las velocidades de propagación corresponden a modos energéticos más altos de una onda larga de Rossby. En particular, el tercer modo se acerca bastante a la velocidad de propagación de los modos de covariabilidad ( $\sim 73 \text{ km día}^{-1}$ ). En un estudio reciente, realizado en la cuenca del Pacífico sur, Maharaj et al. (2007) mostraron una contribución significativa de los modos baroclínicos altos en la distribución de energía, en el dominio de la frecuencia y el número de onda, de las anomalías del nivel del mar al considerar los efectos del flujo baroclínico y de la topografía en las curvas de dispersión de ondas de Rossby. Los autores encuentran que los modos 1 y 2 son capaces de explicar la mayor parte de energía para toda la cuenca, mientras que el tercer modo tiene una contribución más bien local en el Pacífico Sur.

Ahora bien, las fluctuaciones de los flujos a lo largo de la costa, en los primeros 100 km, están principalmente forzadas por anomalías del viento zonal ecuatorial, vinculadas al ENSO, por sobre la variabilidad del viento local. Durante un evento El Niño (La Niña), los vientos alisios del Pacífico ecuatorial occidental se debilitan (fortalecen), provocando un hundimiento (levantamiento) de la termoclina y un aumento (disminución) de la TSM frente a las costas

de Perú y Chile, a lo largo de la costa. El aumento (disminución) del nivel del mar en esta zona, en respuesta al cambio en la termoclina, genera un debilitamiento (fortalecimiento) del gradiente zonal de presión frente a Chile central, haciendo que la CCC se debilite (fortalezca), mientras que la CSPC se fortalece (debilita). Pizarro et al. (2001) encuentran en la escala interanual, que después de 7 meses del máximo de un evento El Niño (La Niña), el flujo subsuperficial hacia el polo, a lo largo de la costa de Chile ( $30^{\circ}\text{S}$ ), está debilitado (fortalecido). En base a esto, la Fig. 31 muestra el comportamiento durante los eventos más intensos de El Niño, del índice obtenido por el viento zonal ecuatorial en la región del Pacífico Occidental (Fig. 31.a) y los índices obtenidos del EMV, REV y las corrientes a lo largo de la costa (Figs. 31.b, 31.c, 31.d, respectivamente). Se aprecia que un mes antes del máximo de un evento El Niño (debilitamiento del viento zonal ecuatorial en el Pacífico Occidental) el flujo hacia el ecuador, frente a Chile central, se encuentra debilitado y el flujo hacia el polo está fortalecido. Luego del desarrollo del evento El Niño en la región ecuatorial del Pacífico Occidental, unos 11 meses después, la CCC se fortalece y la CSPC se debilita. Estos resultados concuerdan con los descritos por Pizarro et al. (2001), a pesar de la diferencia de 4 meses. Además, se observa que el comportamiento de los forzantes atmosféricos locales es diverso durante estos eventos.

La variabilidad interdecadal de las corrientes meridionales no presenta propagaciones hacia fuera de la costa en ambas bandas, pero el patrón espacial de los primeros dos modos obtenidos para las bandas, muestra una serie de flujos barotrópicos que se alternan en dirección norte y sur. En base a estos modos, las corrientes sobre la plataforma continental y el talud (CCC y CSPC) muestran que estas fluctuaciones son moduladas por anomalías de los vientos zonales del ecuador en el Pacífico ecuatorial occidental. También es importante el EMV, pero en la región oceánica frente a las costas de Chile central. Los compuestos de las fases positivas de la CP1 a lo largo de la costa (Figs. 29.a y 30.a) refuerzan la idea propuesta por Montecinos & Pizarro (2005) y Montecinos et al. (2007), mencionada anteriormente. Esto implicaría un debilitamiento del flujo hacia el ecuador (CCC), pero ocurre lo contrario. La corriente está fortalecida en superficie a lo largo de la costa y además debilita la corriente subsuperficial hacia el polo, por sobre su núcleo. Cabe destacar que el campo de presión a lo largo de la costa de Chile central, durante la fase positiva de la CP1 (Fig. 30.a), presenta anomalías positivas, provocando un aumento de los vientos costeros y que podrían forzar la CCC.

---

---

# Capítulo 5

---

## Conclusiones

Mediante una simulación numérica del modelo ROMS, proporcionadas por Dewitte et al. (2012), se investiga la variabilidad de baja frecuencia (escalas interanual e interdecadal) de las corrientes oceánicas en Chile central (30°S-38°S), con el objetivo de analizar su estructura espacial y temporal, además de sus forzantes atmosféricos. La hipótesis que sustenta este trabajo, se basa en que estas fluctuaciones son moduladas por un forzamiento remoto del viento zonal en el Pacífico ecuatorial occidental, por sobre un forzamiento local del rotor o esfuerzo del viento. En base a los resultados obtenidos, se puede concluir que:

- 1) La validación realizada en la región de estudio (Chile central, 30°S-38°S), mediante una comparación con datos in situ y revisión bibliográfica de la temperatura del mar, energía cinética y corrientes meridionales en Chile central, concluye que se logra representar la variabilidad mensual y estacional de las salidas del modelo ROMS, validando así la simulación para la región de estudio.
- 2) Las corrientes meridionales presentan un marcado ciclo estacional, caracterizadas por una intensificación de las corrientes costeras (CCC y CSPC) durante primavera-verano, con máximos de  $\sim 15 \text{ cm s}^{-1}$  y  $\sim 10 \text{ cm s}^{-1}$ , respectivamente. Por otro lado, la CCP es persistente durante todas las estaciones, con valores aproximados de  $6 \text{ cm s}^{-1}$ . Además, el otro flujo hacia el polo (CCPC) presenta valores máximos durante verano-otoño, de  $\sim 5 \text{ cm s}^{-1}$  presente entre 30°S y 35°S.

- 3) Los forzantes atmosféricos y su relación con las corrientes en las escalas interanual e interdecadal, muestran una importante influencia del viento remoto, modulando las fluctuaciones de las corrientes principalmente a lo largo de la costa (CCC y CSPC). En cambio el viento local, en particular el EMV, sólo es significativo en la banda sur de la región de estudio ( $36^{\circ}\text{S}$ - $38^{\circ}\text{S}$ ), modulando las fluctuaciones de la CCC en ambas escalas de tiempo. Por otro lado, el REV sólo influye en el campo superficial de las corrientes meridionales, en la escala interanual.
- 4) El nivel del mar muestra una clara propagación hacia el oeste en la banda norte de la región de estudio, solo para la escala interanual, la que corresponde al primer modo baroclínico de una onda larga de Rossby, pero con velocidades un poco mayores. Para el caso de las corrientes meridionales, una importante propagación hacia el oeste en la escala interanual, no así para la escala interdecadal, es vinculada con modos energéticos más altos, en particular el tercer modo, de una onda larga de Rossby. Estas perturbaciones, de anomalías positivas y negativas, tienen velocidades del orden de  $86\text{-}106 \text{ km año}^{-1}$  y con una longitud de onda que varía entre  $181\text{-}250 \text{ km}$ .
- 5) Las corrientes a lo largo de la costa presentan un importante forzamiento atmosférico remoto, en ambas escalas de tiempo. La variabilidad interanual de los flujos muestra que durante un evento El Niño (La Niña), dado por anomalías positivas (negativas) del viento zonal en la región ecuatorial que profundizan (levantan) la termoclina junto con un aumento (disminución) del nivel del mar en el borde oriental y a lo largo de las costas de Sudamérica, la CCC se debilita (fortaleze) en toda la región de Chile central, mientras que la CSPC se fortaleze (debilita) en los primeros 220 m entre  $30^{\circ}\text{S}$  y  $32^{\circ}\text{S}$ , debilitándose (fortaleciéndose) en profundidad, bajo los 300 m, y desde  $34^{\circ}\text{S}$  hacia el sur se fortalece (debilita). En este caso, el viento local no tiene un rol importante en las fluctuaciones de las corrientes, dada la baja correlación que existe entre ambas. Por otro lado, en la escala decadal, el comportamiento de la estructura vertical de las corrientes meridionales es similar a la variabilidad interanual. Es decir, un debilitamiento (fortalezimiento) de los vientos zonales en el Pacífico Occidental, fortalezen (debilitan) la CCC a lo largo de toda la costa de Chile central, la que es mantenida por un EMV

débil (intenso) en la región oceánica y más intenso (débil) a lo largo de la costa de Chile.

- 6) La respuesta de la cuenca del Pacífico Centro-Sur a las fases positivas y negativas de las CP1, para las corrientes a lo largo de la costa, en ambas escalas de tiempo, muestran un comportamiento lineal para ambas fases. En la escala interanual, es claro el desarrollo de un evento El Niño (La Niña) durante las fases negativas (positivas) de la CP1, pero no es significativa la región de Chile central y el Pacífico ecuatorial occidental. Por otro lado, en la escala interdecadal, durante una fase positiva (negativa) de los vientos alisios en el pacífico occidental, muestran una fase positiva (negativa) del IPO, aumentando (disminuyendo) la TSM a lo largo del Pacífico Sudoriental.

Por lo tanto, la variabilidad de baja frecuencia de las corrientes oceánicas frente a Chile central ( $30^{\circ}\text{S}$ - $38^{\circ}\text{S}$ ), está modulada por cambios en los vientos ecuatoriales zonales del Pacífico Occidental ( $8^{\circ}\text{N}$ - $8^{\circ}\text{S}$ ,  $150^{\circ}\text{E}$ - $140^{\circ}\text{W}$ ), por sobre un forzamiento del viento local. Por otro lado, también se encontró que un EMV a lo largo de la costa de Chile central, refuerza los flujos costeros, sobre todo al sur de  $35^{\circ}\text{S}$  en la escala interanual, y a lo largo de toda la costa en la escala interdecadal.

Si bien todas estas conclusiones son en base a una simulación numérica, es importante contrastar los resultados con observaciones in situ de las corrientes oceánicas en un periodo de tiempo prolongado, para obtener una comparación significativa de su variabilidad de baja frecuencia. También se debe analizar la propagación de ondas oceánicas, por medio del nivel del mar y la profundidad de la termoclina, que también influyen en la variabilidad de los flujos a través de un forzamiento remoto.

---

# Bibliografía

- [1] Aguirre, C., O. Pizarro, P. T. Strub, R. Garreaud, & J. A. Barth (2012). Seasonal dynamics of the near-surface alongshore flow off central Chile. *J. Geophys. Res.*, vol. 117, C01006, doi:10.1029/2001JC007379.
- [2] Bakun, A., & C. S. Nelson (1991). The seasonal cycle of wind stress curl in subtropical eastern boundary current regions. *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 21, pp. 1815-1834.
- [3] Bjerknes, J. (1969). Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, vol. 97, pp. 163-172.
- [4] Brink, K. H. (1982). A comparison of long coastal trapped wave theory with observations off Peru. *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 12, pp. 897-913.
- [5] Brink, K. H., D. Halpern, A. Huyer, & R. L. Smith (1983). The physical environment of the Peruvian upwelling system. *Progr. Oceanogr.*, vol. 12, pp. 285-305.
- [6] Capet, X., P. Marchesiello, & J. C. McWilliams (2004). Upwelling response to coastal wind profiles. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 13, L13311, doi:10.1029/2004GL020123.
- [7] Carton, J. A., & B. S. Giese (2008). A reanalysis of ocean climate using Simple Ocean Data Assimilation (SODA). *Mon. Weather Rev.* vol. 136, pp. 2999–3017.
- [8] Casey, K. S., & P. Cornillon (1999). A comparison of satellite and in situ based sea surface temperature climatologies. *J. Clim.*, vol. 12, pp. 1848-1863.
- [9] Chaigneau, A., & O. Pizarro (2005)a. Mean surface circulation and mesoscale turbulent flow characteristics in the eastern South Pacific from satellite tracked drifters. *J. Geophys. Res.*, vol. 110, C05014, doi:10.1029/2004JC002628.

- [10] Chaigneau, A., & O. Pizarro (2005)b. Eddy characteristics in the eastern South Pacific. *J. Geophys. Res.*, vol. 110, C06005, doi:10.1029/2004JC002815
- [11] Clarke, A. J. (1983). The reflection of equatorial waves from oceanic boundaries. *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 13, pp. 1193-1207.
- [12] Clarke, A. J., & S. Van Gorder (1994). On ENSO coastal currents and sea level. *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 24, pp. 661-680.
- [13] Da Silva, A. M., C. C. Young, & S. Levitus (1994). Atlas of surface marine data 1994, vol. 1. *Algorithms and procedures, technical report*, Natl. Oceanogr. and Atmos. Admin., Silver, Spring, Md.
- [14] Dewitte, B., J. Vazquez-Cuero, K. Goubanova, S. Illig, K. Takahashi, G. Cambon, S. Purca, D. Correa, D. Gutierrez, A. Sifeddine & L. Ortlieb (2012). Change in El Niño flavours over 1958-2008: Implications for the long-term trend of the upwelling off Peru. *Deep-Sea Res. II*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr2.2012.04.011>
- [15] Ebisuzaki, W. (1997). A method to estimate the statistical significance of a correlation when the data are serially correlated. *Journal of Climate*, vol. 10, pp. 2147-2153.
- [16] Emery, W. J., & R. E. Thomson (1997). *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*. Elsevier., pp. 632.
- [17] Fuenzalida, R., W. Schneider, J. Garcés-Vargas, & L. Bravo (2008). Satellite altimetry data reveal jet-like dynamics of the Humboldt Current. *J. Geophys. Res.*, vol. 113, C07043, doi:10.1029/2007JC004684.
- [18] Garreaud, R., & D. Battisti (1999). Interannual (ENSO) and Interdecadal (ENSO-like) variability in the Southern hemisphere tropospheric circulation. *Journal of Climate.*, vol. 12, pp. 2113-2123.
- [19] Garreaud, R., & R. Muñoz (2005). The low-level jet off the west coast of subtropical South America: Structure and variability. *Mon. Wea. Rev.*, vol. 133, pp. 2246-2261.

- [20] Goubanova, K., V. Echevin, B. Dewitte, F. Codron, K. Takahashi, P. Terray, & M. Vrac (2011). Statistical downscaling of sea-surface wind over the Peru–Chile upwelling region: diagnosing the impact of climate change from the IPSL-CM4 model. *Clim. Dyn.*, <http://dx.doi.org/10.1007/s00382-010-0824-0>.
- [21] Hill, A. E., B. M. Hickey, F. A. Shillington, P. T. Strub, K. H. Brink, E. D. Barton, & A. C. Thomas (1998). Eastern Ocean Boundaries. *The Sea*, vol. 11, A. R. Robinson and K. H. Brink (Eds.), pp. 29-67, John Wiley, Hoboken, N. J.
- [22] Horel, J. D. (1984). Complex principal component analysis: theory and examples. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, vol. 23, pp. 1660-1673.
- [23] Hormazabal, S., G. Shaffer, J. Letelier, & O. Ulloa (2001). Local and remote forcing of sea surface temperature in the coastal upwelling system off Chile. *J. Geophys. Res.*, vol. 106, pp. 16657-16671.
- [24] Hormazabal, S., G. Shaffer, & O. Pizarro (2002). Tropical Pacific control of intraseasonal oscillations off Chile by way of oceanic and atmospheric pathways. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 29, 1081, doi:10.1029/2001GL013481.
- [25] Hormazabal, S., G. Shaffer, & O. Leth (2004). Coastal transition zone off Chile. *J. Geophys. Res.*, vol. 109, C01021, doi:10.1029/2003JC001956.
- [26] Huyer, A., M. Knoll, T. Paluzkiewicz, & R. L. Smith (1991). The Peru Undercurrent: A study in variability. *Deep-Sea Res.*, vol. 39, pp. 247-279.
- [27] Jin, F. F. (1997) An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. Part I: Conceptual model. *J. Atmos. Sci.*, vol. 54, pp. 811-829.
- [28] Kalnay, E., et al., (1996). The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, vol. 77, pp. 437–471.
- [29] Large, W., J. McWilliams, & S. Doney (1994). Oceanic vertical mixing: a review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. *Rev. Geophys.*, vol. 32, pp. 363–403.

- [30] Leth, O., & G. Shaffer (2001). A numerical study of the seasonal variability in the circulation off central Chile. *J. Geophys. Res.*, vol. 106, pp. 22229-22248, doi:10.1029/2000JC000627.
- [31] Leth, O., & J. F. Middleton (2004). A mechanism for enhanced upwelling off central Chile: eddy advection. *J. Geophys. Res.*, vol. 109, C12020, doi:10.1029/2003JC002129.
- [32] Mantua, N. J., S. R. Hare, Y. Zhang, J. M. Wallace, & R. C. Francis (1997). A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 78, pp. 1069-1079.
- [33] Marchesiello, P., J. McWilliams, & A. Shchepetkin (2001). Open boundary conditions for long-term integration of regional oceanic models. *Ocean Modelling.*, vol. 3, pp. 1–20.
- [34] Marchesiello, P., J. McWilliams, & A. Shchepetkin (2003). Equilibrium structure and dynamics of the California Current System. *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 33, pp. 753-783.
- [35] Marchesiello, P., S. Herbette, L. Nykjaer, & C. Roy (2004). Eddy-driven dispersion processes in the Canary Current upwelling system: Comparison with the California system. *Globec Int. Newsl.*, vol. 10, pp. 5-7.
- [36] McCreary, J., P. Kundu, & S. Chao (1987). On the dynamics of the California Current system. *J. Mar. Res.*, vol. 45, pp. 1-32.
- [37] Montecinos, A., S. Purca, & O. Pizarro (2003). Interannual-to-interdecadal SST variability along the western coast of South America. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 30, 1570, doi:10.1029/2003GL017345.
- [38] Montecinos, A., & O. Pizarro (2005). Interdecadal sea surface temperature-sea level pressure coupled variability in the South Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, vol. 110, C08005, doi:10.1029/2004JC002743.
- [39] Montecinos, A., O. Leth, & O. Pizarro (2007). Wind-driven interdecadal variability in the eastern South Pacific. *J. Geophys. Res.*, vol. 112, C04019, doi:10.1029/2006JC003571.

- [40] Muñoz, R., & R. Garreaud (2005). Dynamics of the low-level jet off the subtropical west coast of South America. *Mon. Wea. Rev.*, vol. 133, pp. 3661-3677.
- [41] Pares-Sierra, A., & J. O'Brien (1989). The seasonal and interannual variability of the California Current system: A numerical model. *J. Geophys. Res.*, vol. 94, pp. 3159-3180.
- [42] Penven, P., C. Roy, J. R. E. Lutjeharms, A. Colin de Verdiere, A. Johnson, F. Shillington, P. Fréon, & G. Brundrit (2001). A regional hydrodynamic model of the Southern Benguela. *S. Afr. J. Sci.*, vol. 97, pp. 472-476.
- [43] Penven, P., V. Echevin, L. Pasapera, F. Colas, & J. Tam (2005). Average circulation, seasonal cycle, and mesoscale dynamics of the Peru Current System: a modeling approach. *J. Geophys. Res.*, vol. 110, C10021, <http://dx.doi.org/10.1029/2005JC002945>.
- [44] Picaut, J., F. Masia, & Y. du Penhoat (1997). An advective-reflective conceptual model for the oscillatory nature of the ENSO. *Science.*, vol. 277, pp. 663-666.
- [45] Pizarro, O., A. J. Clarke, & S. Van Gorder (2001). El Niño sea level and currents along the South American coast: Comparison of observations with theory, *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 31, pp. 1891-1903.
- [46] Pizarro, O., G. Shaffer, B. Dewitte, & M. Ramos (2002). Dynamics of seasonal and interannual variability of the Peru-Chile Undercurrent, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 29, 1581, doi:10.1029/2002GL014790.
- [47] Pizarro, O., & A. Montecinos (2004). Interdecadal variability of the thermocline along the western coast of South America, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 31, L20307, doi:10.1029/2004GL020998.
- [48] Power, S., T. Casey, C. Folland, A. Colman, & V. Mehta (1999). Interdecadal modulation of the impact of ENSO on Australia. *Climate Dynamics.*, vol. 15, pp. 319-324.
- [49] Preisendorfer (1988). Principal component analysis in meteorology and oceanography. *Elsevier.*, vol. 17, pp. 425.

- [50] Ramos, M., O. Pizarro, L. Bravo, & B. Dewitte (2006). Seasonal variability of the permanent thermocline off northern Chile. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 33, L09608, doi:10.1029/2006GL025882.
- [51] Ramos, M., B. Dewitte, O. Pizarro & G. Garric (2008). Vertical propagation of extratropical Rossby waves during the 1997-1998 El Niño off the west coast of South America in a medium-resolution OGCM simulation. *J. Geophys. Res.*, vol. 113, C08041, doi:10.1029/2007JC004681.
- [52] Shaffer, G., S. Salinas, O. Pizarro, A. Vega, & S. Hormazabal (1995). Currents in the deep ocean off Chile (30°S). *Deep-Sea Research I.*, vol. 42, pp. 425-436.
- [53] Shaffer, G., O. Pizarro, L. Djurfeldt, S. Salinas, & J. Rutllant (1997). Circulation and low-frequency variability near the Chile coast: remotely forced fluctuations during the 1991–1992 El Niño. *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 27, pp. 217–235.
- [54] Shaffer, G., S. Hormazabal, O. Pizarro, & S. Salinas (1999). Seasonal and interannual variability of currents and temperature off central Chile. *J. Geophys. Res.*, vol. 104, pp. 29951–29961.
- [55] Shchepetkin, A. F., & J. C. McWilliams (2003). A method for computing horizontal pressure-gradient force in an oceanic model with a nonaligned vertical coordinate. *J. Geophys. Res.*, vol. 108, 3090, doi:10.1029/2001JC001047.
- [56] Shchepetkin, A. F., & J. C. McWilliams (2005). The regional oceanic modeling system: a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate ocean model. *Ocean Model.*, vol. 9, pp. 347–404.
- [57] Silva, N., & S. Neshyba (1979). On the southernmost extension of the Peru-Chile Undercurrent. *Deep-Sea Res.*, vol. 26, pp. 1387-1393.
- [58] Smith, T. M., & R. M. Reynolds (2003). Extended reconstruction of global sea surface temperatures based on COADS data (1854-1997). *Journal of Climate*, vol. 16, pp. 1495-1510.

- [59] Song, Y. T., & D. B. Haidvogel (1994). A semi-implicit ocean circulation model using a generalized topography following coordinate system. *J. Comput. Phys.*, vol. 115, pp. 228–248.
- [60] Strub, P. T., J. M. Mesias, & C. James (1995). Altimeter observations of the Peru-Chile countercurrent. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 22, pp. 211-214.
- [61] Strub, P. T., V. Montecino, J. Rutllant, & S. Salinas (1998). Coastal ocean circulation off western south America. *The Sea*, vol. 11, A. R. Robinson and K. H. Brink (Eds.), pp. 273-314, John Wiley, Hoboken, N. J.
- [62] Suarez, M., & P. Schopf (1988). A delayed action oscillator for ENSO. *J. Atmos. Sci.*, vol. 45, pp. 3283-3287.
- [63] Vega, A., Y. du-Penhoat, B. Dewitte, & O. Pizarro (2003). Equatorial forcing of inter-annual Rossby waves in the eastern South Pacific. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 30, 1197, doi:10.1029/2002GL015886.
- [64] Venegas, S. A. (2001). Statistical methods for signal detection in climate. *Danish Center for Earth System Science.*, Rep. 2, pp. 96.
- [65] Wang, L., C. Koblinsky, S. Howden, & B. Beckley (1998). Large-scale Rossby wave in the mid-latitude South Pacific from altimetry data. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 25, pp. 179-182.
- [66] Weisberg, R. H., & C. Wang (1997). A western Pacific oscillator paradigm for the El Niño-Southern Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 24, pp. 779-782.
- [67] Wilks, D. S. (2006). Statistical Methods in the Atmospheric Sciences. *2d ed. International Geophysics Series.*, vol. 91, Academic Press, pp. 627.

# Figuras

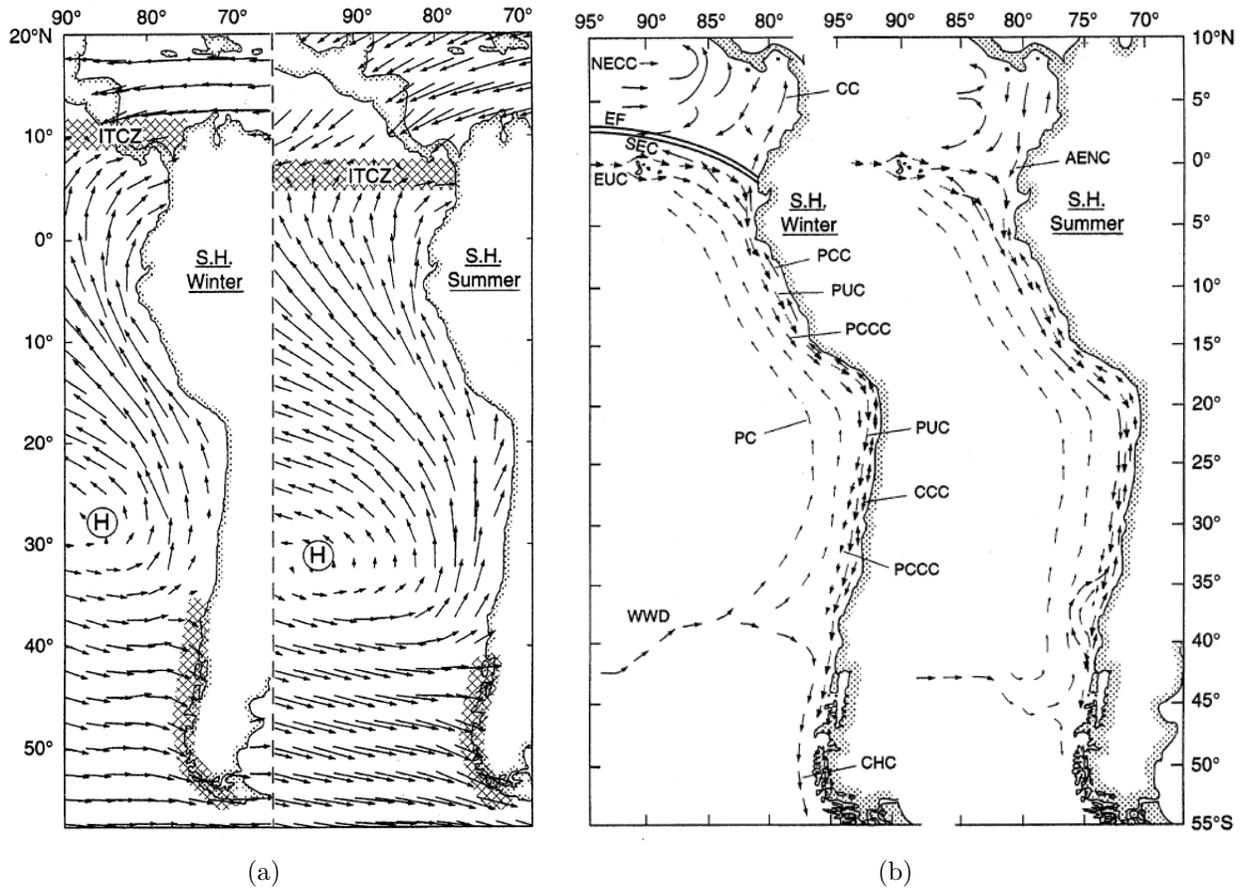


Figura 1: Climatología de los vientos (a) y corrientes (b) en el hemisferio sur durante invierno (Junio-Agosto) y verano (Diciembre-Verano) austral. Los vientos son del reanálisis NCEP a 1000 mb. Regiones de intensa precipitación son sombreadas. ITCZ es la Zona de Convergencia Inter-Tropical. H es el anticiclón subtropical. El esquema del sistema de corrientes, donde los vectores indican la ubicación e intensidad de las corrientes. Para nuestro estudio, se destacan: Deriva del Viento del Oeste (WWD, renombrada como DVO), Corriente del Cabo de Hornos (CHC, renombrada como CCH), Corriente Chile-Perú (PC, renombrada como CCP), Contra Corriente Perú-Chile (PCCC, renombrada como CCPC), Corriente Subsuperficial Perú-Chile (PUC, renombrada como CSPC) y Corriente Costera Chilena (CCC, nombrada del mismo modo). Tomado de Strub et al. (1998).

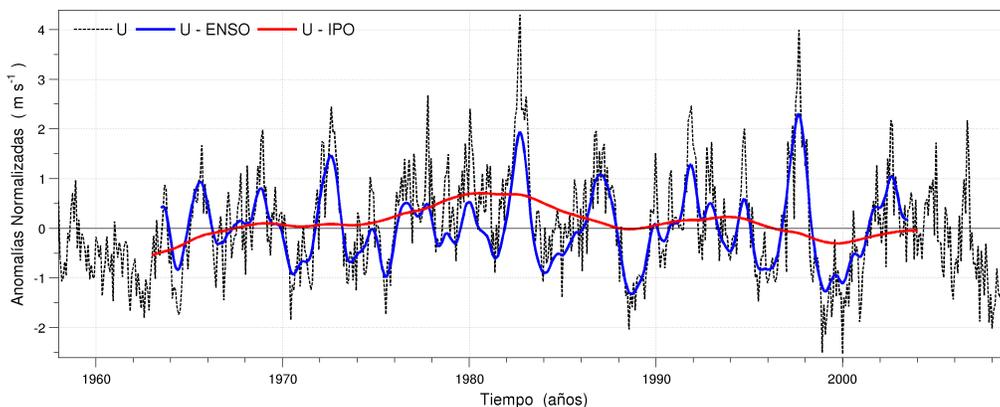


Figura 2: Índices de variabilidad interanual (U-ENSO, línea azul) e interdecadal (U-IPO, línea roja), en base a las anomalías mensuales del viento zonal en la región 8°N-8°S, 150°E-140°E (U, línea negra segmentada).

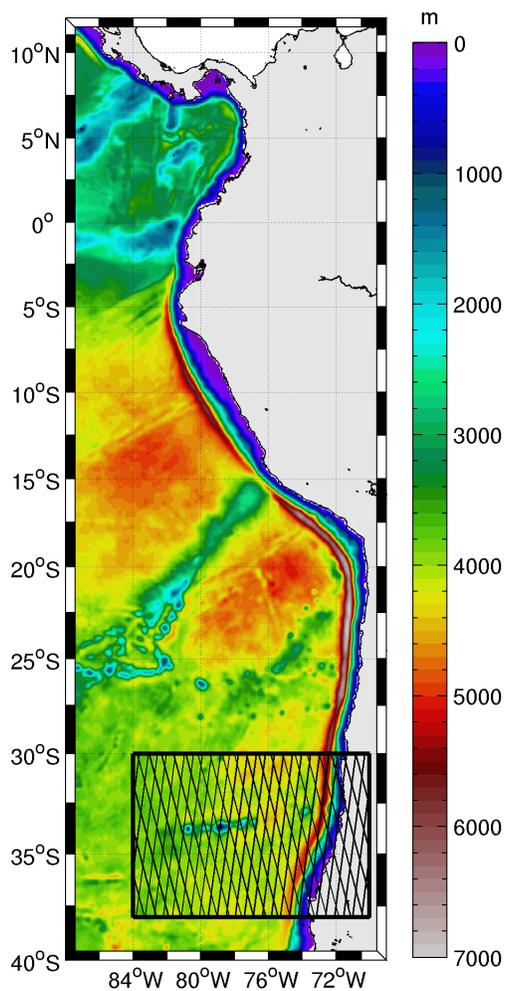


Figura 3: Dominio del modelo y batimetría. Los colores indican la profundidad del océano y la zona achurada de color negro representa la región utilizada en este estudio.

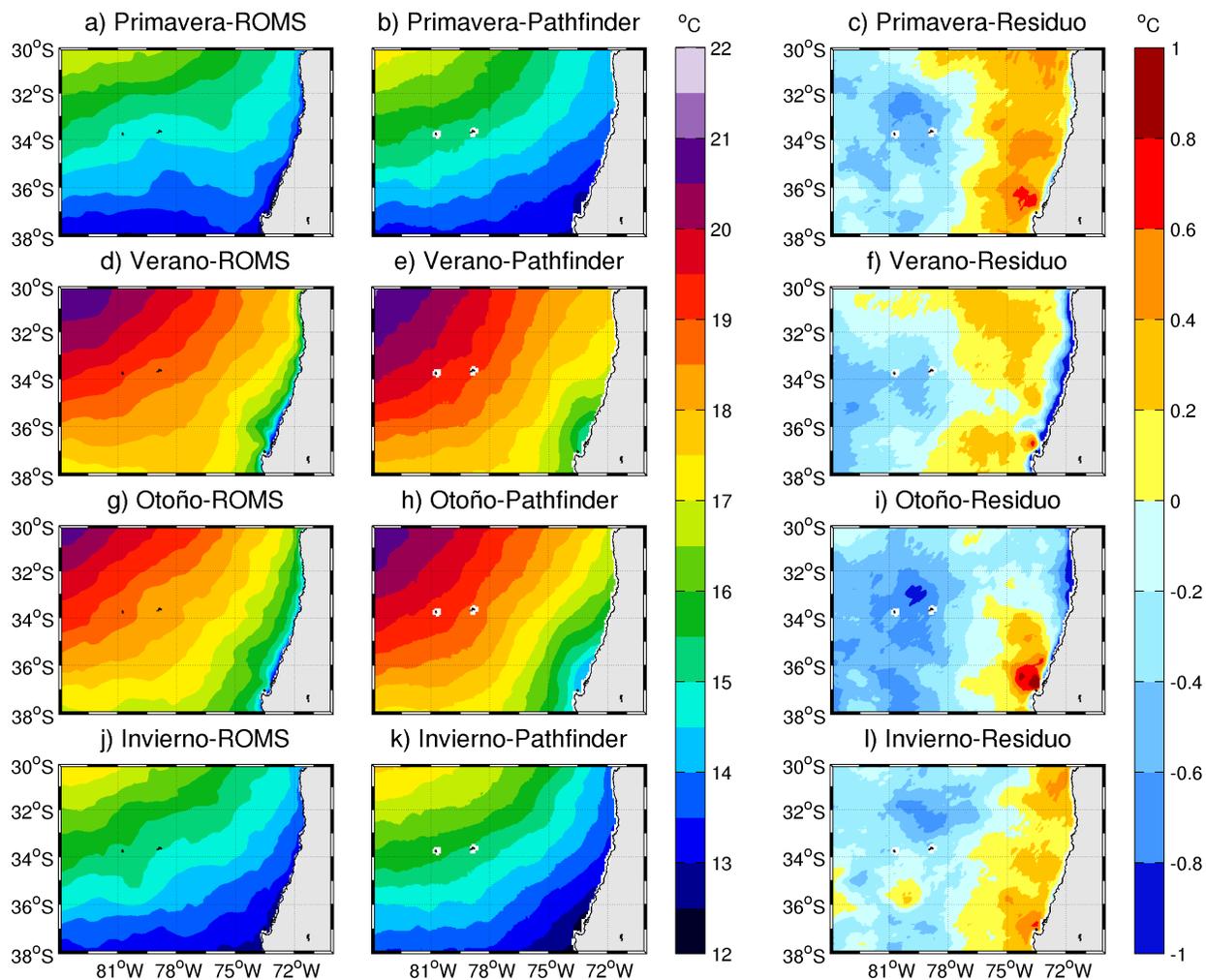


Figura 4: Variación estacional de la temperatura superficial del mar (TSM) entre 1985-1997 para la climatología del modelo ROMS (primera columna), la climatología de Pathfinder (segunda columna) y el residuo de ambas, definido como la diferencia entre ROMS y Pathfinder (tercera columna).

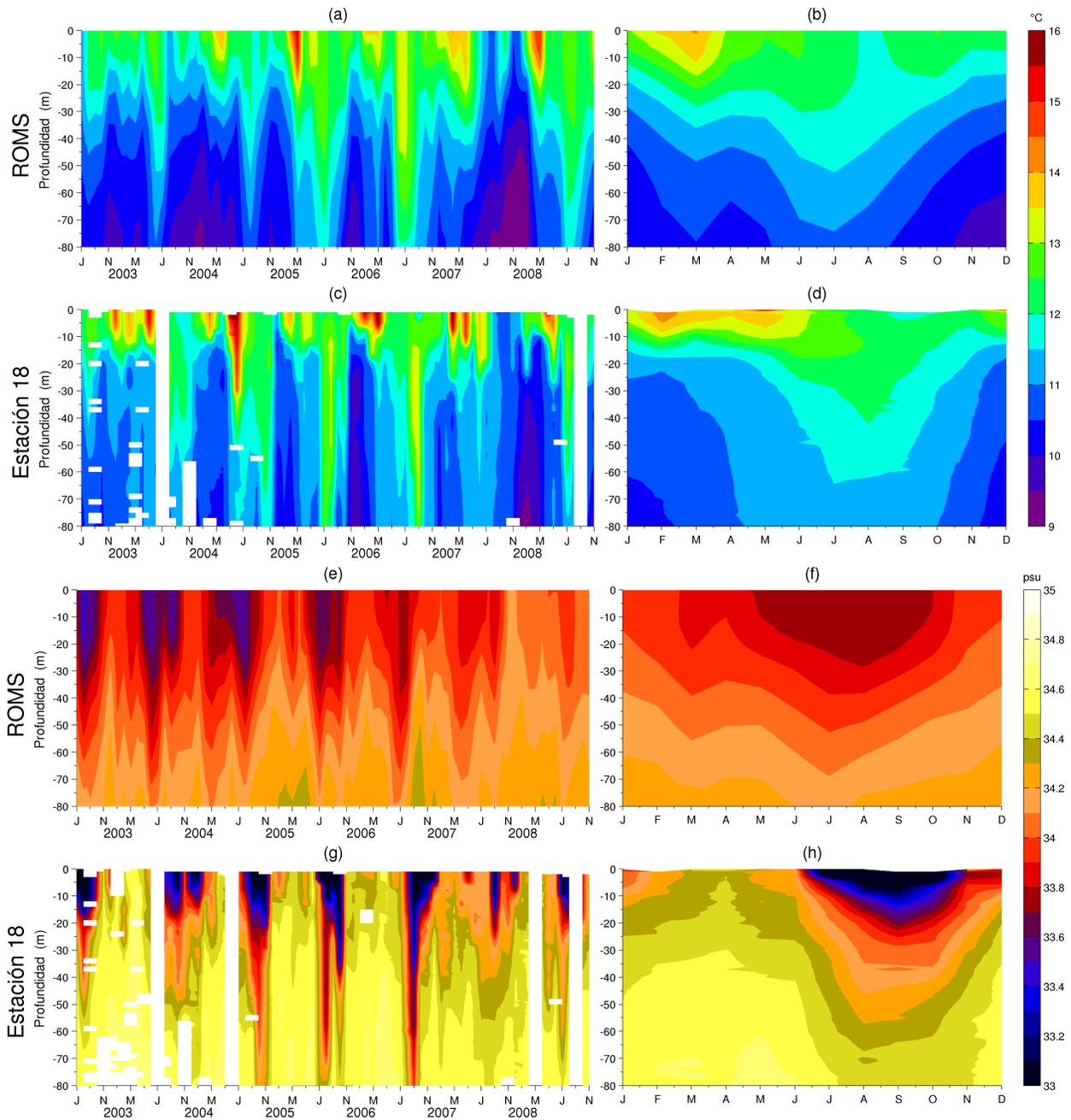
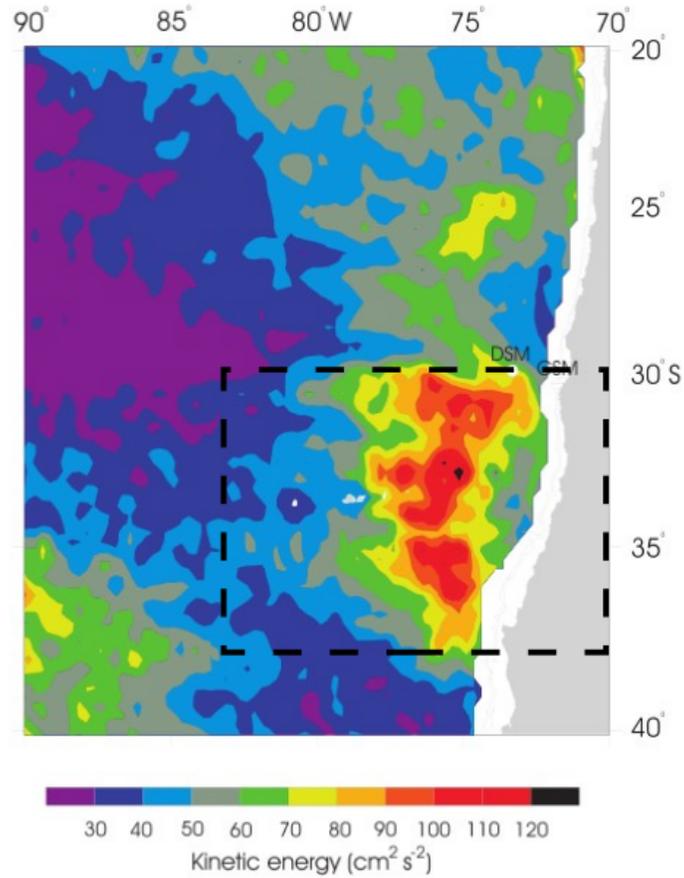
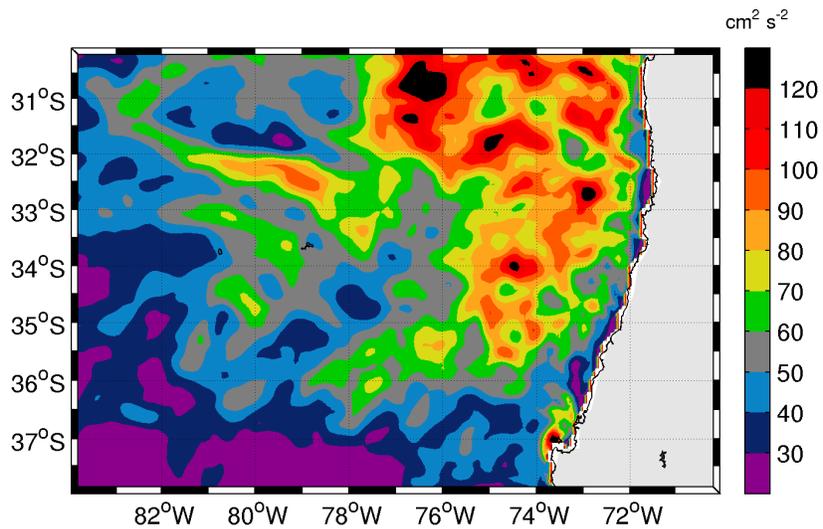


Figura 5: Variabilidad temporal en profundidad de la temperatura y salinidad para ROMS (a, e) y la estación 18 (c, g) respectivamente, durante julio de 2002 hasta diciembre de 2008. También se incluye el ciclo anual (b y d para la temperatura, f y h para la salinidad) durante este periodo.



(a)



(b)

Figura 6: Energía cinética (EKE) promedio durante octubre de 1992 hasta agosto de 2001, con un salto entre enero de 1994 y marzo de 2005, por (a) Hormazábal et al. (2004) y (b) modelo ROMS. El rectángulo de color negro en (a) representa la región de estudio.

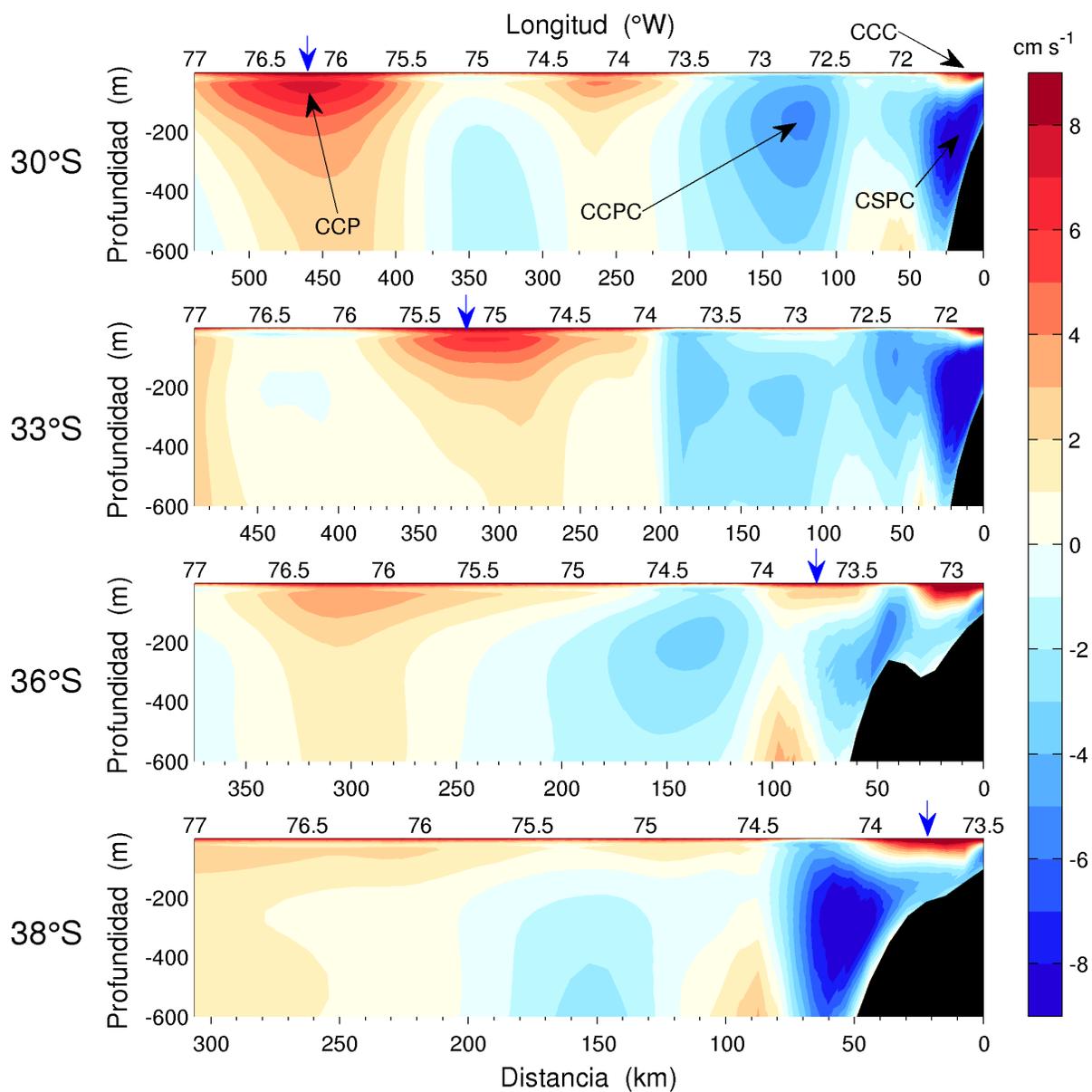
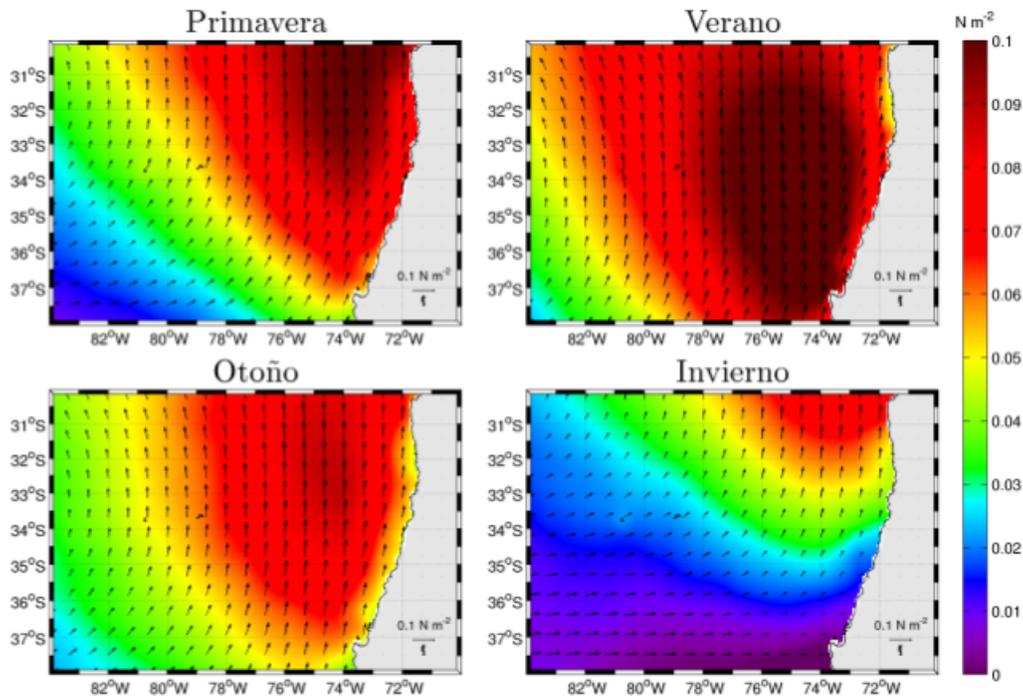
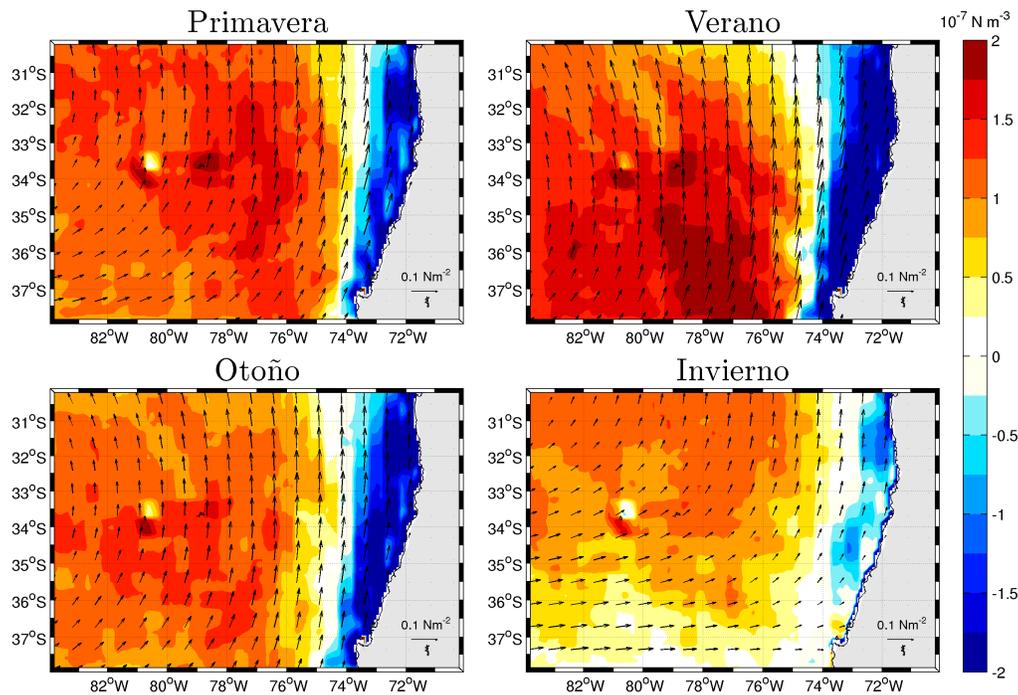


Figura 7: Perfiles verticales de las corrientes meridionales a 30°S, 33°S, 36°S y 38°S durante verano. Se identifican las corrientes descritas por Strub et al. (1998) que dominan la región: Corriente Chile-Perú (CCP), Contra Corriente Perú-Chile (CCPC), Corriente Subsuperficial Perú-Chile (CSPC) y Corriente Costera Chilena (CCC). Además, las flechas de color azul corresponden el jet de la zona de transición costera (CTZ-jet) descrito por Aguirre et al. (2012).

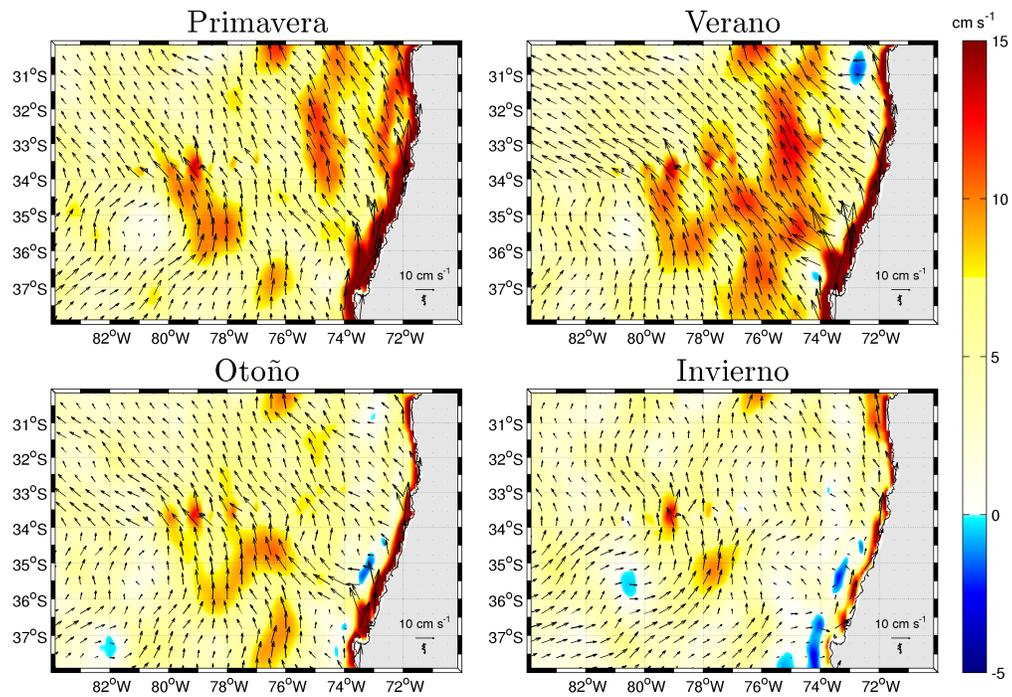


(a)

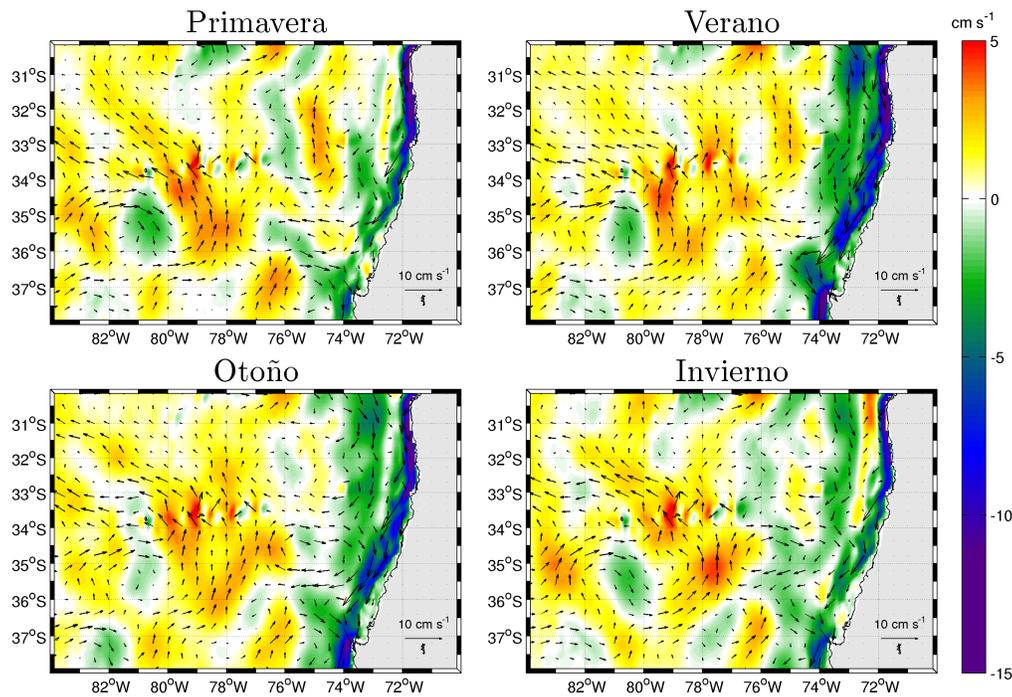


(b)

Figura 8: Variabilidad estacional desde el modelo ROMS para (a) el esfuerzo meridional del viento y (b) el rotor del esfuerzo del viento. Los colores representan la magnitud de cada variable y los vectores la dirección del esfuerzo del viento (en ambas figuras).



(a)



(b)

Figura 9: Variabilidad estacional desde el modelo ROMS para (a) las corrientes meridionales en superficie y (b) a 220 m de profundidad. Para ambas figuras, los colores representan la magnitud de la corriente meridional y los vectores la dirección de las corrientes.

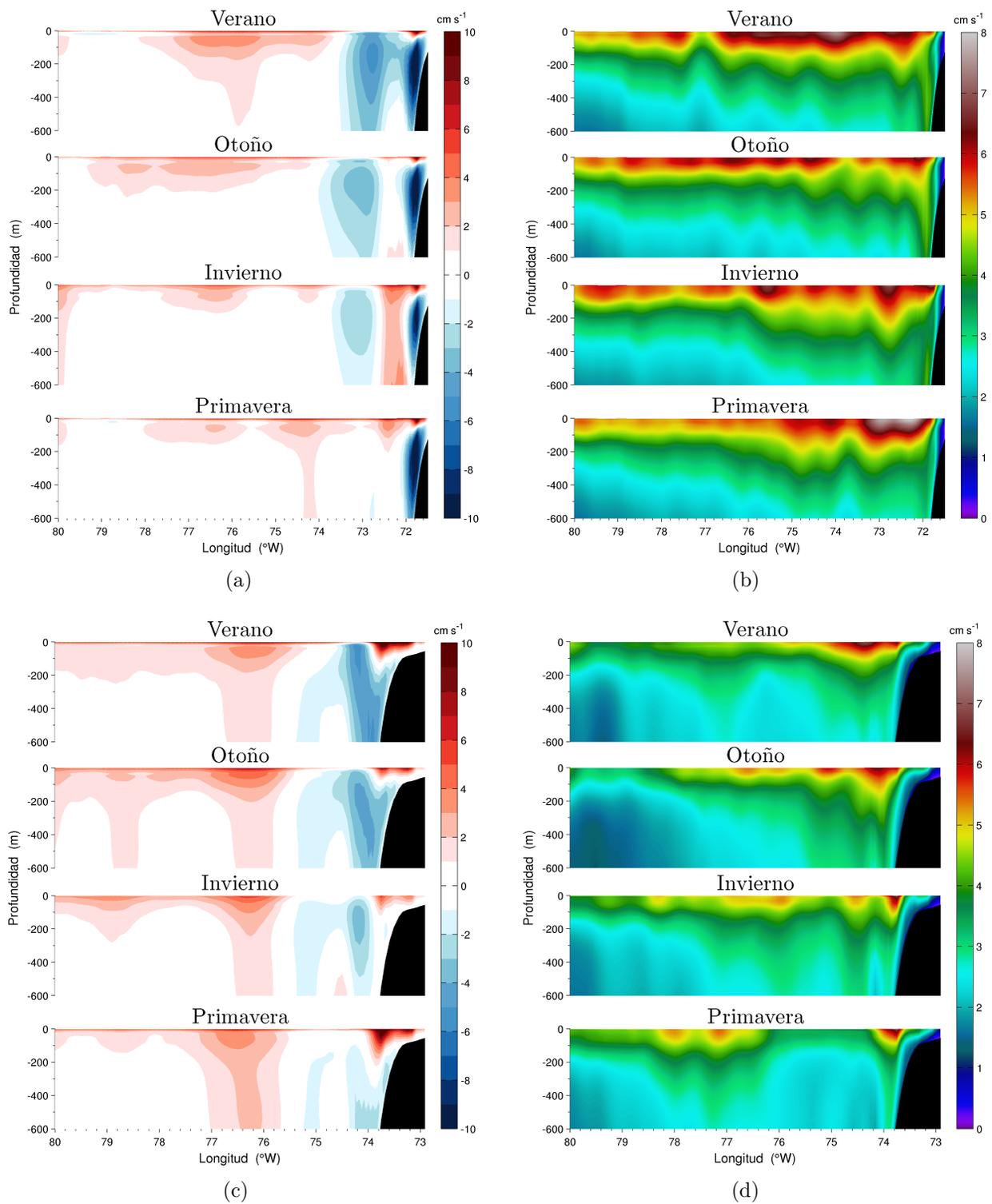


Figura 10: Variabilidad estacional desde el modelo ROMS para las corrientes meridionales junto con su desviación estándar, correspondiente a las bandas promedio 30°S-32°S (a, b) y 36°S-38°S (c, d), respectivamente.

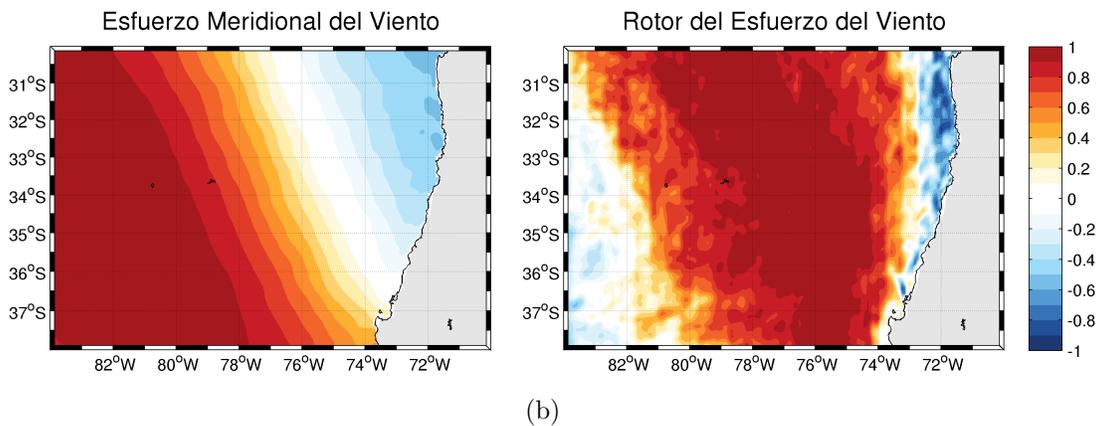
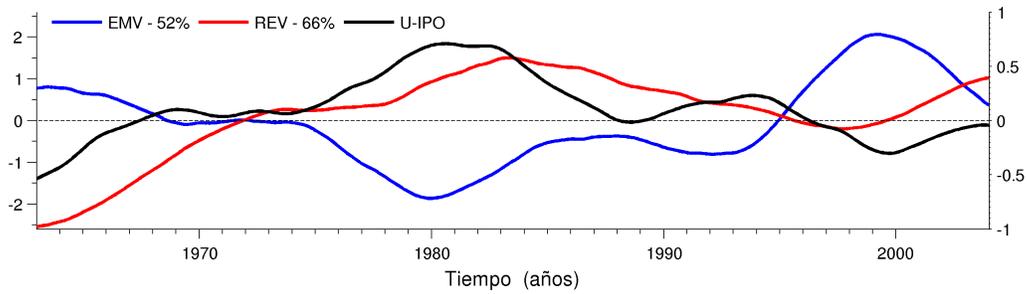
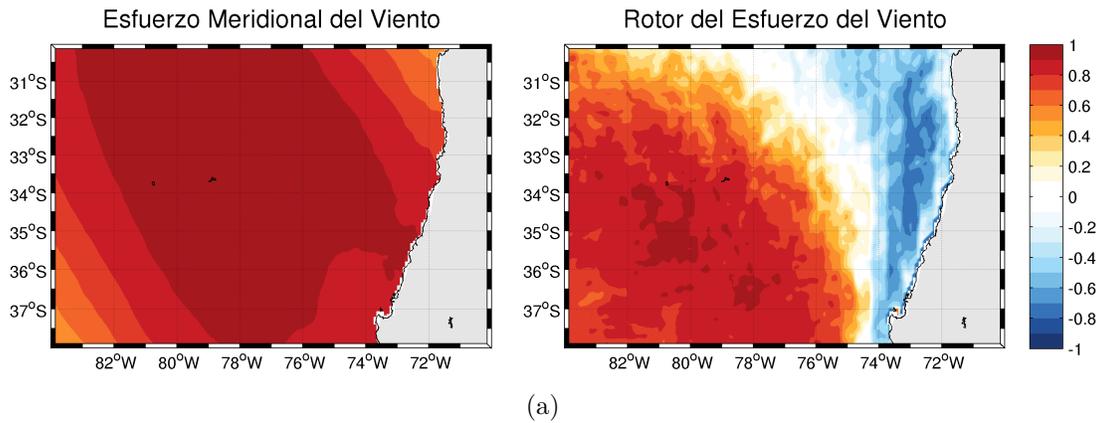
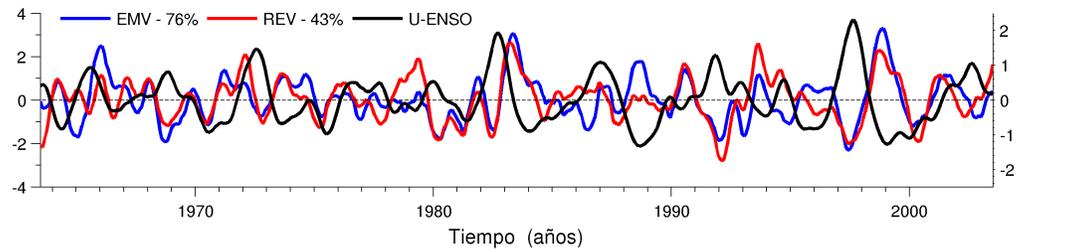


Figura 11: Índices de variabilidad interanual (a) e interdecadal (b). Para ambos casos, los índices locales son el esfuerzo meridional del viento (EMV, línea azul) y el rotor del esfuerzo del viento (REV, línea roja), obtenidos mediante EOF's. Se incluye el patrón espacial de cada modo, expresado como la correlación entre la componente principal y los campos de anomalías respectivos. Para el índice remoto, se utiliza el U-ENSO en la variabilidad interanual, y el U-IPO en la variabilidad interdecadal, ambas líneas de color negro.

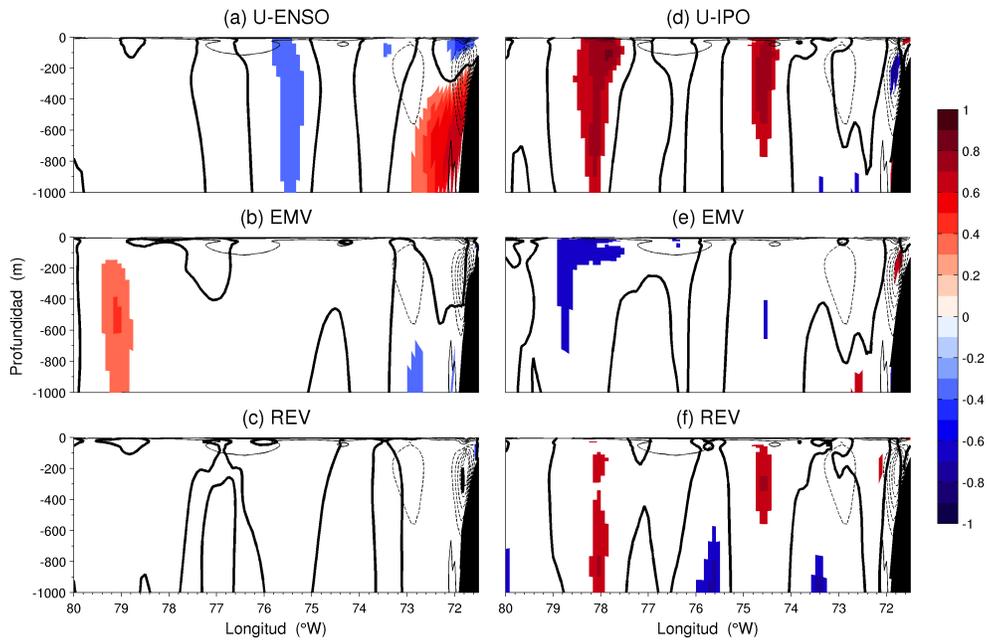


Figura 12: Correlación entre los índices de variabilidad (ver Fig. 10) interanual (a, b, c) e interdecadal (d, e, f) y las corrientes meridionales en la banda 30°S-32°S. Las líneas de contorno más delgadas representan las corrientes meridionales promedio de la banda, donde las líneas segmentadas corresponden a un flujo hacia el polo y las líneas continuas a un flujo hacia el ecuador. La línea gruesa representa el cero de la correlación. Los índices no son desfasados en el tiempo.

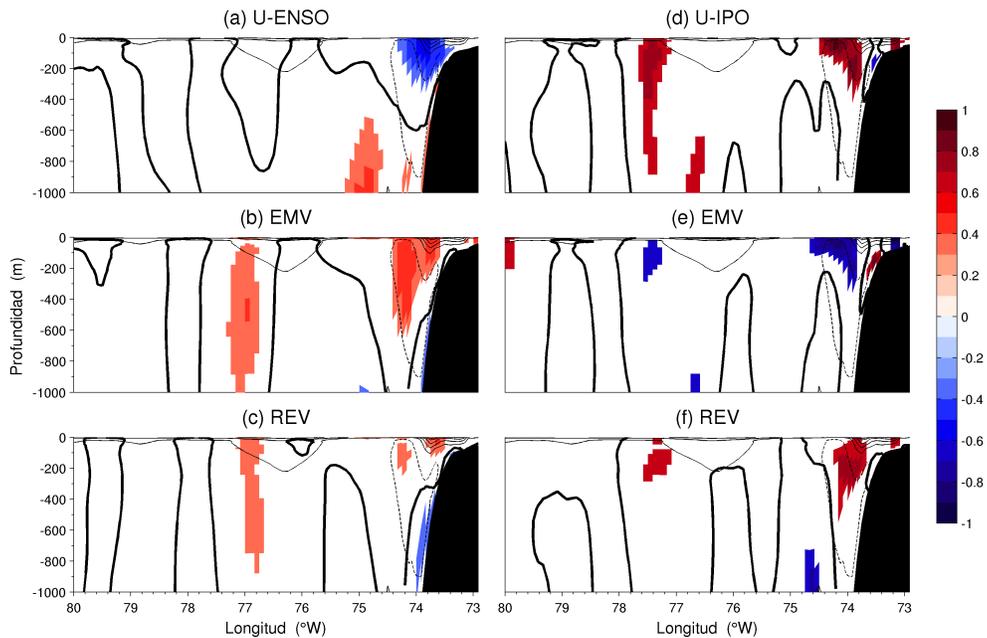


Figura 13: Igual que la figura anterior, pero para la banda 36°S-38°S.

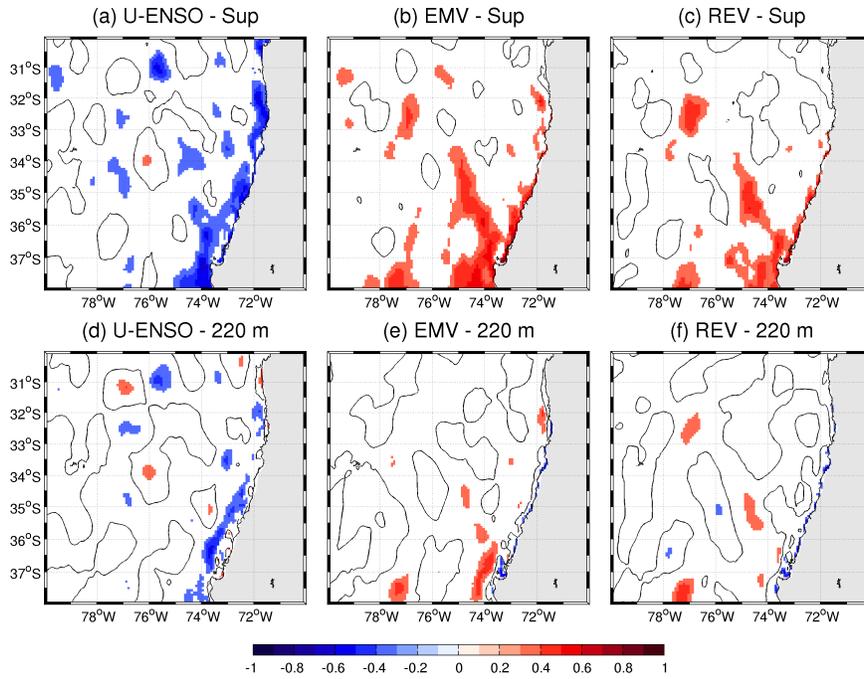


Figura 14: Correlación entre los índices de variabilidad (ver Fig. 10) interanual y las corrientes meridionales superficiales (a, b, c) y a 220 m de profundidad (d, e, f). Los índices no son desfasados en el tiempo. Los colores corresponden a los valores significativos y la línea de contorno representa el cero.

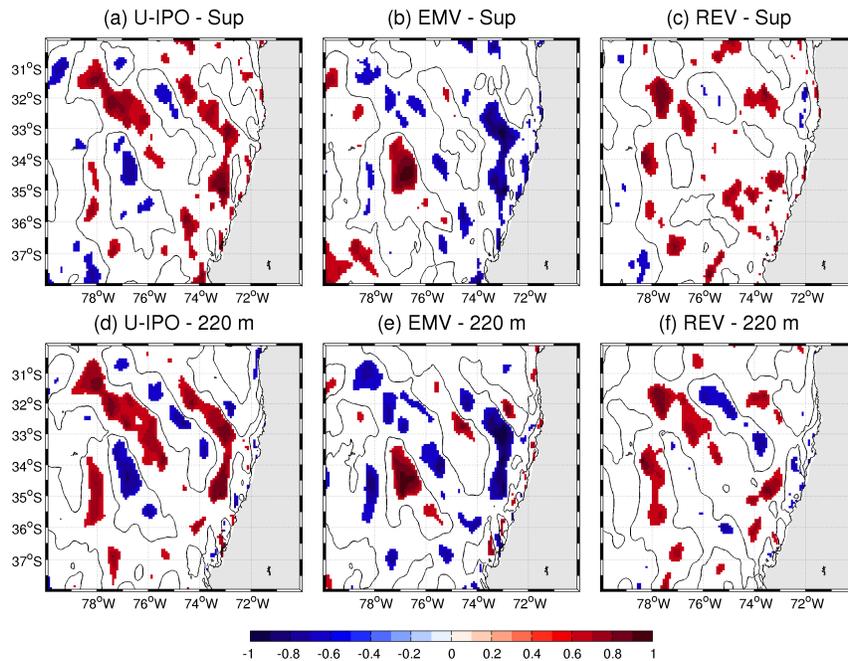


Figura 15: Igual que la figura anterior, pero para la variabilidad interdecadal.

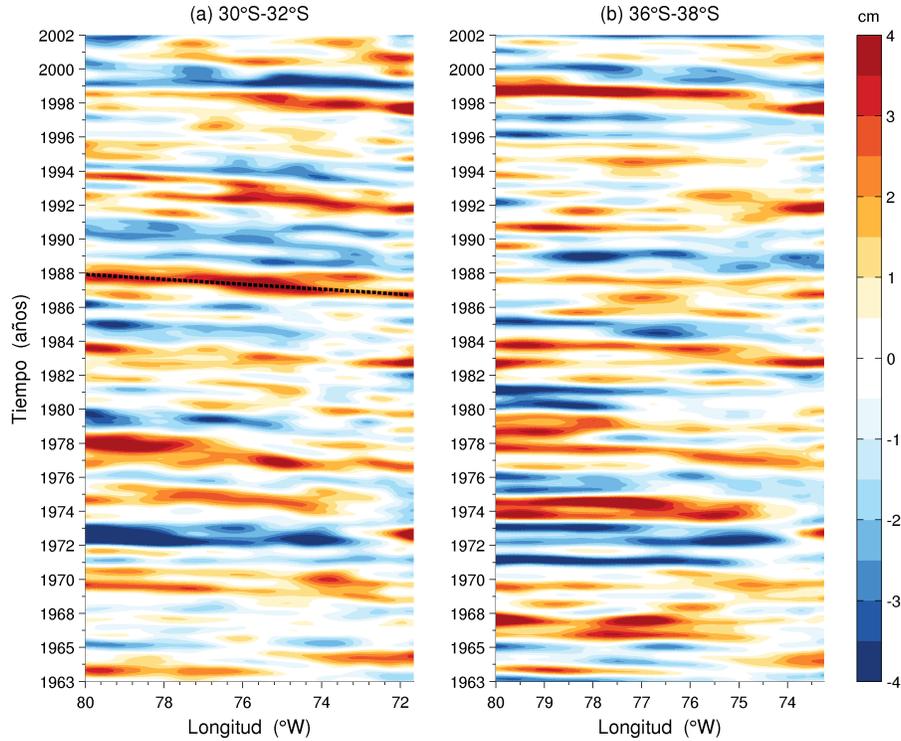


Figura 16: Diagrama longitud-tiempo de las anomalías interanuales del nivel del mar para (a) banda 30°S-32°S y (b) banda 36°S-38°S. La línea segmentada de color negro representa la propagación hacia al oeste ( $\sim 0.02 \text{ m s}^{-1}$ ).

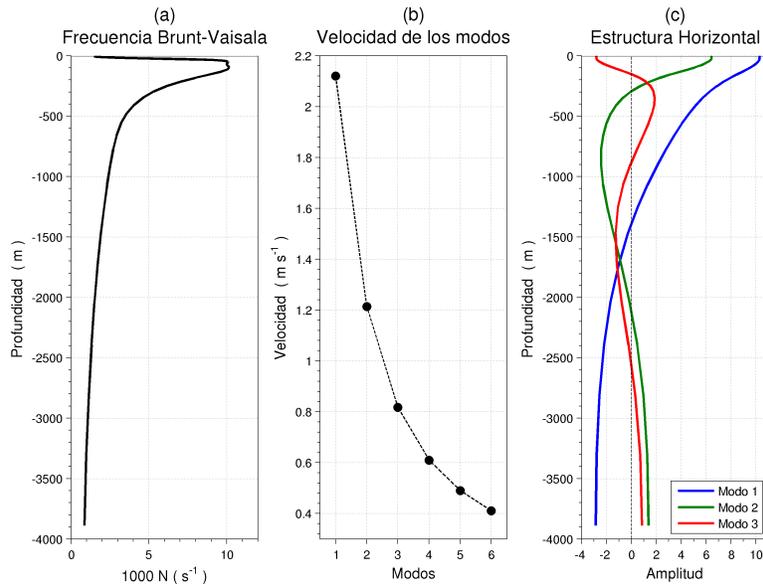


Figura 17: (a) Frecuencia Frunt-Vaisala, (b) velocidad de los modos dinámicos y (c) estructura horizontal de los tres primeros modos. Todos calculados para la latitud 31°S.

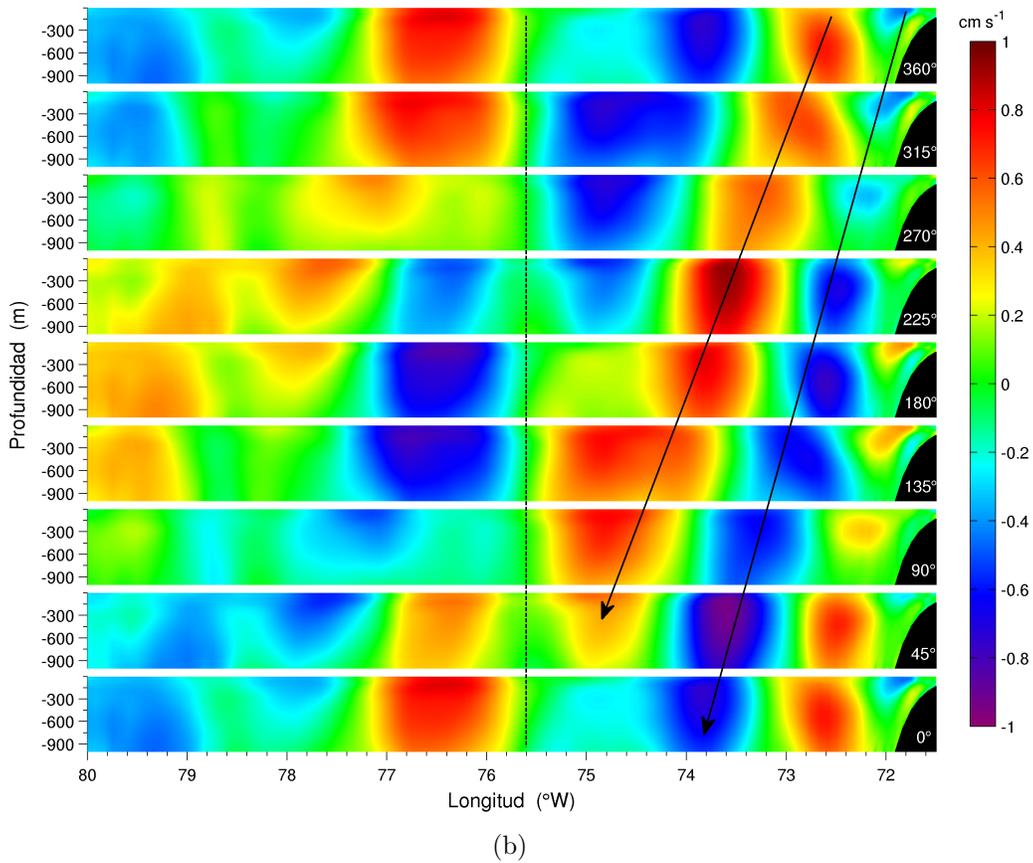
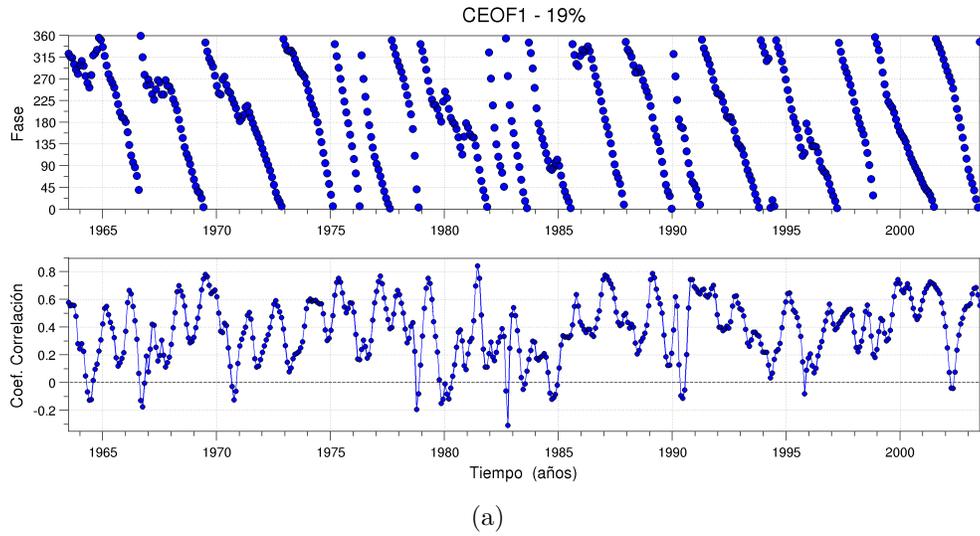


Figura 18: Primer modo de la CEOF correspondiente a la banda 30°S-32°S para la variabilidad interanual, la que representa un 19% de la varianza total. (a) Las series de tiempo corresponden a la fase (arriba) y el coeficiente de correlación entre el campo reconstruido y el campo original (abajo) y (b) secciones verticales de los compuestos de las fases a partir de la reconstrucción del modo. Las flechas representan la propagación de las corrientes hacia fuera de la costa ( $\sim 86 \text{ km año}^{-1}$ ) y la línea segmentada divide la propagación de lo estacionario.

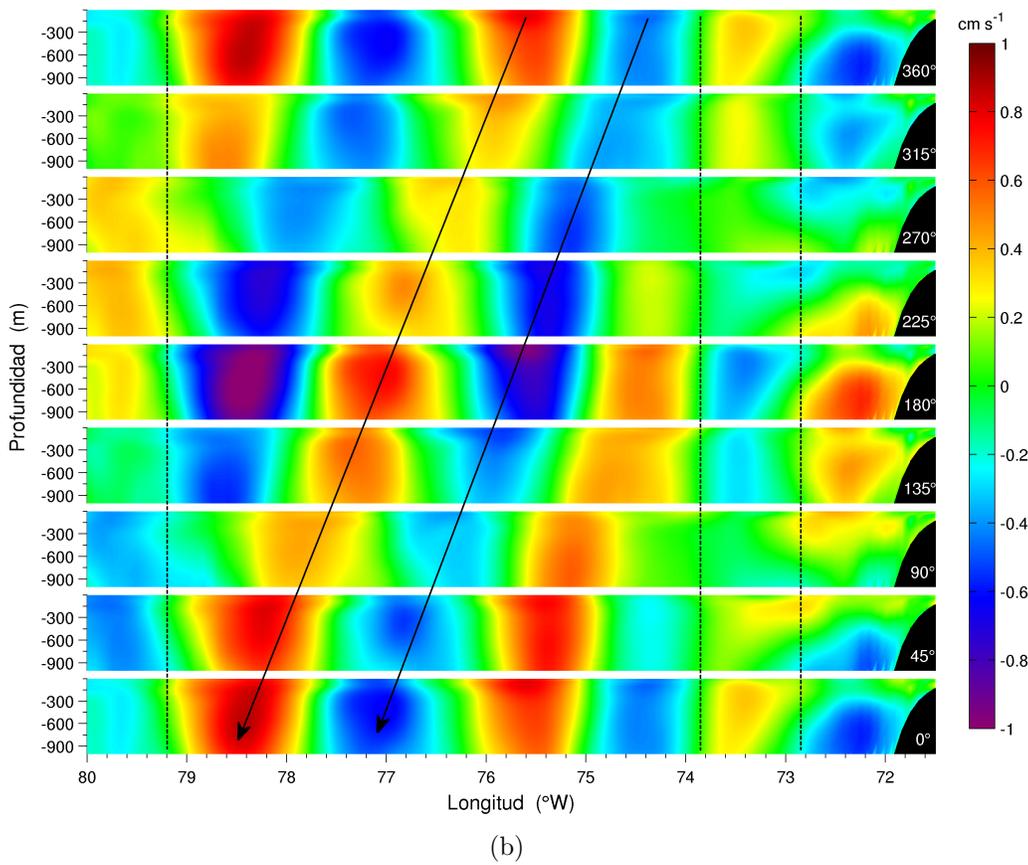
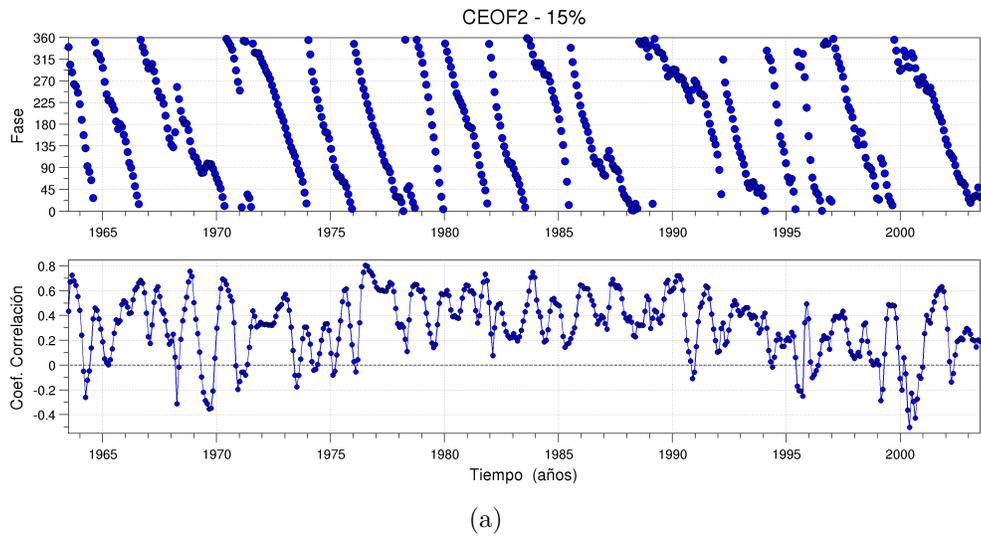


Figura 19: Igual que la figura anterior, pero para el segundo modo de la CEOF, la que representa un 15 % de la varianza total. En este caso, la propagación ocurre desde la región más oceánica, con una velocidad de  $110 \text{ km año}^{-1}$ .

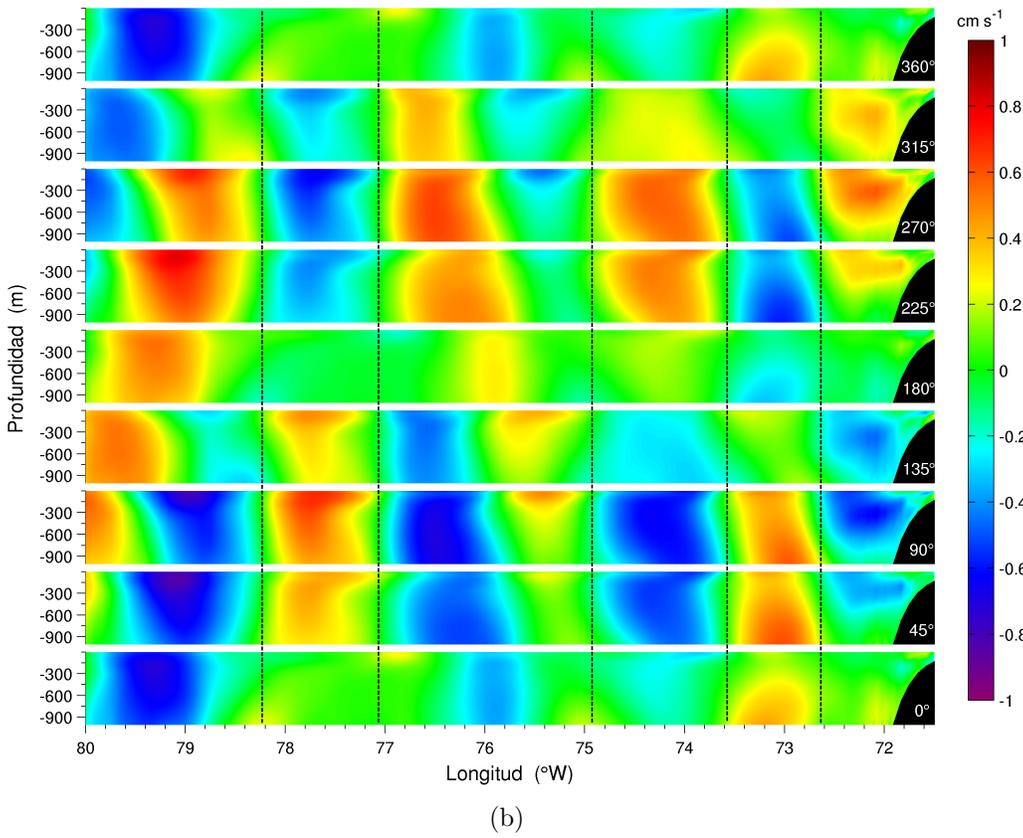
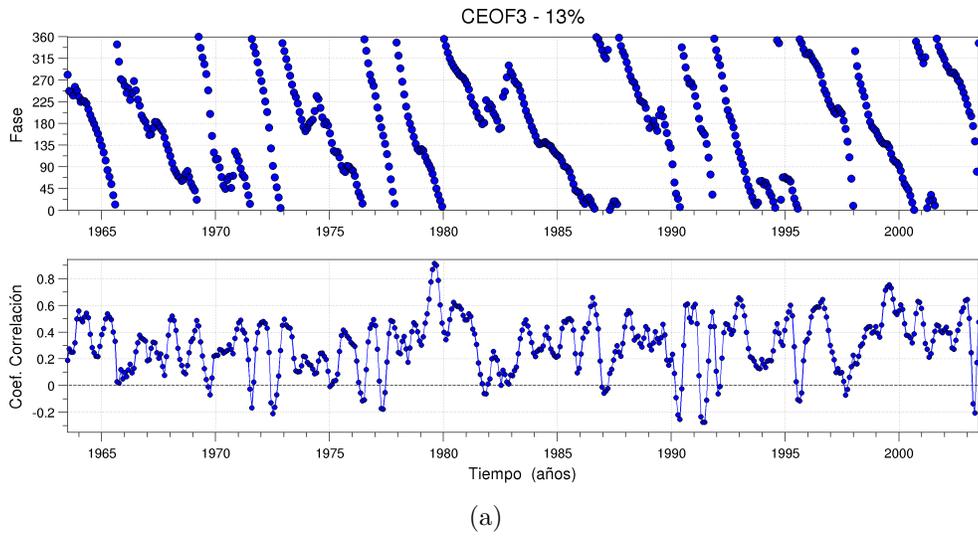


Figura 20: Igual que la figura 18, pero para el tercer modo de la CEOF, la que representa un 13% de la varianza total.

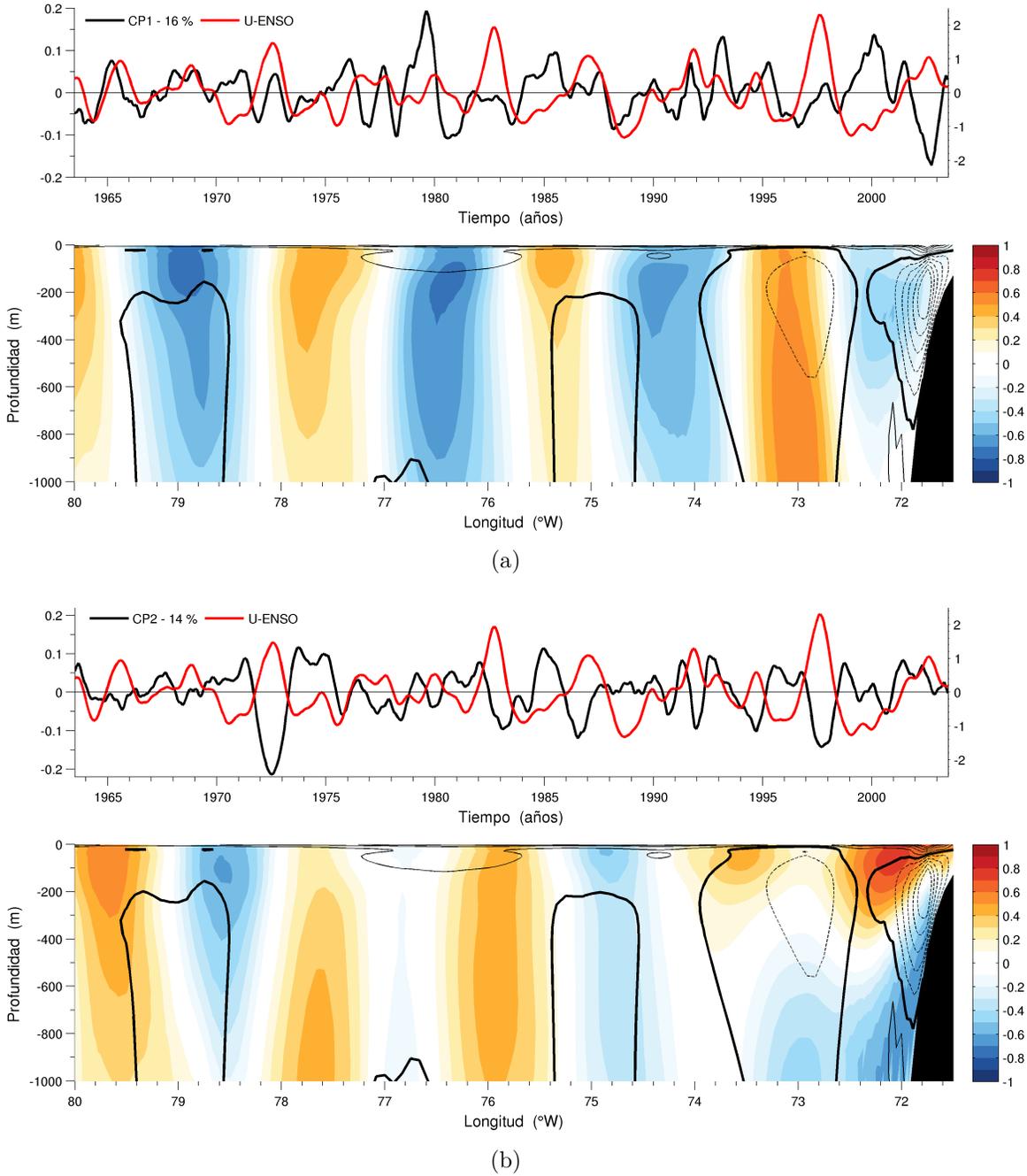


Figura 21: EOF estándar de la variabilidad interanual para la banda 30°S-32°S de (a) el primer modo y (b) el segundo modo, obtenidos por el residuo entre el campo original y la reconstrucción de los dos primeros modos de la CEOF. Las series de tiempo de color negro representan la componente principal del modo (CP1 y CP2) y las de color rojo el índice U-ENSO. Sus patrones espaciales son expresados como correlaciones entre la componente principal y el campo original. Además, se agregan las corrientes promedio de la banda, donde las líneas segmentadas corresponden a un flujo hacia el polo, las líneas continuas un flujo hacia el ecuador y la línea gruesa el cero.

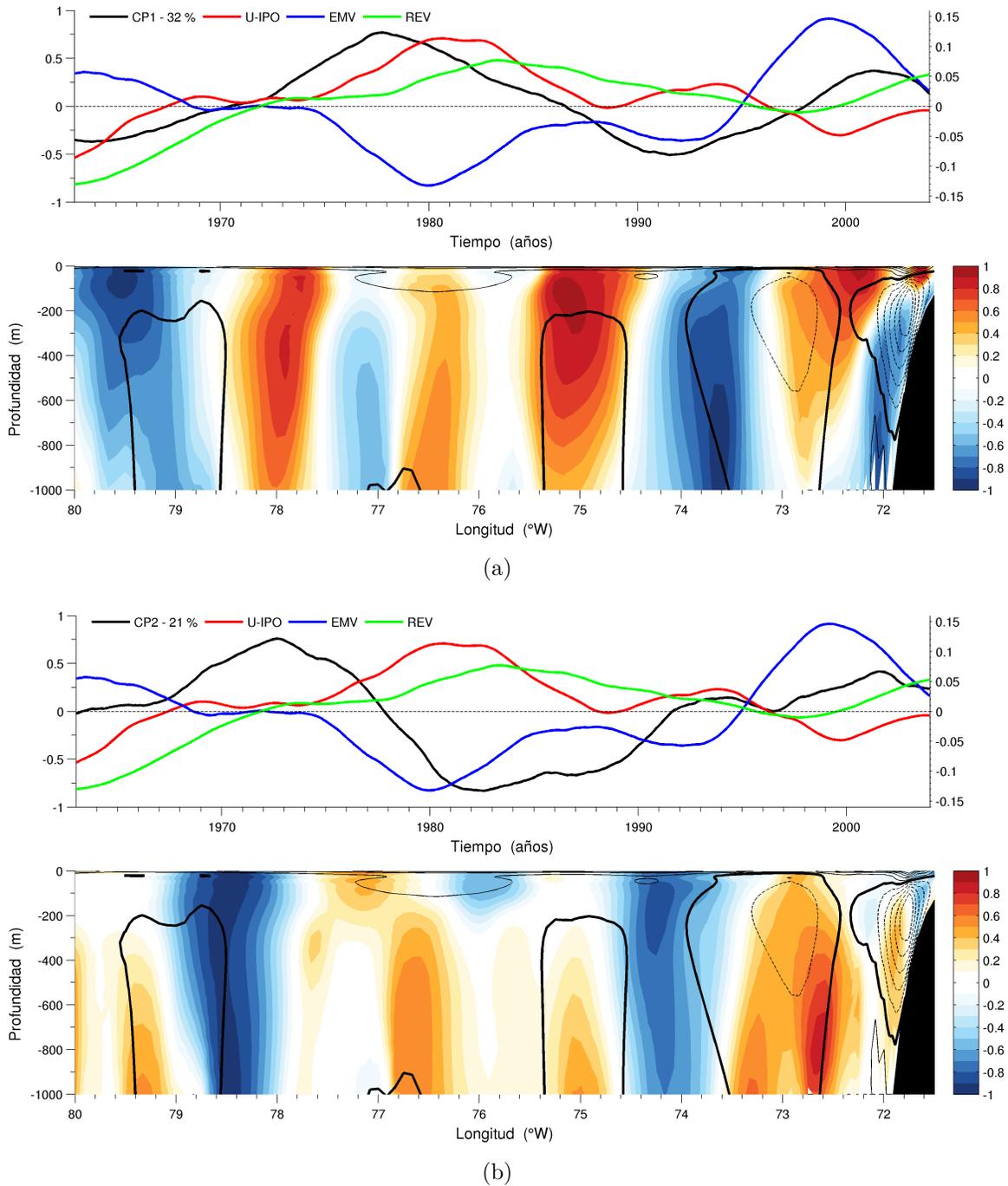


Figura 22: EOF estándar de la variabilidad interdecadal para la banda 30°S-32°S de (a) el primer modo y (b) el segundo modo. Las series de tiempo de color negro representan la componente principal del modo (CP1 y CP2), mientras que los otras corresponden a los índices de variabilidad interdecadal (ver figura 11). Sus patrones espaciales son expresados como correlaciones entre la componente principal y el campo original. Además, se agregan las corrientes promedio de la banda, donde las líneas segmentadas corresponden a un flujo hacia el polo, las líneas continuas un flujo hacia el ecuador y la línea gruesa el cero.

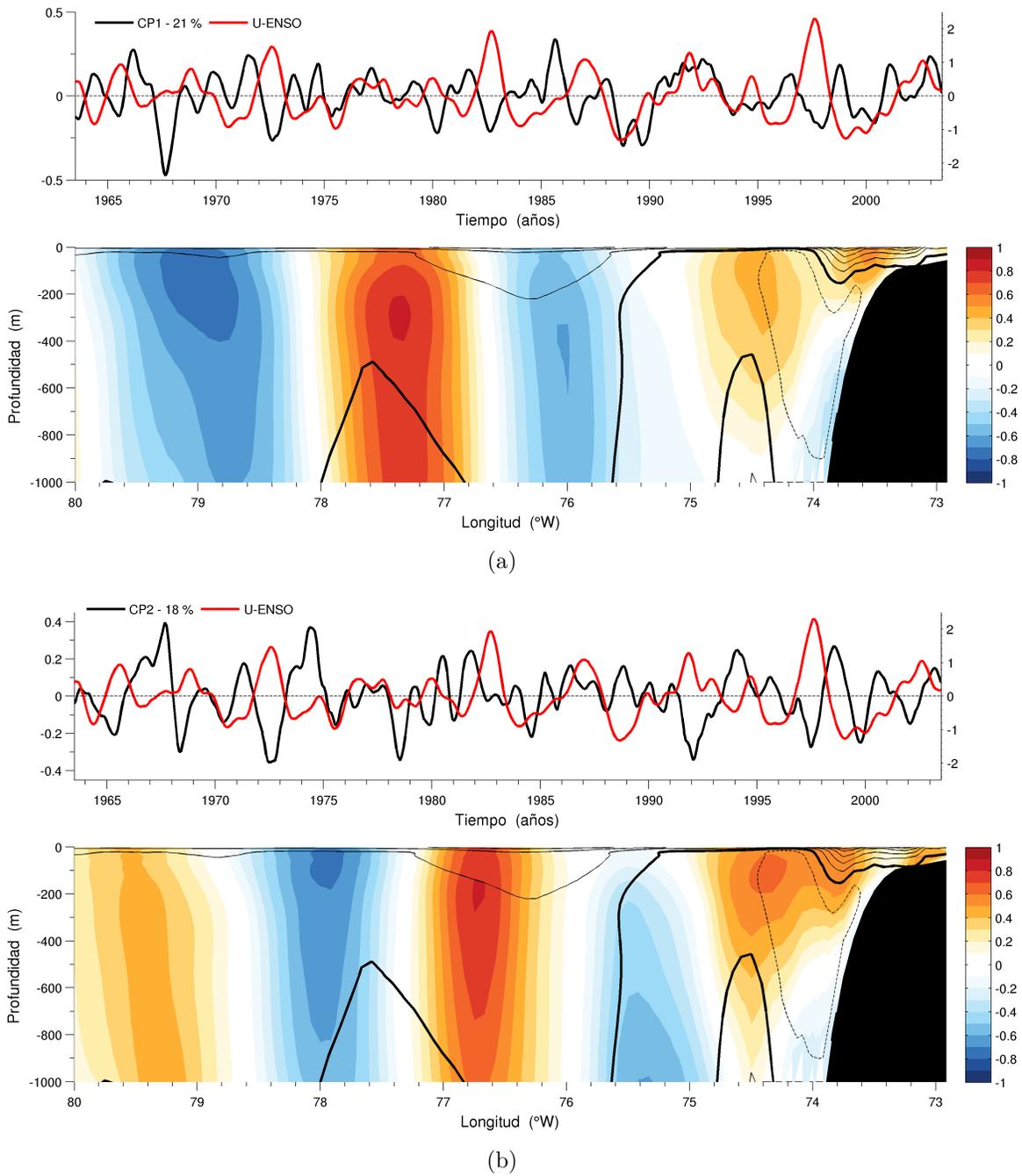


Figura 23: Igual que la figura anterior, pero para la variabilidad interanual en la banda 36°S-38°S.

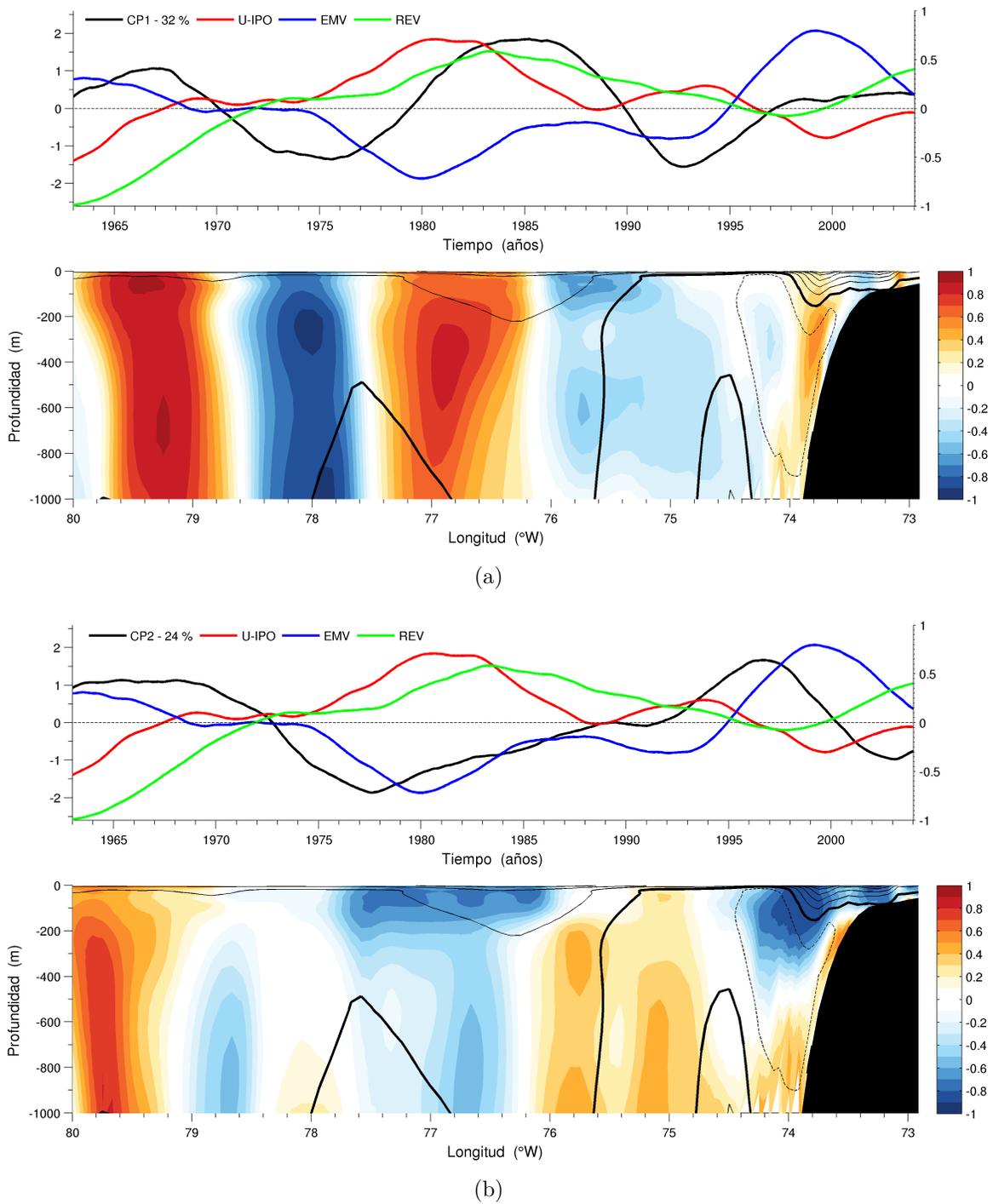


Figura 24: Igual que la figura 22, pero para la banda 36°S-38°S.

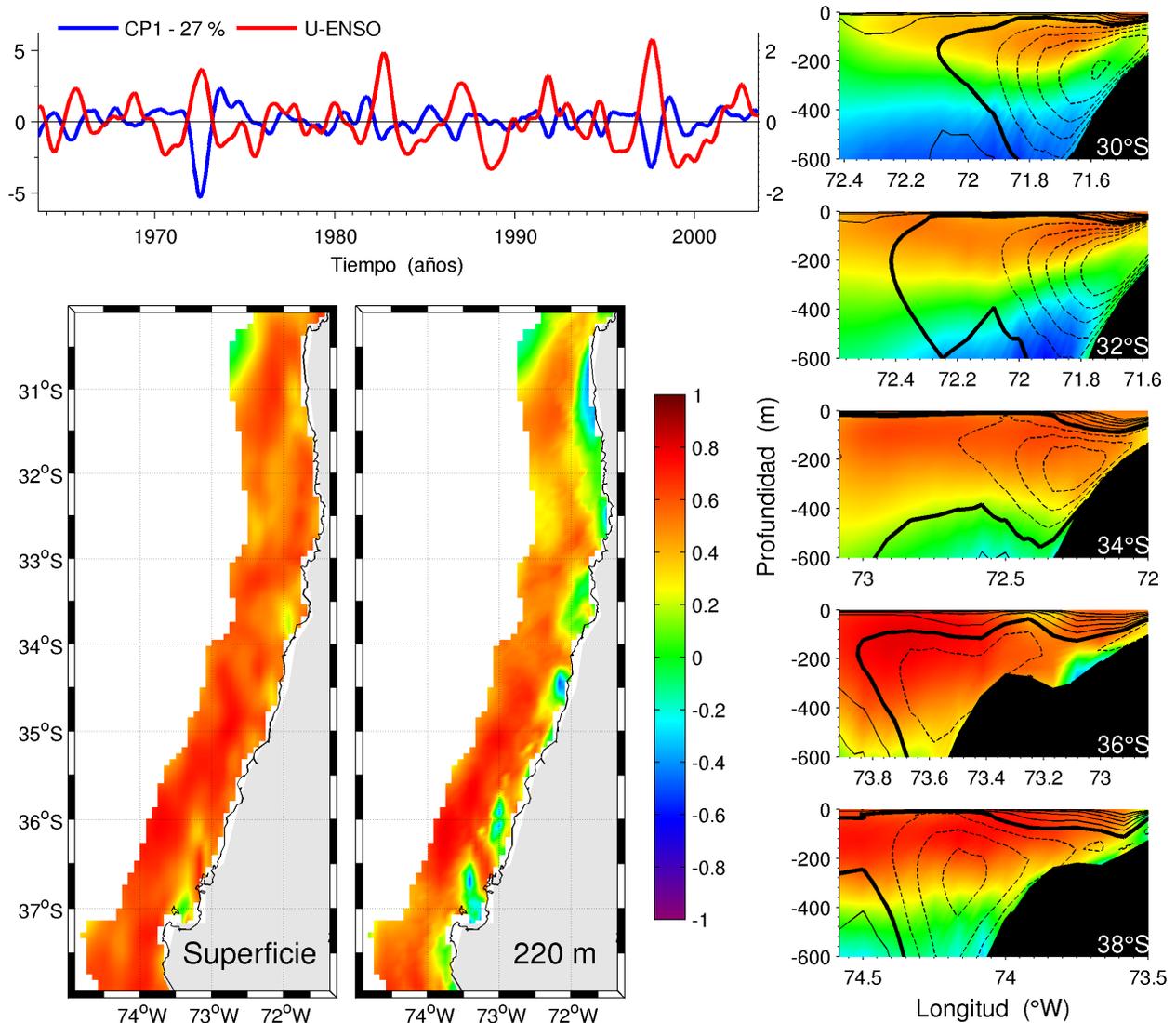


Figura 25: EOF estándar del primer modo para las corrientes costeras en la escala interanual. La figura está compuesta por la primera componente principal (CP1), el índice U-ENSO, los patrones espaciales, expresados como una correlación de la CP1 y el campo original, para las corrientes en superficie, 220 m de profundidad y cortes verticales para las latitudes 30°S, 32°S, 34°S, 36°S y 38°S. Además, se incluyen las corrientes meridionales promedio para cada sección vertical, donde las líneas continuas representan un flujo hacia el ecuador, las líneas segmentadas un flujo hacia el polo y la línea gruesa el cero.

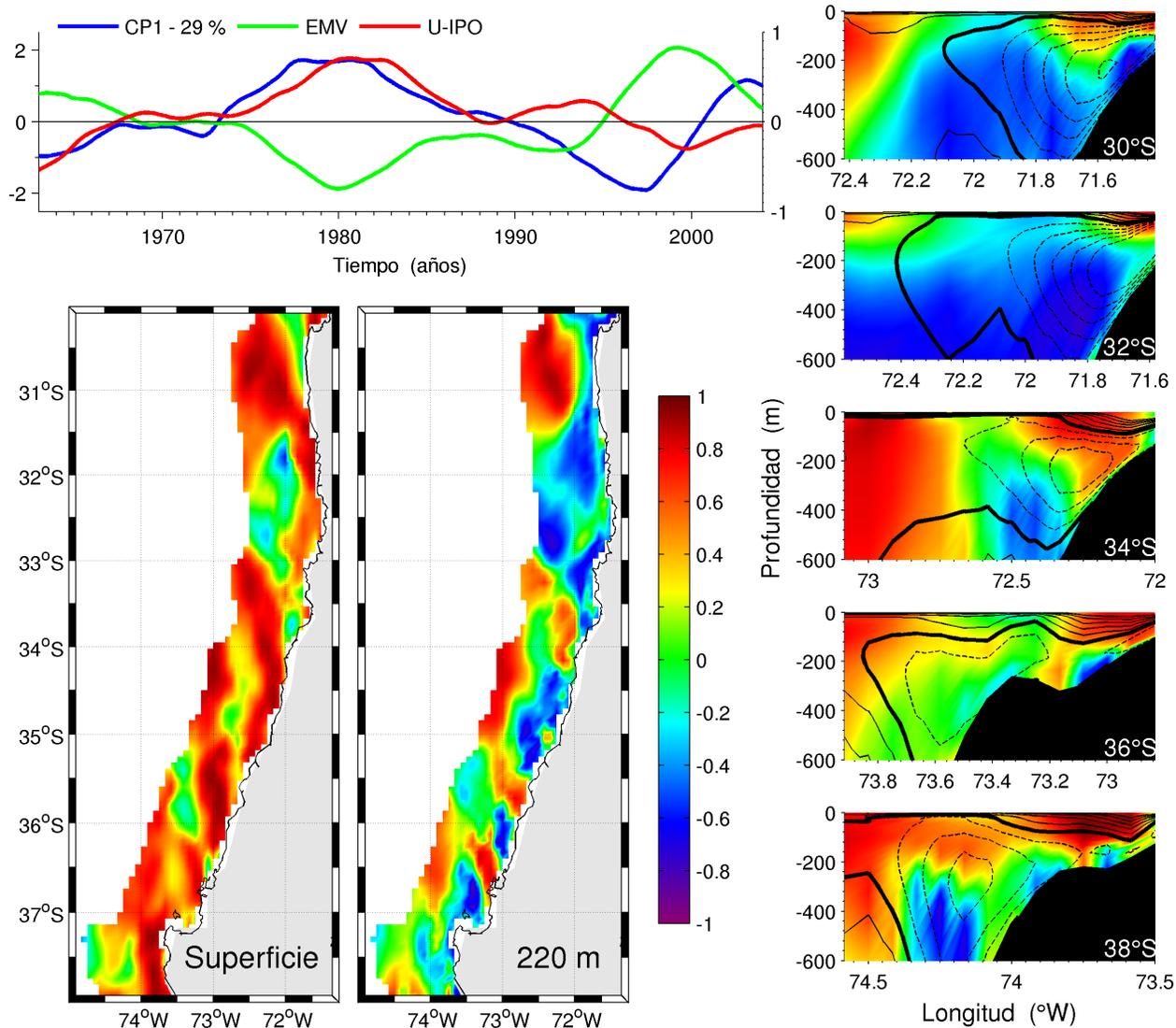


Figura 26: Igual que la figura anterior, pero para la variabilidad interdecadal. Ahora, el índice corresponde al U-IPO.

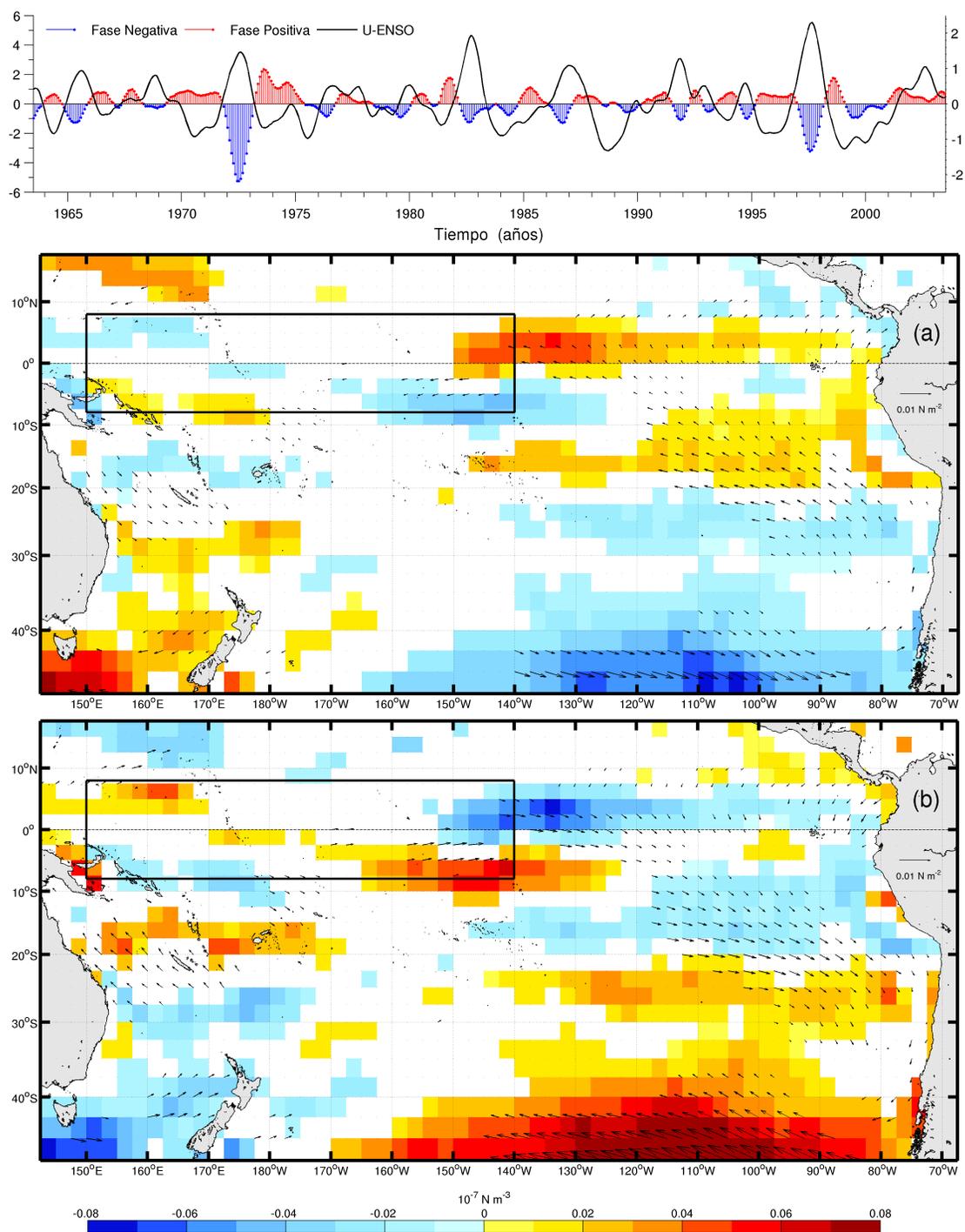


Figura 27: Compuestos de las fases positivas (a) y negativas (b) de la CP1, correspondiente a las corrientes meridionales costeras en la escala interanual, para los campos de anomalías del esfuerzo del viento (vectores) y el rotor del esfuerzo del viento (colores). Solo se muestran los valores significativos, mediante un test Monte Carlo.

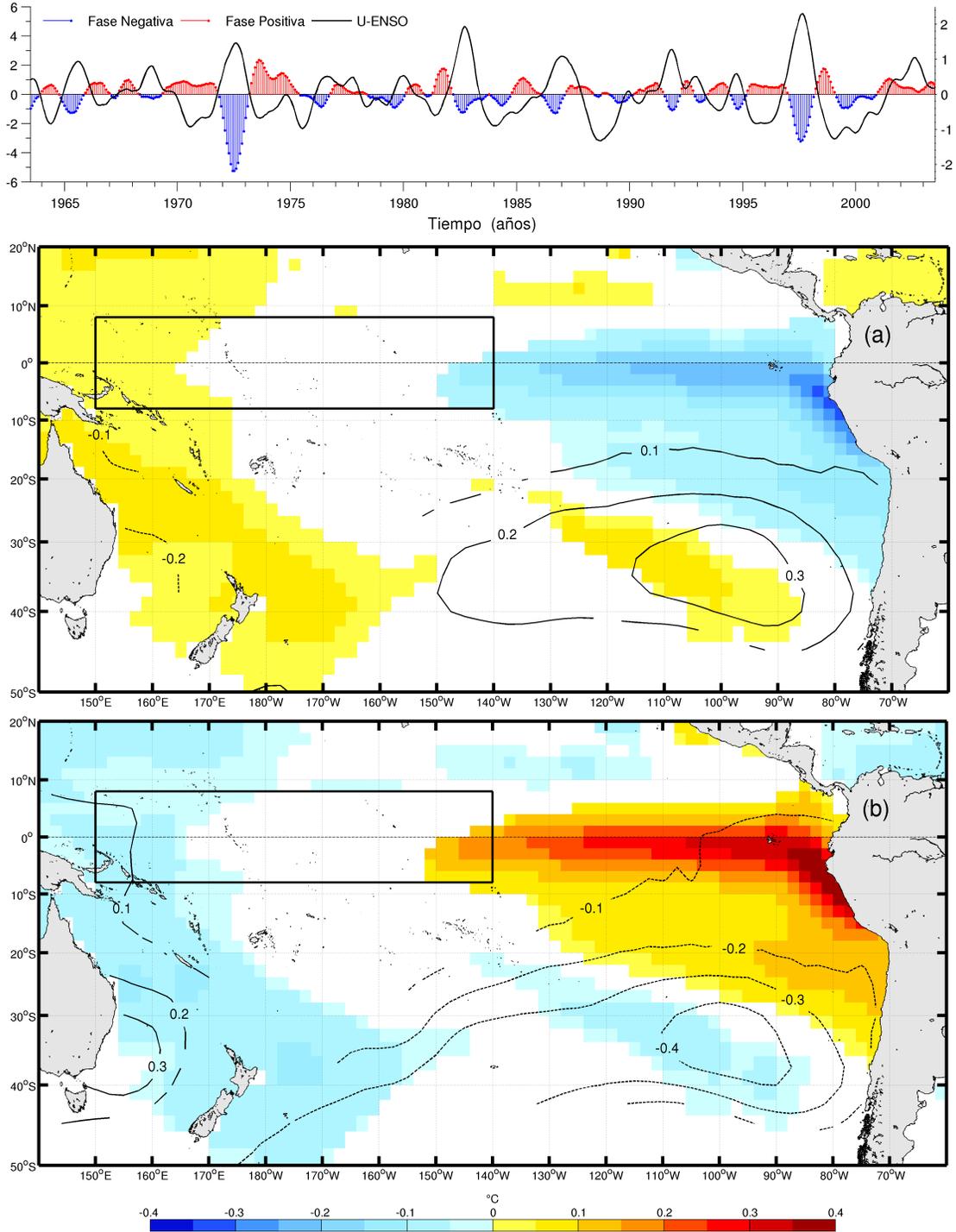


Figura 28: Igual que la figura anterior, pero para los campos de anomalías de la presión superficial del mar (líneas de contorno) y la temperatura superficial del mar (colores). Solo se muestran los valores significativos, mediante un test Monte Carlo.

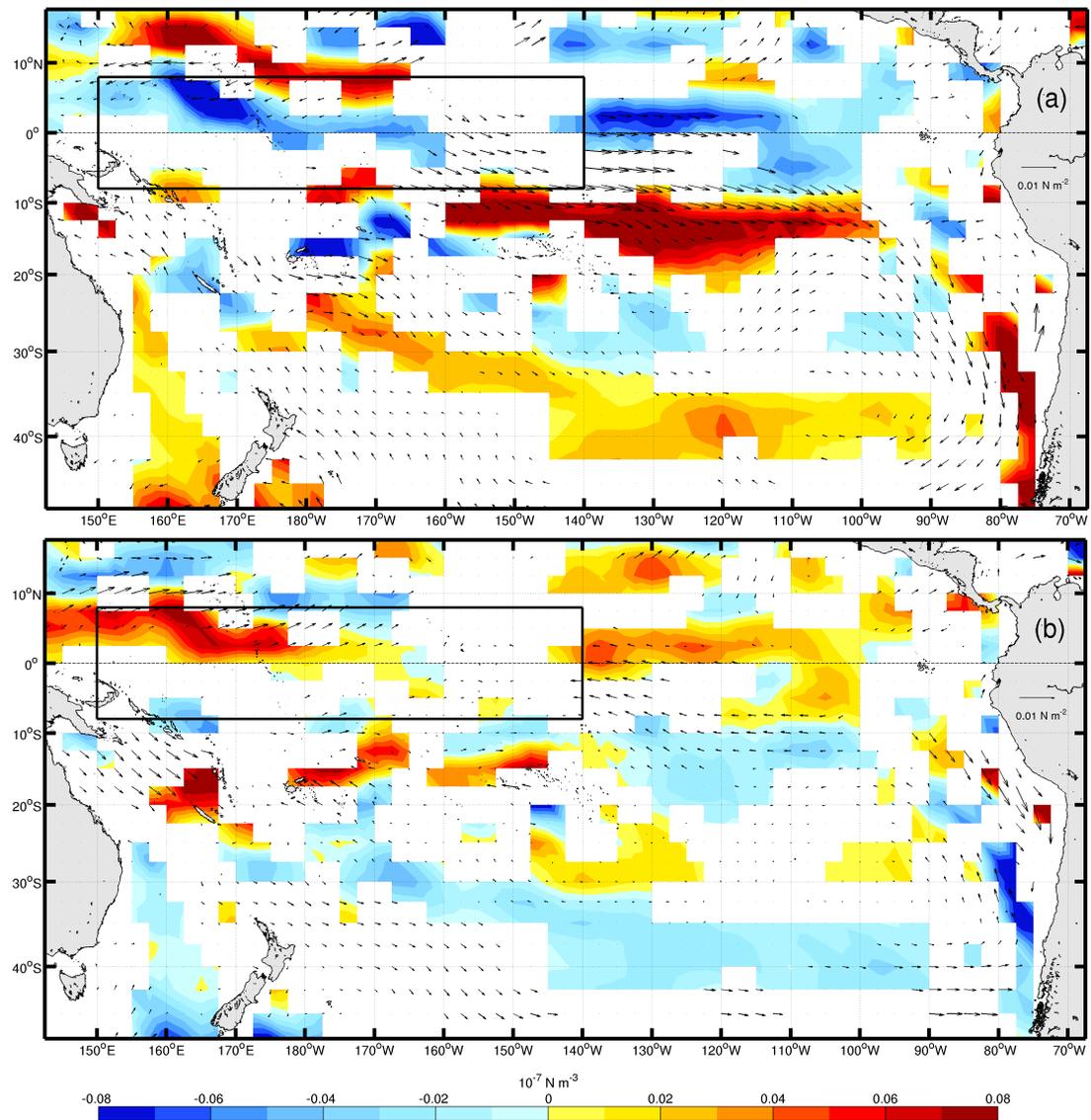
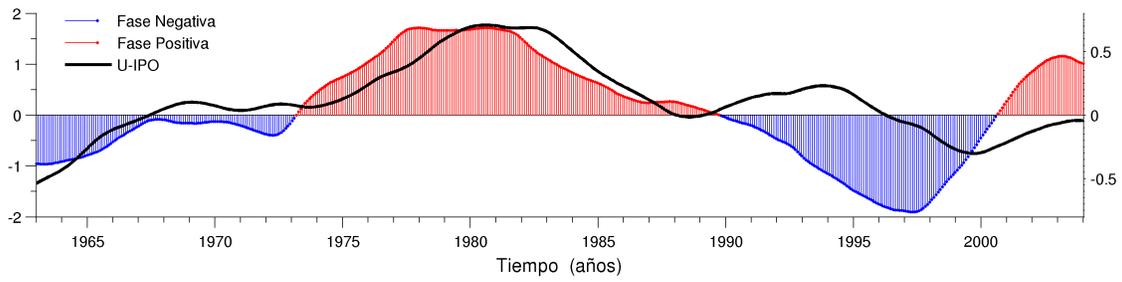


Figura 29: Igual que la figura 27, pero para la variabilidad interdecadal. Solo se muestran los valores significativos, mediante un test Monte Carlo.

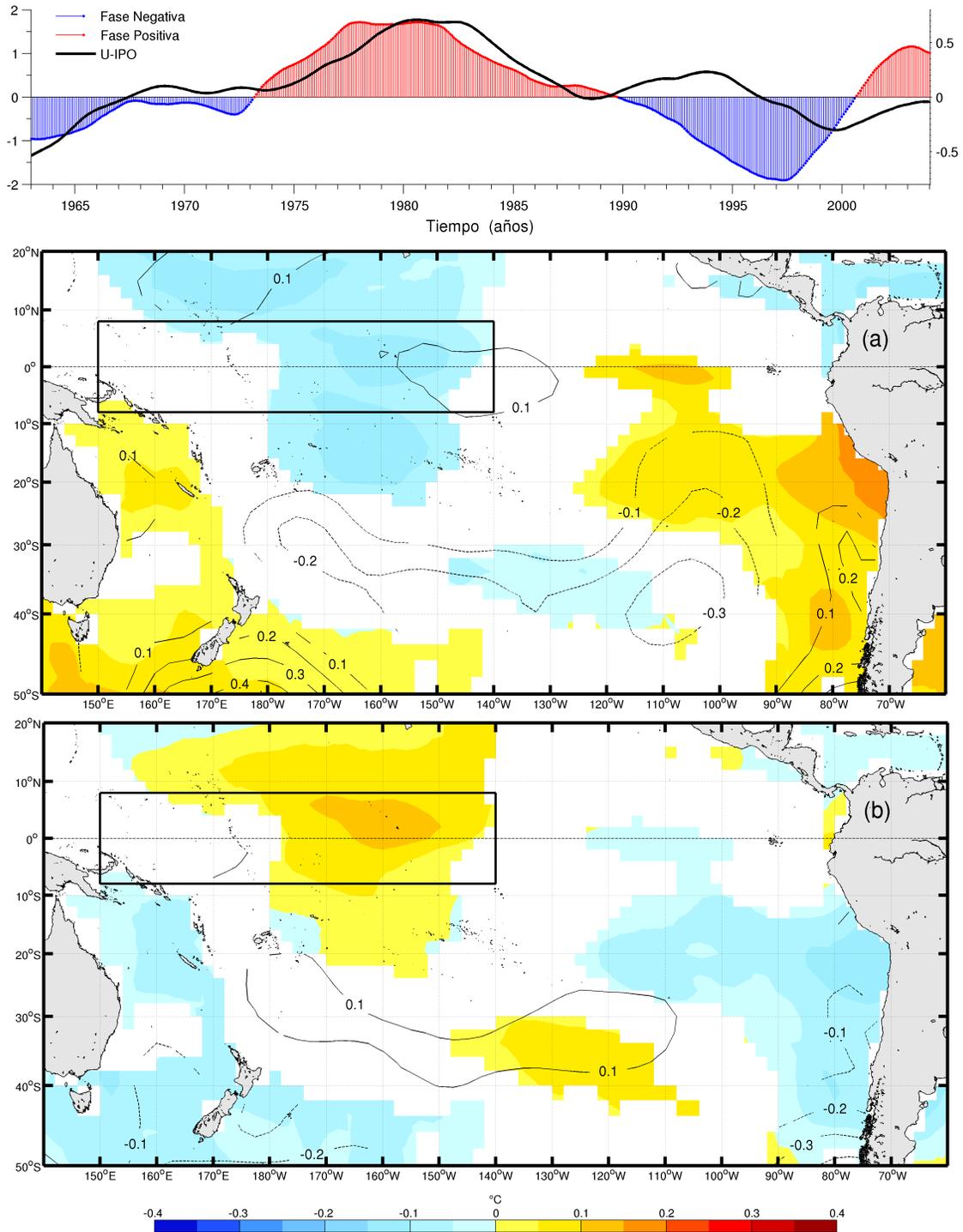


Figura 30: Igual que la figura 28, pero para la variabilidad interdecadal. Solo se muestran los valores significativos, mediante un test Monte Carlo.

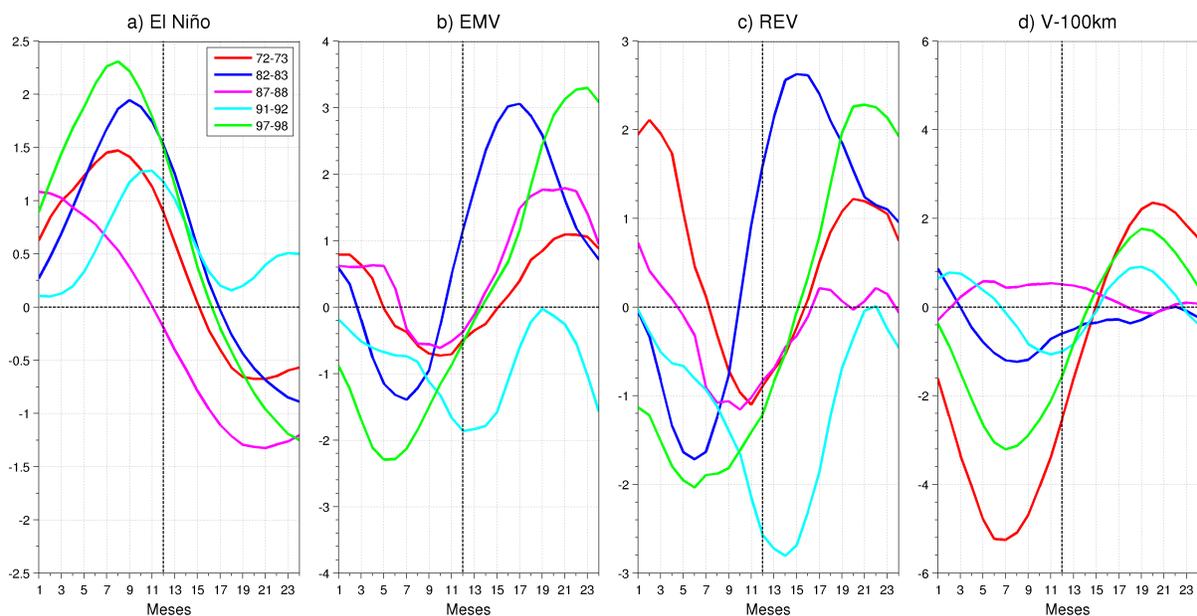


Figura 31: Comportamiento típico de los índices de variabilidad interanual de: (a) eventos El Niño, (b) esfuerzo meridional del viento, (c) rotor del esfuerzo del viento y (d) CP1 de la corriente meridional costera. Los periodos de tiempo son: 1972-1973, 1982-1983, 1987-1988, 1991-1992 y 1997-1998.

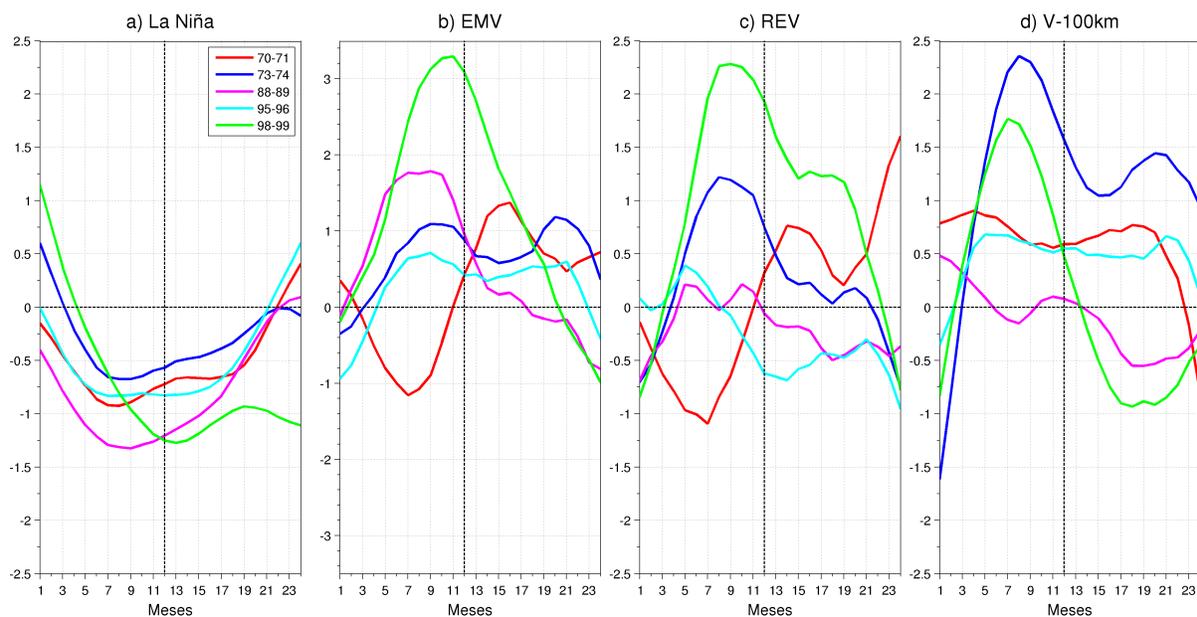


Figura 32: Igual que la figura anterior, pero para eventos típicos de La Niña, durante los periodos 1970-1971, 1973-1974, 1988-1989, 1995-1996 y 1998-1999.