



**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA  
DE BAJA CALIFORNIA**



**FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS**

**ESTUDIO DE LOS PATRONES ESTACIONALES E INTERANUALES  
DE LA CIRCULACIÓN EN EL PACÍFICO ORIENTAL.**

**TESIS**

**Que para obtener el grado de:**

**Doctor en Ciencias en Oceanografía Costera**

**Presenta**

**Luis Ángel Soto Mardones**

**Ensenada Baja California, Octubre del 2005.**

## DEDICATORIA

*Los caminos recorridos junto a ustedes y las huellas dejadas en tierras lejanas serán nuestro gran recuerdo. Los malos y buenos momentos fueron parte de la enseñanza y solo con la presencia perenne de ustedes, la llegada al final del camino ha sido posible.*

	<p><i>Fuiste sol y nubes en el sur de Chile...</i>  <i>Fuiste bohemia y misterio en Valparaíso...</i>  <i>Fuiste música, seducción y colores en México...</i>  <i>Para Pía Eliana mi esposa y compañera incondicional.</i></p>
---	--

*Para mis dos lunas que un día llegaron junto con la primavera austral*

	<p><i>Amo tu delicadeza, tu sonrisa a flor de labios...</i>  <i>Amo tu esfuerzo y tu perseverancia ante los grandes desafíos...</i>  <i>Para Yasmina mi hija.</i></p>
	<p><i>Porque eres el que pone el toque de frescura y alegría...</i>  <i>Porque eres luz y noche, sueño y realidad, sonrisa y encanto...</i>  <i>Porque simplemente te amo, porque eres mi eterno enanito... Para Claudio mi hijo.</i></p>

*Se los agradezco de corazón y les dedico esta historia que empezó hace muchos años.*

## AGRADECIMIENTOS

- Para el Dr. Alejandro Parés-Sierra por su conocimiento, calidad humana y buen humor. Y por ser un obstinado de creer en la gente venciendo todos los obstáculos que pone el sistema. Gracias Profesor, por hacer realidad lo imposible.
- Para Dr. Reginaldo Durazo por darme la oportunidad de continuar mi historia y por estar presente en los momentos precisos.
- A los Sinodales Dr. Gilberto Gaxiola, Dr. Rubén Castro y el Dr. Antonio Martínez por los aportes a este trabajo.
- Al Dr. Roberto Millán, Director de la Facultad de Ciencias Marinas por la paciencia de tener un alumno con oído de rockero de barrio.
- A México por todos los cuates que conocí en esta bella tierra y que aportaron los granitos con cual se construyó mi historia. Les agradezco a todos al son de los aportes científicos, la amistad, ayuda financiera, el amor a la música, la degustación por las comidas y cambiar para toda la vida nuestra dieta, mecánica automotriz, el abrazo sincero, la sonrisa franca, las largas noches de bohemia junto a las heladas cervezas. Alejandro Jiménez, Rafael Ramírez, Roberto Soto, Guido Marinone, Joaquín García, Sergio Larios y Alma Ruiz, Leticia Ramírez, Ana Ramírez, Carolina Cavazos, Alejandrina Mercado, Mike el seductor, manolo-López, Jorge Zavala, Luis Zavala, Emilio Palacios, Fermín Álvarez, Roberto Barriga, Felipe Valdez..
- A los afuerinos, Emilio Beier, Rigoberto García, Josefina Olascoaga, Francisco Berón y Maite Uzaviaga.
- A los que empezaron esta historia en Chile, Dante Figueroa, Alejandro Urrutia y Francisco Brito.
- Para los amigos que afloraron en los momentos difíciles, ayudándome con ánimo y sobre todo con **manutención**: Jushiro por hacer real el lema, “que le hace una raya más al tigre”, sus desayunos y las cenas a pedir de boca. Alejandrina, por tu continuo apoyo de renovación de mi espíritu mediante la lectura y el cine; Anita

Ramírez y sus vaivenes mentales que me divertieron viajando por túneles claros y oscuros y me unieron más a ti; Alejandro Parés por sus bromas constantes, la sonrisa precisa y sus vales de comida, gasolina, prestamos financieros de largo plazo (que algún día serán cancelados), que me dieron un buen pasar en el período de vacas flacas; El gringo Roberto Venegas con su apoyo con dólares frescos e ideas de cómo hacerme rico sin morir en el intento; Luis Zavala por las salidas furtivas de los viernes en busca de la compañía y la calidez brindada por la Jarocha. Dieguito Cepeda el enanito Mexi-Leno, por brindarme su hermosa sonrisa y sus abrazos tiernos que me ayudaron a soportar la ausencia de mis hijos.

- A los directores del Dpto. de Oceanografía Física, Dr. Guido Marinone y el Dr. Edgar Pavía por brindarme todo el apoyo logístico para poder llevar mi tesis a buen término.
- Para un pequeño y gran personaje, que si creyó en mi historia, Manuel Arriagada
- A Berta y Chelita, mis dos hermosas mamás que están en cielo,...gracias por ayudarme hoy y ayer...vayan mis lagrimas en homenaje hacia ustedes por brindarme la alegría y la satisfacción de sentir su calidez, su luz y su presencia en cada momento alegre o difícil de mi vida.
- A los dos viejos locos y solitarios que todavía les queda camino en la vida. Liopo y Guatón.
- A mi guía espiritual y académico, Lalo mi hermano. Y a mi pandilla de hermanitos: Virginia, Marlenes, Silvia, Pablito Crespito, Lalo, Héctor, Jorge, Eugenia y Lucho. A mis hermanitos políticos: Yayita, Erika, Joel, Mauricio, Valentina, Chico, Ana Door, Ana Maria y Juanito. A todos gracias de corazón, y que debido a su gran afecto, cariño y solidaridad permitieron ahuyentar a una larga y fría noche se acercará a mi enanito eterno.
- A los que están comenzando una nueva historia, a la tribu de sobrinos: Mario-Nenuco, Panchito-Rogelio, Pablito-Fidodido, Pablito-Chemo, David-Pitt, Jorge-Boricua, Jaime-Guruguru, Fernando-Tomatito, Jorge-Flacucho, Raúl-Colega, Sebastián-Tatan y Felipe-Bonvallet. Y el harem de amazonas: Paula, Valeria,

Jennifer, Bárbara-Marcianita, Claudia, Pamela, Carola, Romina, Javiera, Graciela y Paulina.

- A mis colegas por su ayuda y comprensión. Eric Baradit, Alex San-Martín, Iván Sánchez, Francisco Brito, Ximena Torres, Sandra Quezada, Mónica Días, Eliana Martínez, Gregorio Martínez, Manuel Arriagada, Mauricio Cataldo, Dino Risso y Pedro Flores.
- A Marco, José-Luis y Jushiro, los integrantes del laboratorio de los Gillos-Boys por estar a la altura de los grandes desafíos.
- A todas la becas que hicieron el aporte financiero:
  - Relaciones Exteriores de México.
  - Organización de Estados Americanos, PARA/OEA
  - Dinámica de las Interacciones, Golfo de California-Océano Pacífico Proyecto Dr. Alejandro Parés-Sierra
  - Respuesta del Plancton al Forzamiento Físico de Mesoescala en el Ecosistema Pelágico de la Zona Sur de la Corriente de California. Proyecto IMECOCAL, Dr. Gilberto Gaxiola.
  - UABC
  - Universidad del Bio-Bio, Chile
  - Proyecto Tehuantepec del Dr. Reginaldo Durazo

**CONTENIDO GENERAL**

<b>LISTA DE FIGURAS</b> .....	vii
<b>LISTA DE TABLAS</b> .....	xi
<b>LISTA DE APENDICES</b> .....	xi
<b>RESUMEN</b> .....	1
<b>CAPITULO 1: Modulación de la TSM por Ekman en el Pacífico Sur Oriental.</b> .....	2
<b>1.1.- Resumen</b> .....	2
<b>1.2.- Introducción.</b> .....	4
<b>1.3.- Datos y Métodos.</b> .....	5
<b>1.4.- Análisis y Resultados.</b> .....	6
<b>1.4.1.- Serie temporal del esfuerzo del viento a lo largo de la costa.</b> .....	6
<b>1.4.2.- Serie temporal de TSM a lo largo de la costa.</b> .....	10
<b>1.4.3.- Deriva de Ekman y advección de temperatura a lo largo de la costa.</b> .....	13
<b>1.4.4.- Serie temporal de TSM interanual a lo largo de la costa.</b> .....	20
<b>1.5.- Discusión y Conclusiones.</b> .....	22
<b>CAPÍTULO 2. Análisis de las estructuras de mesoescala en la región de IMECOCAL (frente a Baja California) a partir de datos hidrográficos, ADCP y altimetría.</b> .....	24
<b>2.1.- Resumen.</b> .....	24
<b>2.2.- Introducción:</b> .....	25
<b>2.3.- Datos y métodos</b> .....	26
<b>2.4.- Resultados y Análisis:</b> .....	30
<b>2.5.- Discusión y Conclusiones</b> .....	53
<b>CAPITULO 3. Comparación entre la dinámica oceánica de las zonas norte y sur del borde oriental del Pacífico.</b> .....	55
<b>3.1.-Introducción.</b> .....	55
<b>3.2.- Batimetría</b> .....	60
<b>3.3.- Forzantes Atmosféricos</b> .....	62
<b>3.4.- Datos Hidrográficos.</b> .....	64
<b>3.4.1.- Temperatura</b> .....	68
<b>3.4.2.-Salinidad</b> .....	73
<b>3.5.- Corrientes Geostróficas</b> .....	78
<b>3.6.- Energía Cinética.</b> .....	88
<b>3.7.- Temperatura AVHRR</b> .....	91
<b>3.8.- Altura de Nivel del Mar (TOPEX)</b> .....	100
<b>CONCLUSIONES</b> .....	107
<b>Apéndice A: Método de Madsen.</b> .....	113

<b>Apéndice B: Dinámica geostrófica.</b> .....	115
<b>Apéndice C: Método de Análisis Objetivo</b> .....	118
<b>Apéndice D: Correlación Espacial de la Climatología de AVHRR (TSM<sub>I</sub>) e Hidrografía (TSM<sub>H</sub>)</b> .....	121
<b>Apéndice E: Funciones Empíricas Ortogonales Extendidas (FEOEs)</b> .....	122
<b>BIBLIOGRAFIA</b> .....	126

## LISTA DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1.1.- (a) Distribución temporal del esfuerzo del viento ( $10^{-2} \text{ Nm}^{-2}$ ) paralelo a la costa, desde septiembre 1991 a octubre 1999 (líneas sólidas indican viento hacia el norte), su (b) desviación estándar y (c) la costa de América del Sur	8
Figura 1.2.- (a) Variabilidad anual de TSM a lo largo de la costa (color) y la razón de cambio de temperatura ( $^{\circ}\text{C}/\text{mes}$ ) debido a la advección de Ekman . Los contornos negativos en negros indican razón de enfriamiento y los contornos positivos en amarillos indican la razón de calentamiento de temperatura. El intervalos de los contornos es de $0.2 \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{mes}$ . (b) Media temporal de TSM a lo largo de la costa	11
Figura 1.3.- (a) Distribución latitudinal de la serie temporal de anomalías de TSM. Las señales medias e interanual han sido removidas (intervalo de los contornos es $1^{\circ}\text{C}$ ). Variación latitudinal de (b) amplitud ( $^{\circ}\text{C}$ ), (c) fase (días, empezando el 1 de Enero) y (d) porcentaje de varianza explicada de la componente anual. (e) reconstrucción de la TSM anual mostrado en la figura (a).	14
Figura 1. 4.- Diagrama esquemático que muestra el balance de continuidad entre la velocidad de la deriva de Ekman ( $U_{ek}$ ) sobre la capa de Ekman con la profundidad ( $h_{ek}$ ) y la velocidad del bombeo de Ekman ( $w$ ) sobre el radio de deformación de Rossby ( $Ro$ ).	15
Figura 1. 5.- Correlación cruzada entre la TSM y $dT/dt$ . Desfase en meses. El intervalos de los contornos es de $0.2$ . La correlación positiva indica que la TSM adelanta a la $dT/dt$ y la correlación negativa indica lo contrario	18
Figura 1.6.- Distribución latitudinal de la serie temporal de anomalías interanuales de TSM ( $^{\circ}\text{C}$ fondo color, con intervalos de $0.4 \text{ }^{\circ}\text{C}$ ). Los contornos en blanco indican anomalías de la velocidad de la deriva de Ekman (líneas continuas indican deriva hacia el este, líneas segmentadas indican deriva hacia el oeste, con intervalos de $0.4 \text{ cm s}^{-1}$ ).	21
Figura 2. 1.- Area de estudio mostrando una sección de la malla original CalCOFI cubiertas por los cruceros IMECOCAL. Los círculos sólidos indican la posición de la estación. La profundidad de los contornos están dadas en metros	28
Figura 2.2.- Mapas de alturas dinámicas (en metros dinámicos) en la superficie relativo a 500 dbar (fondo color) velocidad geostrófica en $\text{cm s}^{-1}$ (flechas negras). Para el año 2000 los cruceros disponibles son: (a) Enero, (b) Abril, (c) Julio y (d) Octubre. Notese que el mapa de corrientes para octubre incluye mediciones directas de ADCP (flechas rojas)	32
Figura 2.3.- Componentes Norte-Sur de la velocidad en la línea 127 (a) geostrófica y (b) ADCP ( $\text{cm s}^{-1}$ ). Componentes Norte-Sur de la velocidad en la línea 130 (a) geostrófica y (b) ADCP ( $\text{cm s}^{-1}$ ). Para el crucero de Octubre (0010). Los contornos positivos son hacia el norte y los negativos hacia el sur	33
Figura 2.4.- Componentes Norte-Sur de la velocidad geostrófica ( $\text{cm s}^{-1}$ ) de la línea y el crucero, respectivamente: (a) 103-0001, (b) 113-0001, (c) 123-0001, (d) 117-0004, (e) 107-0007, (f) 110-0007, (g) 120-0007, (h) 113-0010 y (i) 120-0010. Los contornos positivos son hacia el norte y los negativos hacia el sur	35

Figura 2.5.- Mapas de alturas dinámicas (en metros dinámicos) relativo a 500/0 dbar (contornos sólidos) y asociado con la velocidad geostrófica en $\text{cm s}^{-1}$ (flechas). Para el periodo 2001 los cruceros disponibles son: (a) Enero, (b) Abril, (c) Agosto y (d) Octubre. Todos los cruceros incluyen mediciones directas de corrientes desde el barco ( $\text{cm s}^{-1}$ ). El crucero de Abril no incluye mediciones de alturas dinámicas, dada la pobre cobertura durante esa campaña	37
Figura 2.6.- Componentes Norte-Sur de la velocidad geostrófica ( $\text{cm s}^{-1}$ ) de la línea y el crucero, respectivamente: (a) 103-0101, (b) 113-0101, (c) 107-0106, (d) 120-0106, (e) 130-0106, (f) 103-0110 y (g) 120-0110. Los contornos positivos son hacia el norte y los negativos hacia el sur.	38
Figura 2.7.- Alturas dinámicas (en metros dinámicos) relativo a 500/0 dbar (contornos sólidos) y asociado con la velocidad geostrófica en $\text{cm s}^{-1}$ (flechas). Para el periodo 2002 los cruceros disponibles son: (a) Enero, (b) Abril, y (c) Julio. Los cruceros de Enero y Abril incluyen mediciones directas desde el barco en $\text{cm s}^{-1}$ (ADCP).	40
Figura 2.8.- Componentes Norte-Sur de la velocidad geostrófica ( $\text{cm s}^{-1}$ ) de la línea y el crucero, respectivamente: (a) 103-0201, (b) 127-0201, (c) 123-0204, (d) 130-0204 y (e) 120-0207. Los contornos positivos son hacia el norte y los negativos hacia el sur	41
Figura 2.9.- Giro anticiclónico observado en Enero del 2001. (a) Alturas dinámicas (en metros dinámicos) en la superficie relativa a 500 dbar (contornos sólidos), con su respectiva velocidad geostrófica (flechas) y observaciones directas medidas desde el barco (ADCP). En la línea 113 están la distribución vertical de (b) temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ), (c) salinidad y (d) Componente Norte-Sur de observaciones directas de velocidad (color) y velocidad geostrofica (contornos negros)	43
Figura 2. 10.- Velocidades geostróficas y de ADCP (20 dbar) a lo largo de la línea 113. (a) componente Este-Oeste y (b) componente Norte-Sur	46
Figura 2.11 Distribución superficial de (a) esfuerzo del viento QuikSCAT ( $\text{dyn cm}^{-2}$ ) y (b) suma de deriva de Ekman mas velocidad geostrófica ( $\text{cm s}^{-1}$ ) para Enero del 2001	47
Figura 2. 12.- Climatología del esfuerzo del viento (desde Septiembre 1998 a Septiembre 2002) para (a) Enero (b) Abril, (c) Julio y (d) Agosto. La magnitud de los contornos son cada $0.5 \text{ dyn cm}^{-2}$	49
Figura 2.13.- Mapas de velocidades geostróficas calculadas de datos de altimetría (TOPEX y ERS1-2). La secuencia es cada 10 días, con una resolución espacial de $0.25^{\circ}\times 0.25^{\circ}$	50
Figura 2.14.- Diagrama Hovmuller para anomalías de alturas del nivel de mar desde el altimetría a $28.5^{\circ}\text{N}$ . Los contornos son cada 4 cm y las pendientes estan señalizadas con números de 1 al 4.	52
Figura 3. 1.- (a) Borde oriental ( $40^{\circ}\text{N}$ a $40^{\circ}\text{S}$ ) del Pacífico. Batimetría (m) y línea de costa de la región (b) Norte y (c) Sur. El fondo en color indica la zona de la plataforma ( $< 800 \text{ m}$ ). Comparación de cortes transversales de las dos regiones a diferentes latitudes (d) $23^{\circ}$ , (e) $26^{\circ}$ , (f) $30^{\circ}$ y (g) $35^{\circ}$	61
Figura 3.2.-Climatología del esfuerzo del viento en ambas regiones (flechas). Los contornos indican la magnitud del vector. El intervalo de contornos es $1\times 10^{-1} \text{ dyn cm}^{-2}$	63
Figura 3.3.- Distribución horizontal de estaciones hidrográficas de ambas regiones. Los contornos sólidos indican el error en % hasta donde es válido el análisis de	66

interpolación	
Figura 3.4.- Distribución horizontal estacional de temperatura °C (10 m) de ambas regiones. Para invierno (a) RN y (b) RS; Primavera (c) RN y (d) RS; Verano (e) RN y (f) RS; Otoño (g) RN y (h) RS. El intervalo del contorno es de 1 °C. Los gráficos están a escala para ser comparables	69
Figura 3.5.- Distribución horizontal estacional de temperatura °C (200 m) de ambas regiones. Para invierno (a) RN y (b) RS; Primavera (c) RN y (d) RS; Verano (e) RN y (f) RS; Otoño (g) RN y (h) RS. El intervalo del contorno es de 1 °C. Los gráficos están a escala para ser comparables	70
Figura 3.6.- Distribución vertical de temperatura a lo largo de la costa en ambas regiones. Para invierno (a) RN y (b) RS; Primavera (c) RN y (d) RS; Verano (e) RN y (f) RS; Otoño (g) RN y (h) RS. El intervalo del contorno es de 2 °C	72
Figura 3.7.- Distribución horizontal estacional de salinidad (10 m) de ambas regiones. Para invierno (a) RN y (b) RS; Primavera (c) RN y (d) RS; Verano (e) RN y (f) RS; Otoño (g) RN y (h) RS. El intervalo de contorno es 0.1 PSU	74
Figura 3.8.- Distribución horizontal estacional de salinidad (200 m) de ambas regiones. Para invierno (a) RN y (b) RS; Primavera (c) RN y (d) RS; Verano (e) RN y (f) RS; Otoño (g) RN y (h) RS. El intervalo de contorno es 0.1 PSU	75
Figura 3.9.- Distribución vertical de salinidad a lo largo de la costa en ambas regiones. Para invierno (a) RN y (b) RS; Primavera (c) RN y (d) RS; Verano (e) RN y (f) RS; Otoño (g) RN y (h) RS. El intervalo de contorno es 0.2 PSU.	77
Figura 3.10.- Mapas de alturas dinámicas (en metros dinámicos o $J\ kg^{-1}$ ) superficiales relativo a 500 m (fondo color) y velocidad geostrófica ( $cm\ s^{-1}$ , flechas) para los periodos: (a) y (b) Invierno; (c) y (d) Primavera; (e) y (f) Verano; (g) y (h) Otoño	81
Figura 3.11.- Mapas de alturas dinámicas (en metros dinámicos o $J\ kg^{-1}$ ) a 200 m relativo a 500 m (fondo color) y velocidad geostrófica en $cm\ s^{-1}$ (flechas), para los periodos: (a) y (b) Invierno; (c) y (d) Primavera; (e) y (f) Verano; (g) y (h) Otoño	82
Figura 3.12.- Mapas de alturas dinámicas (metros dinámicos o $J\ Kg^{-1}$ ) a 300 m relativo a 500 m (fondo color) y asociado con la velocidad geostrófica en $cm\ s^{-1}$ (flechas). Para los periodos: (a) y (b) Invierno; (c) y (d) Primavera; (e) y (f) Verano; (g) y (h) Otoño	83
Figura 3.13.- Distribución vertical de velocidad geostrófica para el período de invierno en ambas regiones. Los contornos son cada $2\ cm\ s^{-1}$ y las velocidades son positivas hacia los polos. Los transectos elegidos son a las siguientes latitudes: $25.5^{\circ}$ , $27.2^{\circ}$ , $30.1^{\circ}$ , $33.5^{\circ}$ y $36.7^{\circ}$	84
Figura 3.14.- Distribución vertical de velocidad geostrófica para el período de primavera en ambas regiones. Los contornos son cada $2\ cm\ s^{-1}$ y las velocidades son positivas hacia los polos. Los transectos elegidos son a las siguientes latitudes: $25.5^{\circ}$ , $27.2^{\circ}$ , $30.1^{\circ}$ , $33.5^{\circ}$ y $36.7^{\circ}$ .	85

Figura 3.15.- Distribución vertical de velocidad geostrófica para el período de verano en ambas regiones. Los contornos son cada $2 \text{ cm s}^{-1}$ y las velocidades son positivas hacia los polos. Los transectos elegidos son a las siguientes latitudes: $25.5^\circ$ , $27.2^\circ$ , $30.1^\circ$ , $33.5^\circ$ y $36.7^\circ$	86
Figura 3.16.- Distribución vertical de velocidad geostrófica para el período de otoño en ambas regiones. Los contornos son cada $2 \text{ cm s}^{-1}$ y las velocidades son positivas hacia los polos. Los transectos elegidos son a las siguientes latitudes: $25.5^\circ$ , $27.2^\circ$ , $30.1^\circ$ , $33.5^\circ$ y $36.7^\circ$	87
Figura 3.17.- Mapas de Energía cinética media ( $\text{cm}^2 \text{ s}^{-2}$ ) en superficie calculado a partir de velocidad geostrófica estacional relativa a 500 m (figura 4.10).	90
Figura 3.18.- Áreas significativas de coeficientes de correlación entre los mapas climatológicos de Hidrografía y AVHRR, para la región Sur	92
Figura 3.19.- Serie temporal de anomalías de temperatura superficial obtenidas del sensor de AVHRR ( $^\circ\text{C}$ ). (a) Región Norte y (b) Región Sur	94
Figura 3.20.- Serie temporal de anomalías interanuales de temperatura superficial de los eventos cálidos 92-93 y 97-98	95
Figura 3.21.- Estructura espacio-temporal de la primera Función Empírica Ortogonal Extendida de anomalías de la TSM. Los mapas están ordenados de desfase cero (Lag 0) al desfase 11 (Lag 11) con intervalos de un bimestre. El intervalo de contornos es de 0.2 e indica el nivel de variabilidad	97
Figura 3.22.- Estructura espacio-temporal de la primera Función Empírica Ortogonal Extendida de anomalías de TSM. Los mapas están ordenados de desfase 12 (Lag 12) al desfase 23 (Lag 23) con intervalos de un bimestre. El intervalo de contornos es de 0.2 e indica el nivel de variabilidad	99
Figura 3. 23.- Serie temporal de anomalías de altura de nivel del mar (cm). (a) Región Norte y (b) Región Sur	101
Figura 3.24- Serie temporal de anomalías interanuales de nivel del mar superficial del evento cálido 19 97-98	102
Figura 3.25.- Estructura espacio-temporal de la primera Función Empírica Ortogonal Extendida de anomalías de altura. Los mapas están ordenados de desfase cero (Lag 0) al desfase 11 (Lag 11) con intervalos de un bimestre. El intervalo de contornos es de 0.2 e indica el nivel de variabilidad.	104
Figura 3.26.- Estructura espacio-temporal de la primera Función Empírica Ortogonal Extendida de anomalías de altura. Los mapas están ordenados de desfase 12 (Lag 12) al desfase 23 (Lag 23) con intervalos de un bimestre. El intervalo de contornos es de 0.2 e indica el nivel de variabilidad	106

## LISTA DE TABLAS

	Pág.
Tabla 2.1.- Nombres, fecha y números de estaciones realizadas en los cruceros frente a Baja California como parte del Proyecto IMECOCAL los cuales fueron realizados a bordo del B. O. Francisco de Ulloa. En el nombre del muestreo, los primeros dos digitos indican el año y los segundos el mes. La columna 4 muestra, los períodos en que se realizaron mediciones de ADCP y la columna 5 muestra los períodos que se cuenta con datos de anomalías de nivel del mar	29
Tabla 3.1.- Estaciones hidrográficas de las regiones Norte y Sur	67
Tabla 3.2.- Distribución de la varianza (%) contenida en los 2 primeros modos extendidos	96
Tabla 3.3.- Distribución de la varianza (%) contenida en los 2 primeros modos extendidos	103

## LISTA DE APENDICES

	Pág.
Apéndice A: Método de Madsen	113
Apéndice B: Dinámica Geostrofica	115
Apéndice C: Método de Análisis Objetivo	118
Apéndice D: Correlación Espacial de la Climatología de AVHRR (TSM <sub>I</sub> ) e Hidrografia (TSM <sub>H</sub> )	121
Apéndice E: Funciones Empíricas Ortoginales Extendidas	122

## RESUMEN

En este trabajo se abordan diversos aspectos asociados a la dinámica del borde oriental del Pacífico. Primeramente se estudió la variabilidad de la temperatura superficial del mar (TSM) por dinámica de Ekman en el Pacífico Sur Oriental mediante el uso de imágenes de Radiómetros Avanzados de Muy Alta Resolución, esfuerzo del viento y datos hidrográficos. Se encontró que la variabilidad de los campos de TSM a lo largo del borde oriental (0 - 40°S) está influenciada por el esfuerzo del viento y modificada fuertemente por la geometría del borde oriental. Un segundo trabajo, discutido en el capítulo 2 usa datos hidrográficos, ADCP y altimetría para analizar las estructuras de mesoescala generadas en el Sistema de Corrientes de California (SCC). Aquí se examina la variabilidad de espacio-tiempo de los giros y su propagación hacia el oeste. Finalmente, el capítulo 3 se estudian las diferencias y similitudes que intervienen en la circulación superficial, específicamente se analiza el sistema de corrientes de California versus la Corriente de Humboldt. La caracterización de ambos sistemas se discute en términos de los mecanismos que los modulan, i.e, la energía solar, fricción de los vientos sobre la superficie, interferencia de la geometría del borde oriental y la rotación terrestre. Se encontró que en bajas frecuencias la variabilidad de los eventos de mesoescala está principalmente asociada a propagación de ondas de Rossby desde el borde oriental hacia el oeste y modulada por los eventos cálidos y fríos.

## **CAPITULO 1: Modulación de la TSM por Ekman en el Pacífico Sur Oriental.**

### **1.1.- Resumen**

Nueve años de datos (1992-2000) son usados para estudiar la evolución de la TSM sobre el Pacífico sur oriental. El análisis muestra que la variabilidad interanual está asociada principalmente a los eventos de El Niño y La Niña, mientras que el enfriamiento está asociado a la deriva de Ekman, siendo una importante componente del ciclo anual.

Las anomalías de TSM en la escala interanual se manifiestan como un frente paralelo a la costa. En la escala estacional, las anomalías cálidas y frías a lo largo de la costa están alteradas fuertemente por los efectos locales del transporte de Ekman. Este último efecto es especialmente importante a lo largo de la costa de Perú y en la costa norte de Chile donde el viento produce surgencia, y cuyo enfriamiento está fuera de fase con otros forzantes importantes en la escala interanual (radiación y ondas de Kelvin de escala anual). Los efectos locales del esfuerzo del viento muestran un adelgazamiento de las bandas cálidas frente a las costas de Perú ( $\sim 10^{\circ}\text{S}$  y  $17^{\circ}\text{S}$ ) y un ensanchamiento de las bandas hacia la región sur ( $\sim 18^{\circ}\text{S}$  y  $22^{\circ}\text{S}$ ).

Tres eventos anómalos son mostrados claramente en la escala interanual: El Niño 1992-93, La Niña 1996 y El Niño 1997-98. La evolución temporal a lo largo de la costa es muy diferente en cada uno de estos eventos. El evento 1992-93 es menos intenso pero de mayor duración, su influencia alcanza toda el área de estudio. El evento del 1996 es más corto, pero las anomalías más intensas ocurren frente a las costas de Perú, similar comportamiento muestra al evento cálido del 1992-93. El evento más fuerte del período fue el evento 1997-98, cuyas anomalías cálidas son muy intensas a lo largo de toda el área de

estudio.

Contrariamente a lo que ocurre en la escala estacional, el incremento del transporte de Ekman hacia el este (oeste) para la escala interanual parece estar en fase con otros mecanismos de enfriamiento (calentamiento). Las anomalías interanuales del transporte de Ekman tienen su máximo cercano a las costas norte de Perú y Chile, aunque no alteran en forma significativa la estructura de la TSM. Una situación similar ha sido descrita para el nivel del mar en el Sistema de la Corriente de California (SCC), es decir, la variabilidad interanual ha sido asociada mayormente con fenómenos de origen ecuatorial, mientras la variabilidad estacional ha sido asociada por vientos forzados local y remotamente.

## 1.2.- Introducción.

La variabilidad de la TSM cerca de la costa está modulada por la radiación solar y por la variación local del esfuerzo del viento. La región costera entre el ecuador y 40°S sobre el Pacífico oriental es especialmente interesante debido a que la variabilidad de la TSM puede ser también modificada por el paso de ondas atrapadas a la costa forzadas remota o localmente.

El borde oriental del Pacífico sur es una región que se caracteriza por contar con eventos de surgencias costeros durante todo el año, aunque con mayor intensidad en los períodos de primavera y verano (Pizarro *et al.*, 1994; Huyer *et al.*, 1987, Pizarro 1999 y Soto-Mardones *et al.*, 2003). La circulación atmosférica a gran escala en el área de estudio está controlada por el giro anticiclónico del Pacífico Sur Tropical. En el límite norte la zona de la convergencia inter-tropical es responsable de vientos débiles y altas precipitaciones. El brazo norte del anticiclónico- el tren de viento - sopla hacia el oeste y noroeste, mientras el brazo sur está conformado por intensos vientos oestes. Entre 5°S y 35°S el viento tiene una importante componente a lo largo de la costa la cual es favorable a la surgencia durante la mayor parte del año.

La variación anual del esfuerzo del viento está relacionada a la extensión hacia el norte de los vientos oestes. Durante el verano austral los vientos oestes predominan al sur de 37°S, pero en el invierno austral se desplazan hacia el norte de los 30°S. Cerca de la costa los vientos oestes disminuyen rápidamente y se dividen en dos brazos creando una región de transición. Esta región separa a la costa de Chile en dos regímenes de vientos diferentes. Hacia el norte predomina un viento favorable a la surgencia y hacia el sur

predomina un esfuerzo de viento favorable al hundimiento (Pizarro, 1999). El esfuerzo del viento es máximo a lo largo de la costa del Perú durante el invierno austral, mientras que en la región central de Chile el máximo viento favorable a la surgencia ocurre cerca de los 30°S durante la primavera.

En las escalas anual e interanual, las ondas atrapadas a la costa forzadas desde el ecuador y localmente, se propagan hacia el polo a lo largo de las costas de Sur América y son responsables de la mayor parte de la variabilidad de las corrientes costeras, variaciones del nivel del mar y los campos de densidad (Shaffer *et al.*, 1997, 1999; Pizarro 1999; Hormazabal *et al.*, 2001).

El objetivo de este capítulo es estudiar la variabilidad de la TSM en las escalas anual e interanual a lo largo de la costa del Pacífico Sur Oriental (0°S - 40°S), mediante el uso de serie de imágenes de AVHRR y esfuerzo del viento meridional.

### **1.3.- Datos y Métodos.**

Los datos del esfuerzo del viento provienen de mediciones realizadas por los satélites ERS1 y ERS2 con una malla de 1°x1° que abarca desde el Ecuador hasta la región sur de Chile (40°S). Estos datos son distribuidos por el “Département d' Oceanographie Spatiale, IFREMER”, Francia (<http://www.ifremer.fr/droos>). El período de estudio abarca desde septiembre de 1991 hasta octubre de 1999. El procesamiento de los datos y el detalle de la validación son descritos por Shaffer *et al.* (1999) y Hormazabal *et al.* (2001). Usando los esfuerzos de viento meridional y zonal se formó una serie temporal del esfuerzo del viento paralelo a la costa, el cual fue usado para calcular el transporte de

Ekman.

La generación de satélites de órbita polar NOAA6 y NOAA7 están equipados con Radiómetros Avanzados de Muy Alta Resolución (AVHRR). Estos tienen 4 o 5 canales, uno en el visible ( $1.1 \mu\text{m}$ ). Su campo visual instantáneo tiene una resolución terrestre aproximada de 1.1 km en el nadir, mejorando la cobertura de información global de TSM.

La fuente principal de error en los datos de TSM obtenidos a partir de la irradiancia, se debe a la absorción de radiación infraroja por el vapor de agua presente en la atmósfera, y la presencia de pequeñas nubes dentro del campo visual del radiómetro. La información de TSM obtenida por el sensor AVHRR y por barcos y boyas durante un mismo período, fue comparada por Bernstein (1982) quien encontró que los datos de TSM obtenidos por AVHRR son bastante precisos, mostrando niveles de ruido menores a  $0.5 \text{ }^\circ\text{C}$ .

Los datos usados en este estudio son obtenidos por la University of Miami/Rosenstiel School and Atmospheric Sciences. Los archivos son imágenes semanales, los cuales fueron promediados mensualmente, con una malla de  $4096 \times 2048$  puntos que cubren la Tierra desde los  $180^\circ\text{W}$  a  $180^\circ\text{E}$  de longitud y de  $90^\circ\text{N}$  a  $90^\circ\text{S}$  de latitud, con el tamaño de la malla de  $\sim 9 \times 9$  km. Las áreas que están afectadas por nubes fueron interpoladas usando el esquema planteado por Casey and Cornillon (1999).

## **1.4.- Análisis y Resultados.**

### **1.4.1.- Serie temporal del esfuerzo del viento a lo largo de la costa.**

La figura 1.1 muestra la serie temporal mensual del esfuerzo del viento a lo largo de la costa (figura 1.1.a), su desviación estándar (figura 1.1.b) y el mapa de la línea de costa

(figura 1.1.c). El esfuerzo del viento es esencialmente positivo (hacia el Ecuador) en la mayor parte del área de estudio durante todos los años (figura 1.1.a) e indica vientos favorables a la surgencia costera durante la mayor parte del año. Sólo en la región más al sur de 35°S, el viento fluye hacia el polo durante algunos meses del invierno austral (Pizarro, 1999). El estrechamiento de la variabilidad del viento alrededor de la media cambia con la latitud (Figura 1.1.b). Es más débil en la banda ecuatorial (0 a 5°S) y entre los 15°S y los 25°S, y más intenso hacia el sur de 25°S. Hay además, un máximo relativo frente a las costas de Perú, entre los 10°S -15°S.

Frente a las costas de Perú, el máximo estacional de vientos favorables a los procesos de surgencia ocurren en otoño, invierno y primavera (~5°S-7°S). Bakun y Nelson (1991) habían reportado este comportamiento para los períodos de otoño e invierno. Para los períodos cálidos asociados a los eventos de El Niño 1992 y fase de inicio de El Niño 1997 se observa una intensificación de estos máximos. Entre los 16°S y los 20°S aproximadamente, existe una zona de transición asociada al relajamiento de los vientos (cerca al cero  $N\ m^{-2}$ ).

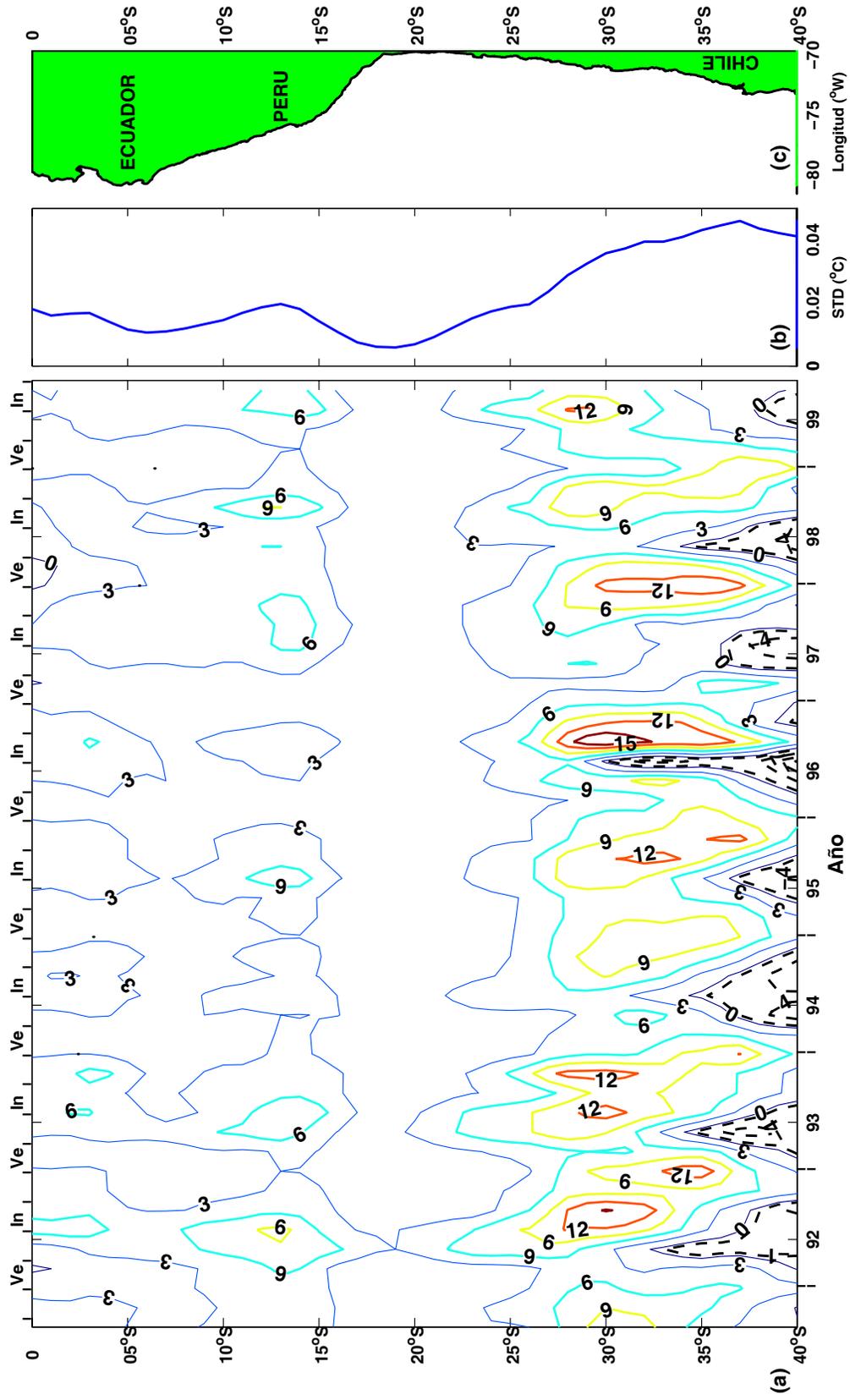


Figura 1.1.- (a) Distribución temporal del esfuerzo del viento ( $10^{-2} \text{ Nm}^{-2}$ ) paralelo a la costa, desde septiembre 1991 a octubre 1999 (líneas sólidas indican viento hacia el norte), su (b) desviación estándar y (c) la costa de América del Sur.

Aproximadamente entre los 20°S y 37°S, el viento continúa siendo favorable a la surgencia debido a la alta presión atmosférica del Pacífico Sur, la cual se intensifica y se mueve hacia el sur en los períodos de primavera y verano austral. Schwerdtfeger (1976) también reportó este desplazamiento para el verano austral. La baja térmica sobre la tierra y el sistema de altas presiones fuera de la costa que conducen los vientos hacia el Ecuador a lo largo de la costa, tienen como resultados vientos máximos a lo largo de la costa en los períodos de primavera y verano. Además, se observan ciertos desfases entre los máximos de Perú y Chile, coincidiendo a lo reportado por algunos autores (Montecinos, 1991; Fuenzalida, 1992; Carvajal, 1994; Pizarro *et al.*, 1994). En los inviernos australes, durante los eventos interanuales (1992, 1996 y 1997) los procesos favorables al hundimiento se intensifican.

Hacia la región sur, entre los 37°S y 40°S, se observan vientos débiles desde el oeste hacia la costa debido a los vientos alternados entre los nortes de tormentas de frentes polares en invierno y los vientos provenientes del sur debido al anticiclón subtropical el cual se intensifica en verano (figura 1.1.a). El esfuerzo del viento estacional entre los 35°S y 45°S, es similar a lo encontrado en la parte occidental de Norte América entre los 35°N y 50°N. Las perturbaciones sinópticas del frente polar crean vientos favorables al hundimiento durante todo el año. La combinación de vientos favorables al hundimiento y las altas precipitaciones en el sur de Chile es similar a las costas de British Columbia, Alaska y Noruega (Strub *et al.*, 1998).

#### 1.4.2.- Serie temporal de TSM a lo largo de la costa.

La figura 1.2.a con fondo de color muestra la serie temporal de la TSM a lo largo de la costa, para el mismo período del campo de viento (los contornos de línea sólida superpuesto en esta figura serán discutidos en la sección 1.4.3). En la serie temporal se observa un comportamiento estacional, donde las mayores temperaturas se encuentran en la franja ecuatorial (0 a  $\sim 5^{\circ}\text{S}$ ) con una disminución hacia el sur. Esta serie temporal fue construida para el tercer pixel paralelo a la costa ( $\sim 27$  km), pero esta tendencia se observa también hacia la zona oceánica, más allá de 45 km. Las bandas cálidas asociadas a los meses de verano revelan la presencia de El Niño 1992-93 y 1997-98, respectivamente, y una banda cálida de menor intensidad se observa para el período 1996, asociada a La Niña. El tiempo de permanencia de las aguas de mayor temperatura (ancho de las bandas) asociadas al verano austral, varían a lo largo de la costa. Existe un adelgazamiento de estas bandas frente a las costas de Perú (aproximadamente, entre los  $10^{\circ}\text{S}$  y  $16^{\circ}\text{S}$ ). Además, la serie temporal de TSM indica que frente a las costas de Perú, las temperaturas más bajas están en invierno, coincidiendo con los intensos períodos de surgencia reportados por Weare *et al.* (1980) y Halpen *et al.* (1992). Hacia el sur, entre los  $16^{\circ}\text{S}$  y  $20^{\circ}\text{S}$  aproximadamente, las bandas cálidas se ensanchan de nuevo, con núcleos de mayor temperatura coincidiendo con el mínimo del esfuerzo del viento en esa región (ver figura 1.1.a) y con la curvatura de la línea de costa entre Perú y Chile (ver figura 1.1.b). Hacia la región al sur de los  $20^{\circ}\text{S}$ , la amplitud del ciclo anual de la TSM disminuye, aunque sigue conservando un comportamiento estacional.

Para observar como varía la TSM en promedio, la figura 1.2.b muestra el promedio

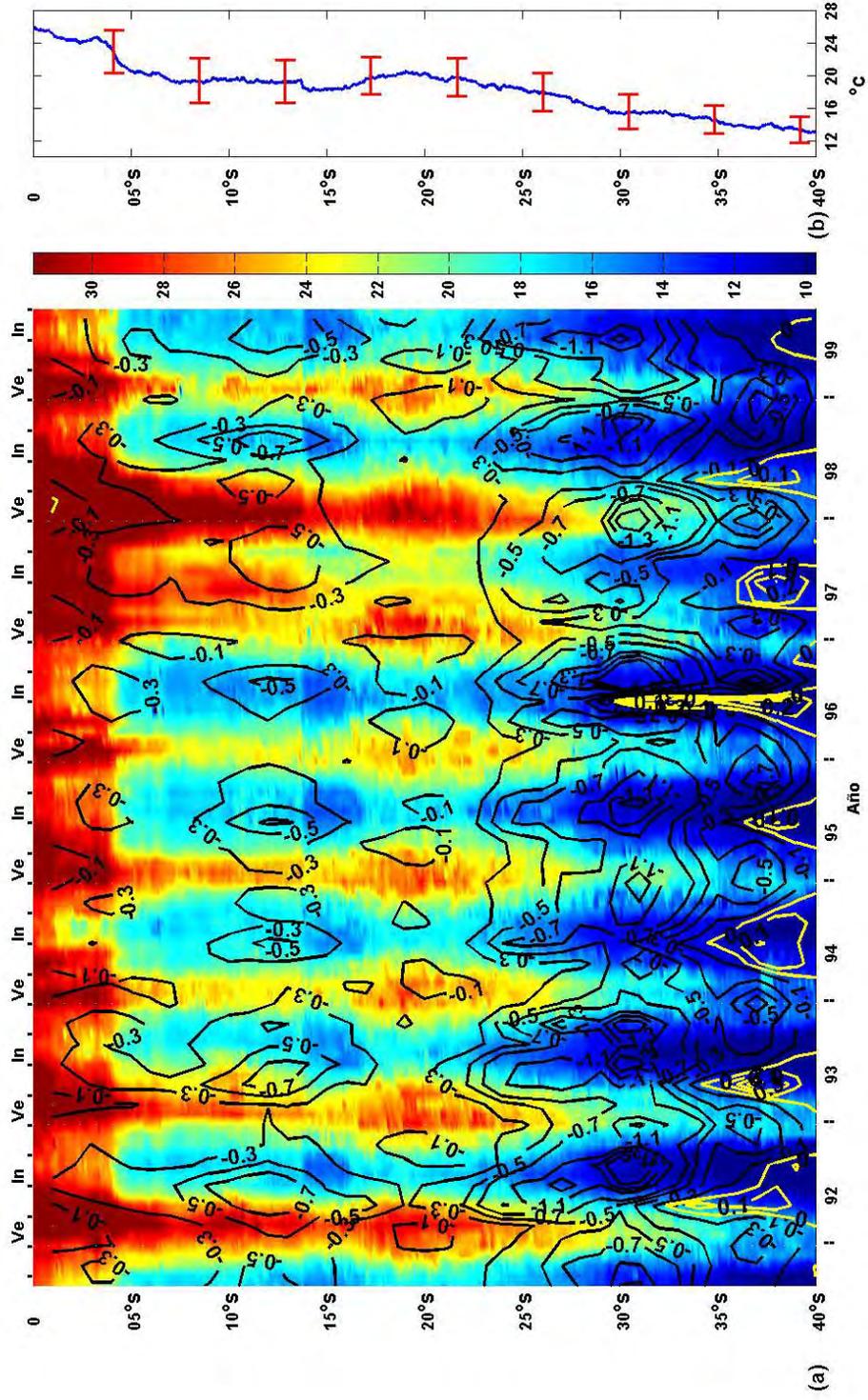


Figura 1. 2.- (a) Variabilidad anual de TSM a lo largo de la costa (color) y la razón de cambio de temperatura ( $^{\circ}\text{C}/\text{mes}$ ) debido a la advección de Ekman. Los contornos negativos en negro indican razón de enfriamiento y los contornos positivos en amarillos indican la razón de calentamiento de temperatura. El intervalo de los contornos es de  $0.2\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{mes}$ . (b) Media temporal de TSM a lo largo de la costa.

total de TSM a lo largo de la costa y su desviación estándar. La temperatura promedio aumenta desde la región sur hacia la zona ecuatorial, con un mínimo relativo entre los 5°C y 16°S; frente a las costas de Perú. La variabilidad asociada con la TSM, dada por la desviación estándar tiene el mismo comportamiento del promedio, es decir, aumenta hacia la región ecuatorial y la variabilidad mínima está en la región sur.

Con el fin de discriminar claramente los mecanismos de control de la señal de TSM se aísla la componente estacional, por ser la componente más importante de la señal. A la TSM mensual se le extrae la señal interanual, la cual resulta de aplicar un promedio corrido de 12 meses dos veces consecutivas a la serie original (mostrada mas adelante, en la figura 1.6 con fondo de color) y el promedio total (figura 1.2.b). La figura 1.3.a muestra las bandas de anomalías de TSM asociadas a la señal anual, las bandas del calentamiento y enfriamiento están bien definidas. Se puede observar en la bandas cálidas, correspondiente al verano austral, cierta pendiente positiva de sur a norte ( $\sim 3$  meses) indicando que la máxima radiación se obtiene primeramente en la región sur, coherente con la geometría del transecto solar en el verano austral.

Para observar claramente el dominio de la señal anual, se hizo un ajuste a las frecuencias exactas de esta señal por medio de cuadrados mínimos, de la siguiente forma:

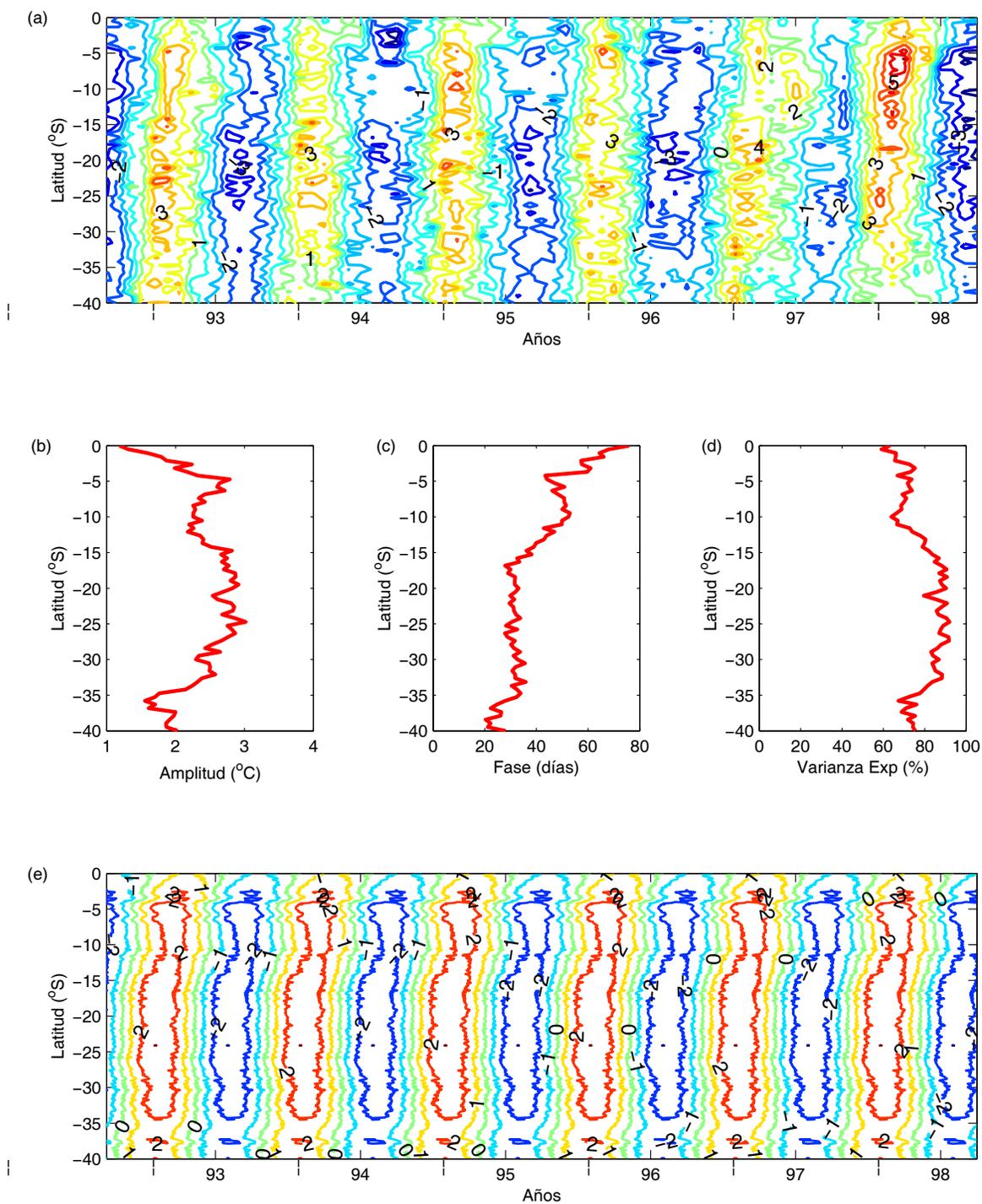
$$\psi(y, t) = \Re\{\phi(y) \exp(i[\omega t - \theta(y)])\} \quad (1)$$

donde  $\psi$  representa la TSM,  $\phi$  y  $\theta$  la amplitud y fase (parte del primero de enero), respectivamente, del armónico de frecuencia anual ( $\omega$ ).

Las figuras 1.3.b, c y d muestran los perfiles a lo largo de la costa de la amplitud, fase y su porcentaje de varianza explicada para la componente anual. Se observa que las mayores amplitudes se encuentran entre los 5 y 35°S con una pequeña depresión en la región norte (entre 5 y 16°S), la cual ya había sido mostrada en la figura 1.2.b. Por otro lado, la figura 1.3.c muestra que el máximo calentamiento lo alcanza primeramente en la región sur a fines de enero, entre los 15 y 33°S el calentamiento máximo lo alcanza a principio de febrero, siendo coincidente a lo reportado por Soto-Mardones *et al.* (2002). Frente a las costas de Perú el máximo calentamiento lo alcanza a mediados de febrero. Finalmente, en la zona ecuatorial el máximo calentamiento lo alcanza a principio de marzo siendo coherente a lo reportado por Fritz (1951). La varianza explicada es aproximadamente uniforme a lo largo de la costa (~ 80 %, figura 1.3.d). A partir de los parámetros obtenidos del armónico anual (figuras 1.3.b,c y d) es posible reconstruir las banda de anomalías de TSM a lo largo de la costa, como muestra la figura 1.3.e.

#### **1.4.3.- Deriva de Ekman y advección de temperatura a lo largo de la costa.**

La variabilidad de la TSM a lo largo de la costa, es producto del aporte de los efectos locales, siendo el forzante viento uno de los principales. Basado en los datos de esfuerzos del viento a lo largo de la costa (figura 1.1.a) se calculó la velocidad de deriva del transporte de Ekman. Aunque, los vientos son favorables a la surgencias en prácticamente toda la zona de estudio, la deriva de Ekman alcanza su máximo frente a las costas de Perú y Chile.



**Figura 1. 3.- (a) Distribución latitudinal de la serie temporal de anomalías de TSM. Las señales medias e interanual han sido removidas (intervalo de los contornos es 1 $^{\circ}$ C). Variación latitudinal de (b) amplitud ( $^{\circ}$ C), (c) fase (días, empezando el 1 de Enero) y (d) porcentaje de varianza explicada de la componente anual. (e) reconstrucción de la TSM anual mostrado en la figura (a).**

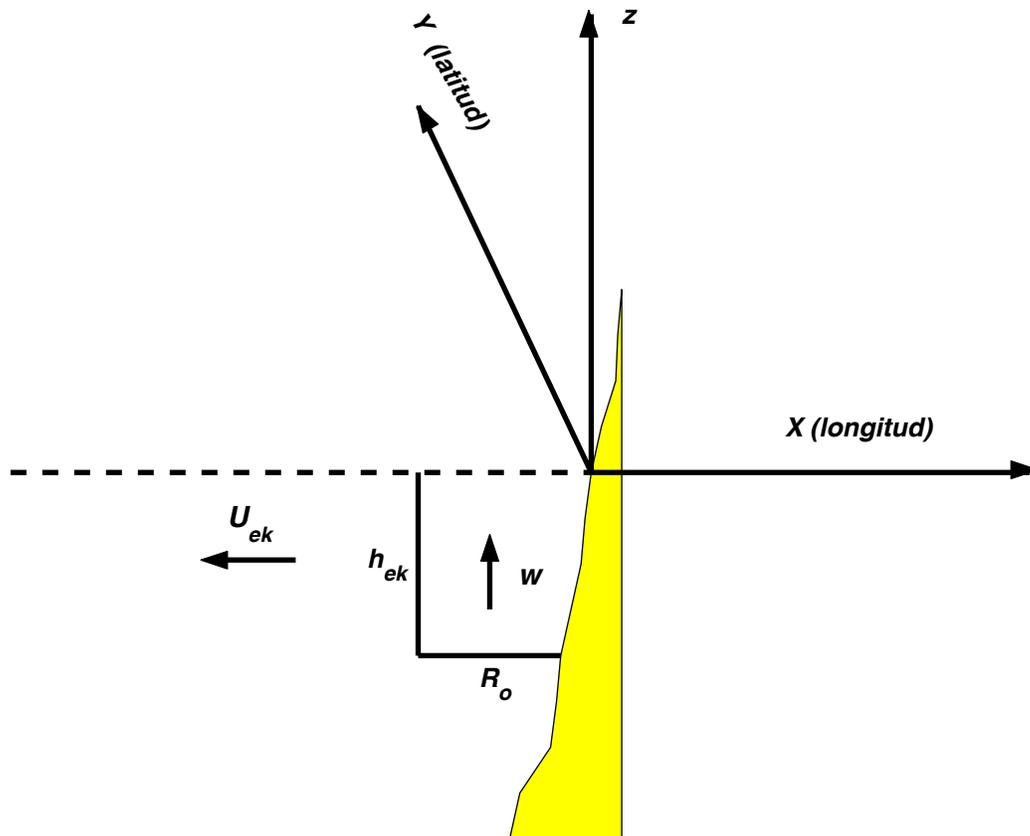


Figura 1. 4.- Diagrama esquemático que muestra el balance de continuidad entre la velocidad de la deriva de Ekman ( $U_{ek}$ ) sobre la capa de Ekman con la profundidad ( $h_{ek}$ ) y la velocidad del bombeo de Ekman ( $w$ ) sobre el radio de deformación de Rossby ( $R_o$ ).

Si se supone que el escalamiento horizontal de la surgencia cerca de la costa es el radio de deformación de Rossby (Gill, 1982), se establece la siguiente ecuación de continuidad entre la deriva de Ekman y la velocidad vertical proveniente de la profundidad de la capa de Ekman, como muestra la figura 1.4.

$$U_{ek}h_{ek} = wR_o \quad (2)$$

donde  $h_{ek}$  es la profundidad de la capa de Ekman,  $U_{ek}$  es la velocidad de deriva de Ekman,  $R_o$  es el radio de deformación de Rossby y  $w$  es la velocidad de advección vertical producto de la surgencia. Así la razón de cambio de la temperatura en la superficie es debido a la advección por surgencia

$$\frac{dT}{dt} = w \frac{\partial T}{\partial z} \quad (3)$$

Reemplazando (2) en (3), se obtiene

$$\frac{dT}{dt} = \frac{U_{ek}(y,t)h_{ek}(y)}{R_o(y)} \frac{\partial T(y,t)}{\partial z} \quad (4)$$

donde  $y$  es la latitud (desde los 40°S hasta el ecuador),  $z$  es la coordenada vertical y  $t$  es el tiempo, desde septiembre 1991 hasta octubre de 1999. El transporte y la profundidad de la capa de Ekman fueron calculadas siguiendo el trabajo de Madsen (1977) el cual es mostrado en el Apéndice A.

El gradiente vertical de temperatura en (4) se calculó tomando la temperatura de la climatología de Levitus (World Ocean Atlas, 1994) en la profundidad de la capa de Ekman

y la temperatura superficial fue obtenida a partir de las imágenes de AVHRR. Además, se hace la suposición de que la mayor parte de la variabilidad no estacional proviene de la superficie y que la variabilidad que implícitamente ha sido despreciada en el fondo al hacer uso de la Climatología de Levitus, es pequeña.

Usando el esfuerzo del viento (figura 1.1), la razón de cambio de la temperatura ( $^{\circ}\text{C}/\text{mes}$ ) fue calculada usando la ecuación (4). Este resultado es mostrado en la figura 1.2.a como contornos sólidos sobrepuestos a la TSM (fondo de color). Los contornos negativos (negro) indican la razón de enfriamiento y los contornos positivos (amarillo) indican la razón de calentamiento de la temperatura.

En la región norte, entre los  $8^{\circ}\text{S}$  y  $14^{\circ}\text{S}$ , frente a las costas de Perú, se observan núcleos de máxima razón de enfriamiento en los períodos de otoño, invierno y primavera, cuyo enfriamiento debido a las aguas frías provenientes de la capa de Ekman estaría explicando en parte por el adelgazamiento de las bandas cálidas de TSM. La figura 1.5 muestra la correlación cruzada entre la TSM y  $dT/dt$ . Como se esperaba para esta área entre  $8^{\circ}\text{S}$  y  $14^{\circ}\text{S}$  donde el efecto de enfriamiento por surgencia es importante, estas dos componentes están en cuadratura (ver figura 1.5). La máxima correlación negativa se encuentra cuando las series de TSM y  $dT/dt$  se desfasan aproximadamente en tres meses, es decir, la  $dT/dt$  se adelanta en tres meses con respecto a la TSM. El transporte hacia el oeste alcanza su máximo en esta región, favorable a los procesos de surgencia, y ha sido descrito por algunos autores (Rojas de Mendiola, 1981; Richards, 1981; Guillén y Calienes, 1981; Huyer *et al.*, 1987, 1991).

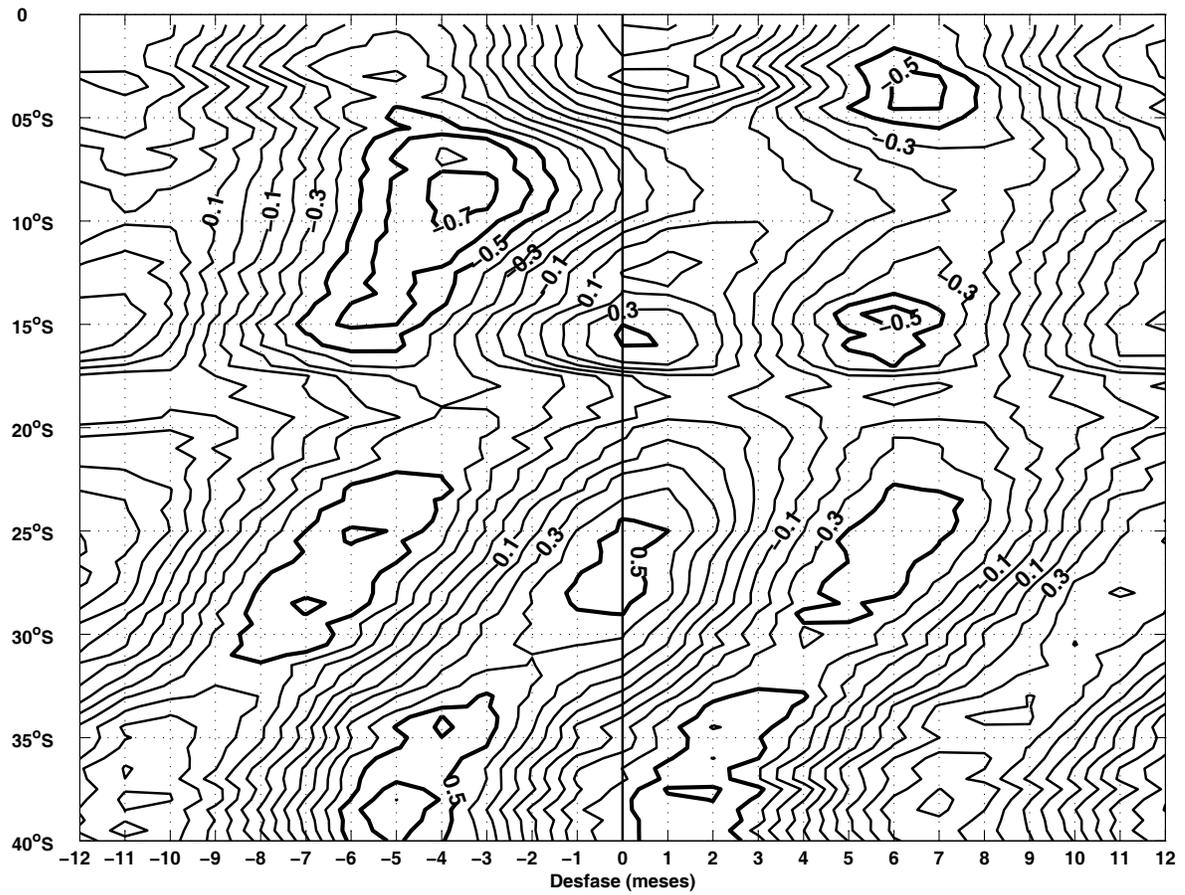


Figura 1.5.- Correlación cruzada entre la TSM y  $dT/dt$ . Desfase en meses. El intervalos de los contornos es de 0.2. La correlación positiva indica que la TSM adelanta a la  $dT/dt$  y la correlación negativa indica lo contrario.

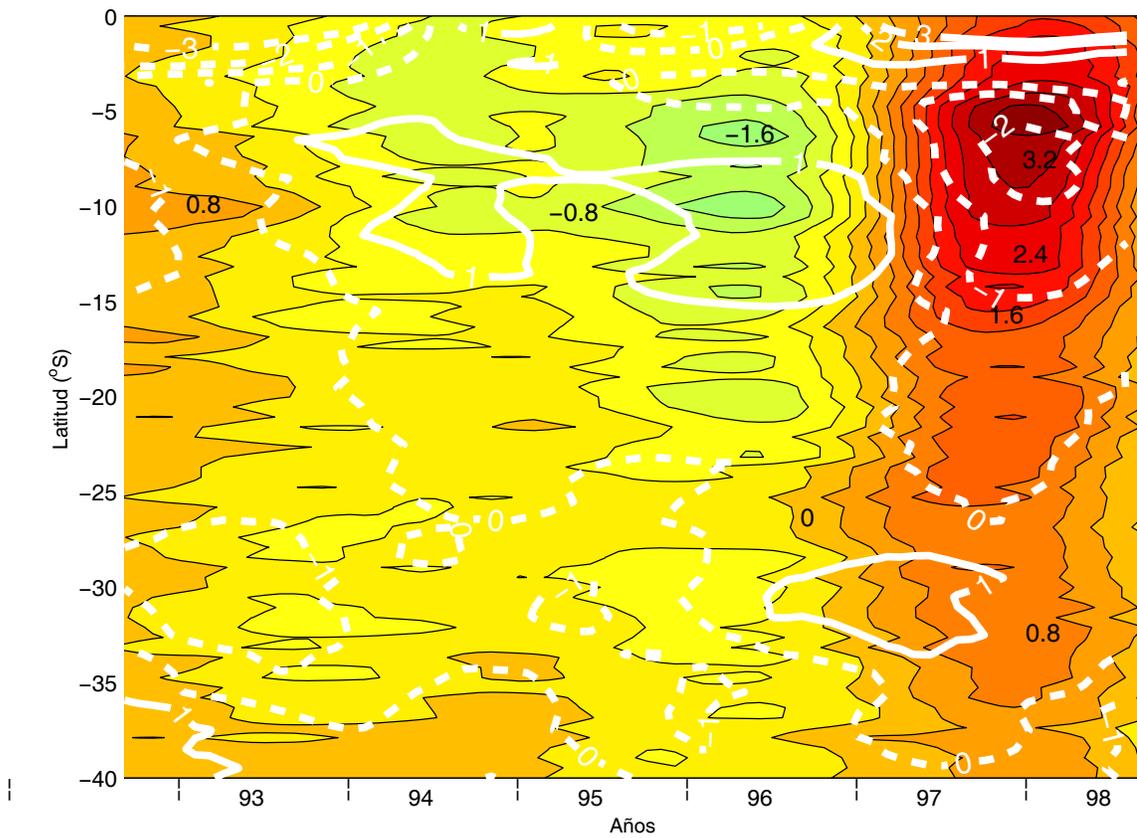
En la zona de la curvatura entre los 16°S y 18°S (figura, no se observan aportes significativos de aguas desde el fondo debido principalmente a la poca influencia del esfuerzo del viento meridional (ver figura 1.1.a). Aunque la intensidad del viento es similar para toda la región norte, la orientación de la costa ocasiona que el esfuerzo del viento sea menos eficiente en la generación de surgencia.

En la región de Chile, entre los 22°S y 35°S, la razón de enfriamiento ( $dT/dt$ ) es superior a lo observado frente a las costas de Perú. Esto es coherente con los máximos observados del esfuerzo del viento, que aunque presente durante todo el año, es más intenso en otoño, invierno y primavera. De igual forma, el transporte hacia el oeste es más intenso en primavera y verano coincidiendo a lo reportado por Carvajal (1994). En esta región máxima correlación entre la TSM y  $dT/dt$  (figura 1.5) se encuentra en fase.

Durante el verano austral de 1998, cuyo período coincide con la fase de decaimiento de El Niño 1997-98, la razón de enfriamiento (entre los 27°S y 35°S) muestra un aumento importante, fenómeno que se repite en la fase de decaimiento de El Niño de 1992-93. Note que en la región norte (8°S y 14°S) ocurre el mismo fenómeno, pero no parece tener incidencia en el campo de TSM. Finalmente, para la región más austral (entre 35°S y 40°S) en los períodos de otoño e invierno se observan razón de calentamiento de la temperatura (contornos amarillos). El proceso se revierte, las aguas de superficie se hunden debido al esfuerzo del viento (figura 1.1) que es primordialmente hacia el polo. Finalmente, la máxima correlación positiva se encuentra desfasada 6 meses, indicando que la TSM adelanta a la razón de cambio.

#### 1.4.4.- Serie temporal de TSM interanual a lo largo de la costa

La serie temporal de TSM mensual muestra en general que las bandas cálidas en verano son afectadas por eventos locales a lo largo de la costa (figura 1.2.a). Otros factores que parecen modular la TSM a lo largo de la costa son los eventos asociados a la escala interanual, debido al ensanchamiento de las bandas de TSM en los periodos asociados al El Niño 1992-93 y 1997-98. La figura 1.6 (fondo de color) muestra las anomalías de TSM interanuales, a la cual se le extrajo la señal estacional mediante un filtro pasa bajo. El campo de anomalías muestra claramente las bandas cálidas asociadas a El Niño 1997-98 y la fase de decaimiento de El Niño 1992-93, aunque la fase de inicio y maduración de este último evento se pierden por el tipo de filtro usado. Por otro lado, se observan las bandas frías asociado el evento de La Niña 1996. El Niño 1997-98 alcanza toda la región de estudio, mientras que La Niña 1996 es de menor intensidad y tiene un alcance latitudinal limitado, pues su influencia se observa hasta la región central de Chile ( $\sim 25^{\circ}\text{S}$ ). Estos eventos anómalos han sido discutidos antes en la literatura principalmente para la región frente a las costas de Chile (Pizarro *et al.*, 1999; Hormazabal *et al.*, 2001; Blanco *et al.*, 2002). En el capítulo 3 (3.7 y 3.8) se discute más en detalle la evolución de los eventos interanuales.



**Figura 1.6.- Distribución latitudinal de la serie temporal de anomalías interanuales de TSM ( $^{\circ}\text{C}$  fondo color, con intervalos de  $0.4^{\circ}\text{C}$ ). Los contornos en blanco indican anomalías de la velocidad de la deriva de Ekman (líneas continuas indican deriva hacia el este, líneas segmentadas indican deriva hacia el oeste, con intervalos de  $0.4\text{ cm s}^{-1}$ ).**

### 1.5.- Discusión y Conclusiones.

Al comparar los datos de TSM y la razón de cambio ( $dT/dt$ ) a lo largo de la costa (ver figura 1.2.a de contornos), se encontró que en la región costera, las variaciones de temperatura superficial están moduladas en gran parte por el esfuerzo del viento a lo largo de la costa. Con influencia en ciertos períodos de las variaciones interanuales (i.e. 1992-93, 1996 y 1997-98). La correlación entre la TSM observada y la razón de cambio de temperatura asociada a la dinámica de Ekman son notables.

Otro factor importante a considerar, es el rol que juega la línea de costa en la eficiencia en los procesos de surgencias. Los núcleos de menor magnitud del esfuerzo de vientos encontrados frente a las costas de Perú, producen un efecto similar, aunque de menor magnitud que el producido frente a la costa de Chile.

El ensanchamiento de las bandas cálidas en la zona de la curvatura entre Perú y Chile parece estar directamente relacionada a los débiles vientos meridionales y a la poca efectividad del viento meridional para producir surgencia y modificar así las temperaturas de agua circundante. Frente a la costa de Perú ( $\sim 8$  y  $16^\circ\text{S}$ ), el aporte de aguas frías es de  $0.5^\circ\text{C}/\text{mes}$  en promedio, provenientes de las capas subsuperficiales durante otoño, invierno y primavera. Frente a las costas de Chile ( $\sim 22$  y  $35^\circ\text{S}$ ) la razón de cambio de la aguas frías tiende a incrementarse, pero en mayor proporción que en la región norte.

Finalmente, en la escala interanual, se observa una intensificación de la velocidad de deriva de Ekman hacia el oeste en los períodos de El Niño (ver figura 1.6). Nótese que las anomalías de velocidad de deriva de Ekman hacia el oeste durante El Niño 1997-98 es muy intensa y está localizada en el máximo de anomalías de TSM, aunque no se observa,

que atenúe o inhiba la señal interanual de TSM. Esto ocurre debido a la robustez de El Niño 1997-98, y la consecuente profundización de la termoclina, lo cual amplía una afloración de sólo aguas cálidas desde las capas subsuperficiales. De igual forma, durante La Niña 1996 se observan anomalías de deriva hacia la costa. Esto advecta aguas superficiales desde la zona oceánica, con lo cual no se modifican las propiedades del agua costera superficial.

De este trabajo, es posible concluir que para la escala interanual, la TSM está más controlada por la energía de origen ecuatorial, mientras que la escala estacional está controlada por efectos locales (deriva de Ekman) y por información remota (ondas ecuatoriales). Una conclusión similar fue reportada por Parés-Sierra y O'Brien (1989) para la Corriente de California, un sistema de corriente de borde oriental.

## **CAPÍTULO 2. Análisis de las estructuras de mesoescala en la región de IMECOCAL (frente a Baja California) a partir de datos hidrográficos, ADCP y altimetría.**

### **2.1.- Resumen.**

Este trabajo compara los campos de velocidades geostróficas obtenidos a través de observaciones hidrográficas-altimétricas y mediciones directas de corrientes de 11 cruceros frente a Baja California, desde enero 2000 hasta julio del 2002. La dinámica de la zona de estudio está dominada por la generación de meandros y desprendimientos de giros en balance geostrófico.

Se observan dos mecanismos de generación de giros, el primero asociado a la geometría de la línea de costa, y el segundo producto de un enfrentamiento entre la Corriente de California y la Contracorriente Subsuperficial proveniente desde el sur. Se observan dos giros persistentes, uno ubicado frente a Bahía Vizcaíno que rota anticiclónicamente y otro en la región sur, en el cual el sentido de rotación depende de cual corriente ingresa primero a la zona de transición apegada a la línea de costa.

Los datos mostraron que la primavera es un período de transición con la formación de meandros suaves, mientras que en el verano está asociado a un período de generación de giros a lo largo de la costa. Otoño e invierno se asocian a períodos de desprendimientos y deriva de giros hacia el oeste. Se encontró que la velocidad de fase de los giros de mesoescala está acorde con la teoría lineal de propagación de una onda de Rossby.

## 2.2.- Introducción:

El Sistema de la Corriente de California (SCC) es un sistema dinámico producto del giro anticiclónico de gran escala del hemisferio norte (Hickey, 1979; Halliwell *et al.*, 1983) y la baja presión sobre Norte América (Pond *et al.*, 1978). La circulación superficial del SCC ha sido descrita por climatologías realizadas por varios autores (Hickey, 1979; Chelton, 1984; Lynn y Simpson, 1987). El SCC en la región de estudio está conformado por: Corriente de California (CC), la cual fluye superficialmente hacia el ecuador y la Contra Corriente de California (CUC) la cual fluye subsuperficialmente hacia el polo a lo largo de las costas de Baja California y el sur de California. Durante los períodos de surgencias (aproximadamente entre abril y septiembre) la CC hacia el ecuador cubre completamente a la CUC hacia el polo.

Los procesos dinámicos responsables de la generación y evolución de las complejas estructuras de meandros, giros y filamentos en el SCC han sido estudiados por Strub *et al.* (1991). Algunos de los posibles mecanismos generadores son las inestabilidades barotrópica o baroclínicas del flujo costero medio. Este mecanismo generativo fue explorado mediante modelación numérica por Ikeda y Emery (1984), Ikeda *et al.* (1984a,b) y por Haidvogel *et al.* (1991). Ikeda *et al.* (1984a) sugieren que las inestabilidades baroclínicas juegan un rol importante en la generación de meandros. Haidvogel *et al.* (1991) muestran que el crecimiento de las inestabilidades es producto de incorporar al chorro costero hacia el ecuador una topografía de fondo y línea de costas totalmente irregulares.

Otro posible mecanismo generativo de las variaciones de mesoescala en el SCC es

el forzante de viento, el cual actúa sobre la corriente costera produciendo inestabilidades, que llevan a la formación de meandros, giros y filamentos. Estos mecanismos fueron explorados por Batteen *et al.* (1989), McCreary *et al.* (1991), Auad *et al.* (1991), Parés-Sierra *et al.* (1993) y Batteen (1997). Finalmente en Strub *et al.* (2000) definen un esquema conceptual de la evolución estacional de la circulación en el SCC obtenidos mediante datos de satélite, y plantean que en primavera y verano, se desarrolla cerca de las costas un flujo hacia el ecuador, con una estructura latitudinal inicial que responde a los vientos hacia el ecuador a lo largo de la costa. Los mecanismos que crean este flujo estacional están asociados a frentes de surgencias locales que se desplazan fuera de la plataforma uniéndose libremente al flujo oceánico. Este flujo se mueve hacia el oeste hasta aproximadamente los 130°W, donde en otoño y primavera se debilita y se disipa. Strub *et al.* (2000), no explican la dinámica que gobiernan los movimientos hacia el oeste y la disipación en estos, pero concuerdan en que la velocidad de los movimientos hacia el oeste es consistente con la dinámica de las ondas de Rossby.

En este trabajo, mediante el uso de datos hidrográficos, mediciones directas de velocidades absolutas y anomalías de nivel de mar se estudian la circulación estacional de la región frente a las costas de Baja California, México. A partir de estas tres mediciones independientes, se muestra la formación de un giro y su posterior deriva hacia el oeste.

### **2.3.- Datos y métodos**

La Figura 2.1 muestra la distribución de estaciones hidrográficas muestreadas como parte del Programa de Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California

(IMECOCAL). La distancia entre estaciones es de 37 km y la separación entre transectos es de 74 km. Los datos de temperatura, salinidad y corrientes directas (ADCP) fueron registrados y calibrados por el Laboratorio de Oceanografía Regional del Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE). La calibración del CTD (Conductivity Temperature and Depth) y procesamiento preliminar de los datos se encuentran descritos por García *et al.* (1999). Los datos de los 11 cruceros utilizados en este trabajo cubren el período de enero de 2000 hasta agosto del 2002 (Tabla 2.1).

En cada estación, la conductividad, temperatura y presión (CTD) fueron muestreadas hasta un mínimo de profundidad de 1000 m usando un CTD Seabird compuesto de sensores primario y secundario tanto en conductividad como en temperatura. Los sensores de conductividad y temperatura fueron calibrados por el fabricante antes y después de cada crucero. La deriva observada entre calibraciones que debe ser menor a la exacta ( $<0.003^{\circ}\text{C}$  y  $<0.006 \text{ mmho cm}^{-1}$  por temperatura y conductividad, respectivamente).

Los perfiles de velocidad obtenidos a lo largo de la trayectoria realizada por el barco fueron obtenidos con un perfilador acústico de corriente Doppler de banda ancha de 153.6 kHz, marca RD Instruments. Las mediciones de ensamble fueron obtenidas cada 11 s con un largo de pulso de 8 m y una resolución vertical de 8 m. Típicamente el rango de profundidad fue de 20 a 300 m, con algunas inconsistencias después de los 180 m. Para los resultados presentados en este trabajo, los intervalos de muestreos más cortos fueron promediados cada 3 a 5 min, con un error inherente en la velocidad media del ADCP por debajo de  $\pm 0.01 \text{ ms}^{-1}$ .



**Tabla 2.1- Nombres, fecha y números de estaciones realizadas en los cruceros frente a Baja California como parte del Proyecto IMECOCAL los cuales fueron realizados a bordo del B. O. Francisco de Ulloa. En el nombre del muestreo, los primeros dos dígitos indican el año y los segundos el mes. La columna 4 muestra los períodos en que se realizaron mediciones de ADCP y la columna 5 muestra los períodos que se cuenta con datos de anomalías de nivel del mar.**

<i>Nombre del crucero</i>	<i>Fecha día/mes/año/</i>	<i>Número de Estación</i>	<i>ADCP</i>	<i>ANM</i>
0001	14/01/2000 - 31/01/2000	90		X
0004	04/04/2000 - 22/04/2000	73		X
0007	11/07/2000 - 30/07/2000	82		X
0010	10/10/2000 - 29/10/2000	88	x	X
0101	16/01/2001 - 03/02/2001	73	x	X
0104	07/04/2001 - 12/04/2001	17	x	X
0106	26/06/2001 - 15/07/2001	83	x	X
0110	04/10/2001 - 23/10/2001	90	x	
0201	19/01/2002 - 05/02/2002	72	x	
0204	19/04/2002 - 07/05/2002	72	x	
0207	12/07/2002 - 08/02/2002	91		

El rastreo de fondo (bottom tracking) fue usado para obtener la velocidad del barco ( $\pm 0.01 \text{ ms}^{-1}$ ) cuando el fondo fuera visible al ADCP (típicamente cuando la profundidad es menor a 400 m). En aguas profundas, el sistema de posicionamiento de navegación global (GPS) fue usado para calcular la velocidad del barco. La serie de tiempo de posiciones fue suavizada usando un filtro Blackman (Firing *et al.*, 1995). La incerteza en el cálculo de velocidad debido a la navegación es  $\pm 0.04 \text{ ms}^{-1}$ . En resumen, cuando el rastreo de fondo está disponible, el error total de la velocidad promedio absoluta del ADCP está estimada en  $\pm 0.02 \text{ ms}^{-1}$ , y cuando el rastreo de fondo no está disponible (profundidad mayor que 400 m) la velocidad absoluta tiene un error debido a la navegación de  $\pm 0.05 \text{ ms}^{-1}$ .

Los mapas de anomalías de nivel del mar (ANM) fueron obtenidos del programa TOPEX/Poseidon (T/P) y ERS 1-2 Satellite Scaterometer (<http://www.ifremer.fr.droos>) y cubre el área de 130° W-113° W y 24° N-32° N. La secuencia temporal es cada 10 días con una malla espacial de 0.25° x 0.25°. Los datos disponibles sólo cubren el período de enero del 2000 hasta agosto del 2001 (ver Tabla 2.1). Para mayor información de las correcciones altimétricas aplicadas a las misiones T/P y ERS 1-2, referirse al trabajo de Le Traon y Ogor (1998). La metodología para obtener las anomalías de velocidades geostróficas es la propuesta por Ducet *et al.* (2000).

Los campos superficiales de flujos geostróficos de los datos hidrográficos y de ANM fueron referidos a 500 dbar. El nivel de referencia fue escogido para comparar con los resultados históricos de CALCOFI e IMECOCAL. Los campos de vientos fueron obtenidos del “Quick Scatterometer (QuikSCAT) Satellite” (<http://winds.jpl.nasa.gov/>). La resolución temporal es diaria y la cobertura espacial es 0.5° x 0.5°. Con los campos de viento se realizaron mapas espaciales para el período respectivo de cada crucero. A partir de estos mapas se calculó deriva de Ekman siguiendo el método propuesto por Madsen (1977), mostrado en el Apéndice A.

#### **2.4.- Resultados y Análisis:**

Para el año 2000, la figura 2.2 muestra los mapas de alturas dinámicas de la superficie (20 dbar) del mar con respecto a 500 dbar (color) y sus respectivas velocidades geostróficas (flechas negras), calculadas a partir de los datos hidrográficos (ver Apéndice B). Las velocidades geostróficas fueron integradas desde 500 dbar hasta 20 dbar de la superficie, para poder compararlas con las mediciones directas del ADCP, la cual comienza

a los 20 dbar.

En la primera parte de este trabajo se abocará principalmente a mostrar la existencia de los giros usando para ellos los 11 cruceros considerados, mediante distribuciones horizontales y verticales de velocidades geostróficas, además de mediciones directas de ADCP. Para los períodos de primavera y verano (figuras 2.2.(b) y (c)) se observa un fuerte flujo de la CC hacia el sur, siendo coherente a lo observado por la climatología de Lynn y Simpson (1987). En otoño (0010) persiste este flujo costero de la CC hacia el ecuador (entre 22°N y 32°N), pero, en la franja costera las mediciones directas de ADCP (a 20 dbar) muestran la presencia de la CUC desde la región sur hasta Punta Eugenia. Esta contracorriente superficial ya ha sido descrita por varios autores (Roden, 1971; Lynn y Simpson, 1987; Durazo *et al.*, 2001), mediante análisis geostróficos, pero es la primera vez que se muestra mediante mediciones directas de ADCP. La presencia de esta contracorriente costera es mostrada en la figura 2.3 a partir de las líneas 127 y 130 mediante geostrofia y ADCP, respectivamente. Las figuras 2.3.(a) y (b) muestran las componentes de la velocidad Norte-Sur de la línea 127, observándose en ambas un núcleo costero en dirección norte. De igual forma las figuras 2.3.(c) y (d) asociadas a la línea 130 muestran núcleo costero mas extendido hacia el oeste.

Para el período de invierno (figura 2.2.(a)) se observan varios giros en la región de estudio: un giro ciclónico (~30.7°N; Línea 103), otro anticiclónico frente a Bahía Vizcaíno (~28.2°N; Línea 113) y un giro ciclónico débil (~ 26.5°N; Línea 123). Al observar estos giros en profundidad, las figuras 2.4.(a), (b) y (c) muestran la componente Norte-Sur de la velocidad geostrófica en las líneas 103, 113 y 123, respectivamente.

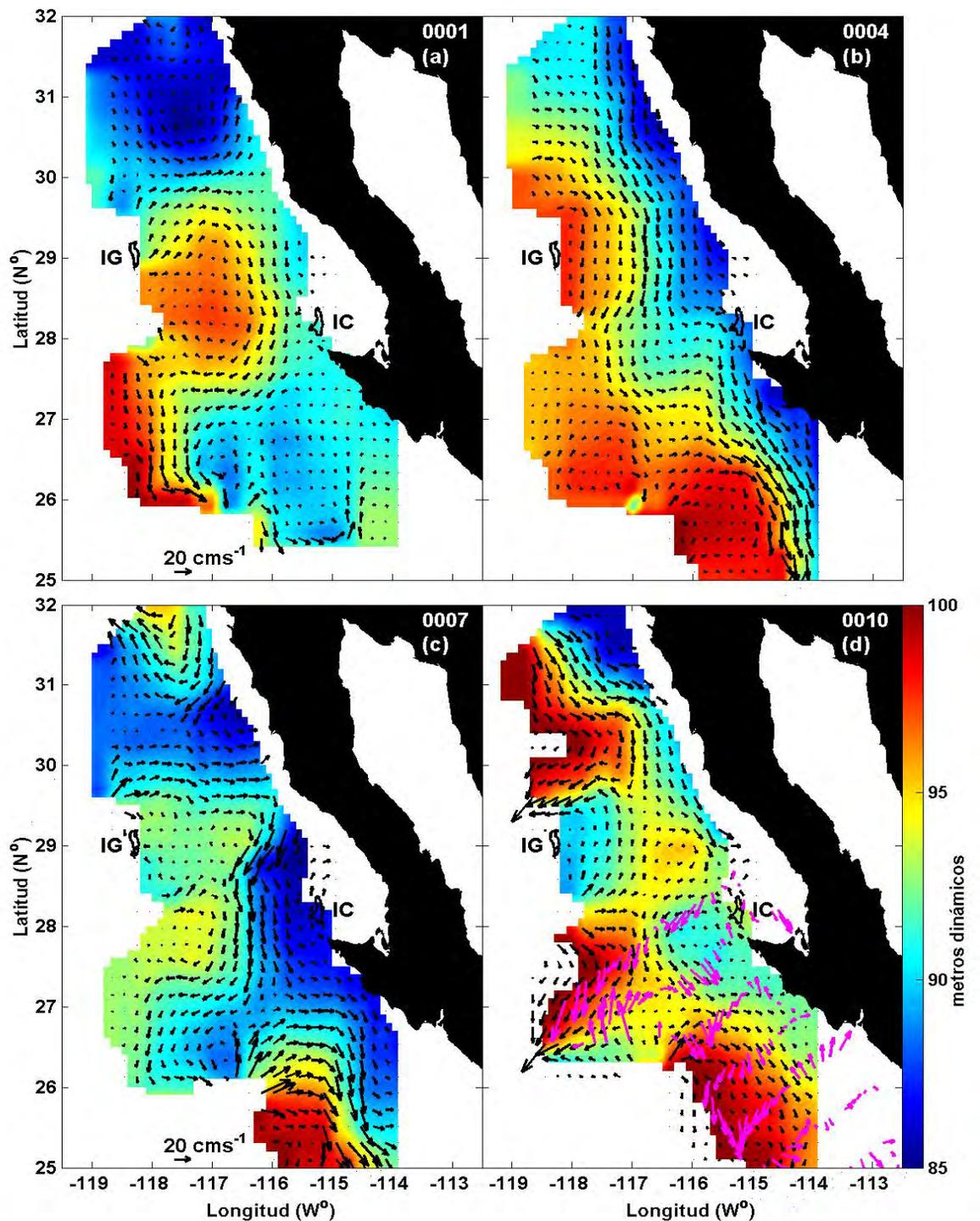


Figura 2.2.- Mapas de alturas dinámicas (en metros dinámicos) en la superficie relativo a 500 dbar (fondo color) velocidad geostrofica en  $\text{cm s}^{-1}$  (flechas negras). Para el año 2000 los cruceros disponibles son: (a) Enero, (b) Abril, (c) Julio y (d) Octubre. Notese que el mapa de corrientes para octubre incluye mediciones directas de ADCP (flechas en rojo).

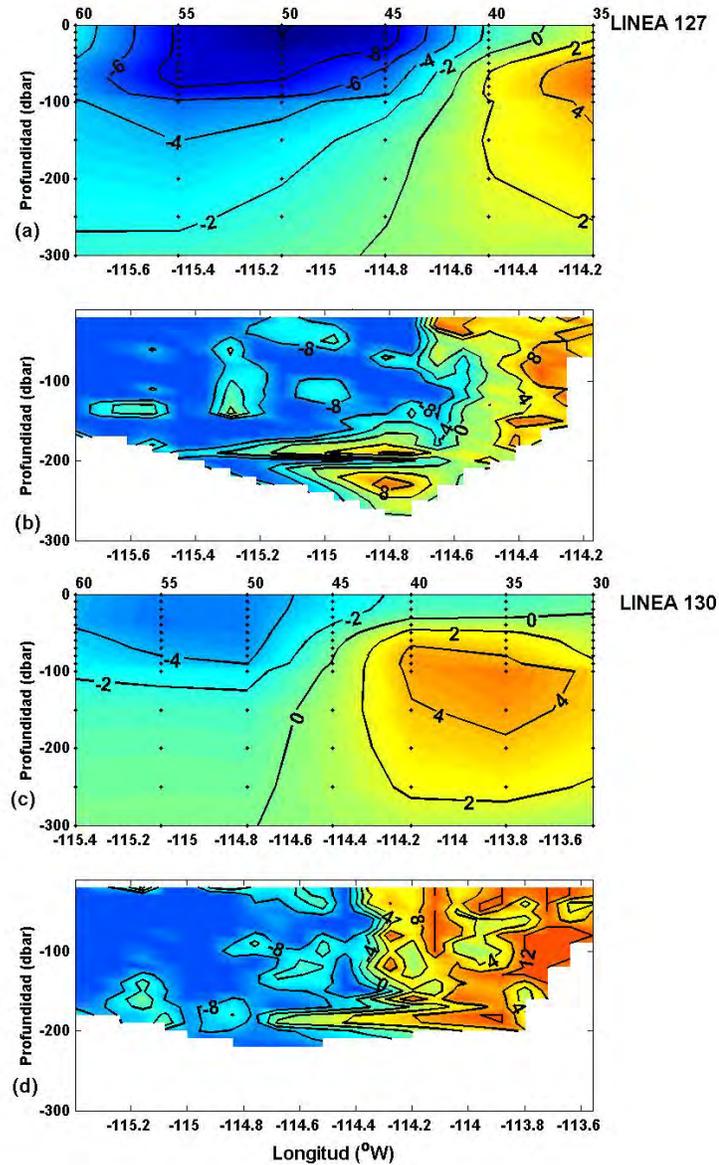


Figura 2.3.- Componentes Norte-Sur de la velocidad en la línea 127 (a) geostrófica y (b) ADCP ( $\text{cm s}^{-1}$ ). Componentes Norte-Sur de la velocidad en la línea 130 (a) geostrófica y (b) ADCP ( $\text{cm s}^{-1}$ ). Para el crucero de Octubre (0010). Los contornos positivos son hacia el norte y los negativos hacia el sur.

. Los giros de las líneas 103 y 123, se observan una estructura vertical bien definida, en cambio la estructura vertical de la línea 123 no es muy clara. Además, estos giros se caracterizan por tener una profundidad superior a los 200 dbar.

En primavera, la dirección de la circulación es más homogénea, es decir, sin giros definidos (figura 2.2.(b)) observándose un meandro considerable frente a Bahía Vizcaíno, que al parecer da paso a la formación de un nuevo giro, dado que en profundidad se observa una corriente costera hacia el norte en la línea 117 (figura 2.4.(d)) que favorece la formación de un giro. La intensificación de la corriente hacia el ecuador en la región sur (entre 27°N y 25°N) parece estar asociada con la presencia de un semi-giro anticiclónico en esta región.

En verano (figura 2.2.(c)) se observan la formación de giros frente a San Quintín (giro ciclónico), frente a Isla Guadalupe (giro anticiclónico) y frente a Punta Eugenia (giro ciclónico). Las estructuras verticales de velocidades Norte-Sur confirman la existencia de de estos giros, siendo los de San Quintín (figura 2.4.(e), Línea 107) y frente a Isla Guadalupe (figura 2.4.(f), Línea 110) los mas profundo, en cambio el giro frente a Punta Eugenia es mas somero (figura 2.4.(g), Línea 120).

Finalmente en otoño (figura 2.2.(d)), se observan dos pequeños giros con rotaciones opuestas, un giro ciclónico frente a Bahía Vizcaíno (~28.8°N, 116°W) y uno frente a Punta Eugenia. Las estructuras verticales de velocidades Norte-Sur son bastante coherente con la circulación superficial (figuras 2.4.(h) e (i), respectivamente). Además, el giro frente Punta Eugenia muestra una gran similitud en dirección con las observaciones directas.

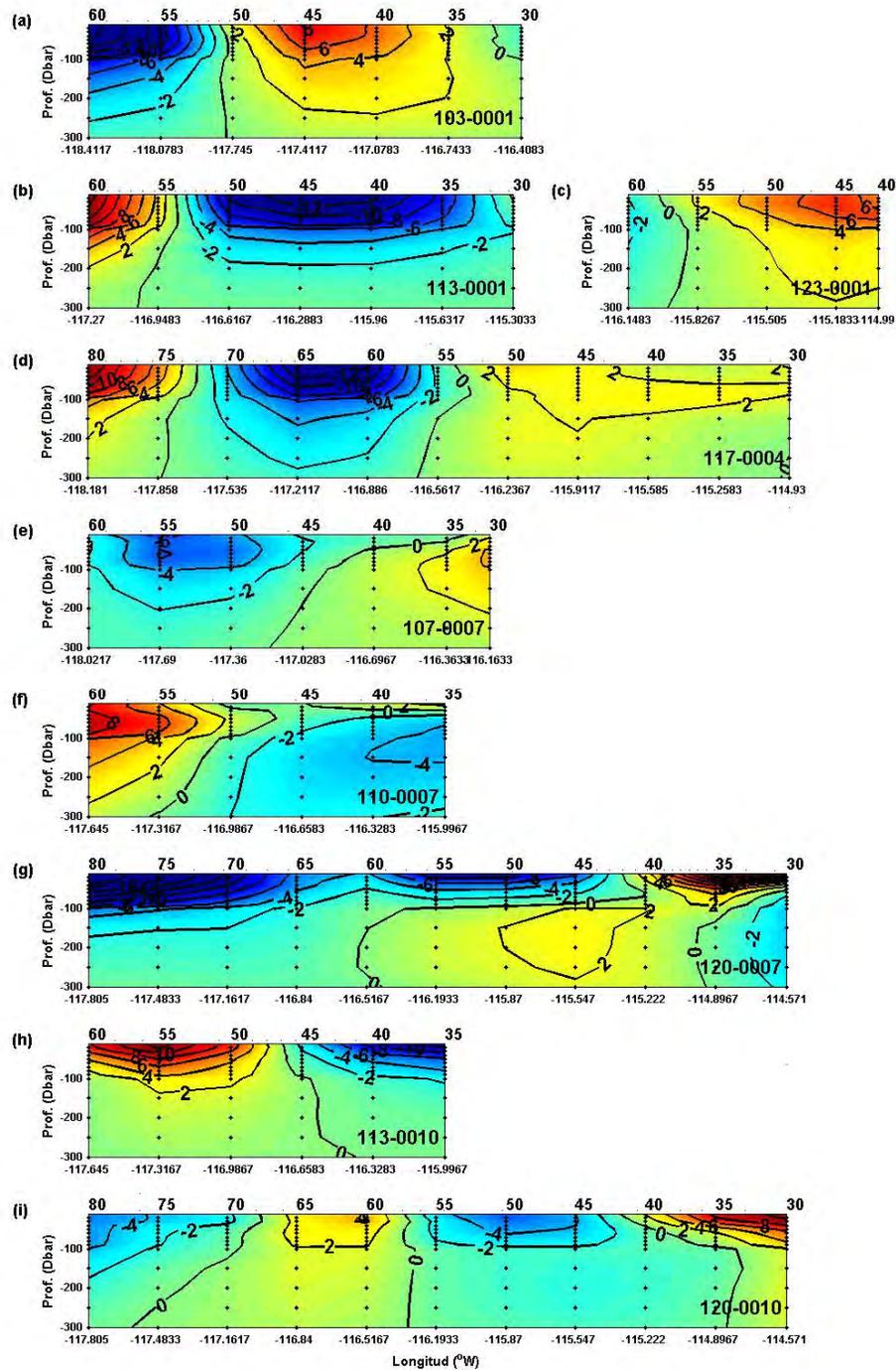


Figura 2.4.- Componentes Norte-Sur de la velocidad geostrofica ( $\text{cm s}^{-1}$ ) de la línea y el crucero, respectivamente: (a) 103-0001, (b) 113-0001, (c) 123-0001, (d) 117-0004, (e) 107-0007, (f) 110-0007, (g) 120-0007, (h) 113-0010 y (i) 120-0010. Los contornos positivos son hacia el norte y los negativos hacia el sur.

Los cruceros realizados en el período 2001, se caracterizan por incorporar completamente mediciones de ADCP. En invierno (figura 2.5.(a)) en la zona oceánica ( $\sim 30^{\circ}\text{N}$  y  $28^{\circ}\text{N}$ ) se observan dos giros que rotan anticiclónicamente, los cuales son coherente con la distribución vertical de velocidades Norte-Sur, mostradas en las figuras 2.6.(a) y 2.6.(b) correspondientes a las líneas 103 y 113, respectivamente. En primavera (figura 2.5.(b)), las velocidades geostróficas muestran una alta coherencia con las mediciones de ADCP hasta la región central, y se puede describir este período como una circulación típica de formación de meandros en la región norte.

En verano (figura 2.5.(c)) en la regiones más costeras se observan giros ciclónicos en la región norte ( $\sim 30^{\circ}\text{N}$ ,  $-116.5^{\circ}\text{W}$ ), central ( $\sim 28^{\circ}\text{N}$ ,  $-115.7^{\circ}\text{W}$ ) y sur ( $\sim 26^{\circ}\text{N}$ ). Las distribuciones verticales de velocidad Norte-Sur, mostradas en las figuras 2.6.(c), (d) y (e) asociadas a las líneas 107, 120 y 130 corroboran la existencia de estos giros en profundidad, aunque el último es un giro muy somero. Es notable la similitud entre las mediciones directas de ADCP y la circulación geostrófica.

Para el período de otoño (figura 2.5.(d)), en la región norte se observa un giro ciclónico ( $\sim 30.5^{\circ}\text{N}$ ) más marcado en comparación a los tres períodos anteriores, tanto en superficie como en profundidad (ver figura 2.6.(f)). Hacia la región sur, se observa parte de un pequeño giro rotando ciclónicamente ( $\sim 26.5^{\circ}\text{N}$ ) con una profundidad sobre los 200 dbar (figura 2.6.(g)). Además, tanto en superficie como en profundidad se observa la contracorriente costera hasta la Punta Eugenia con una profundidad considerable.

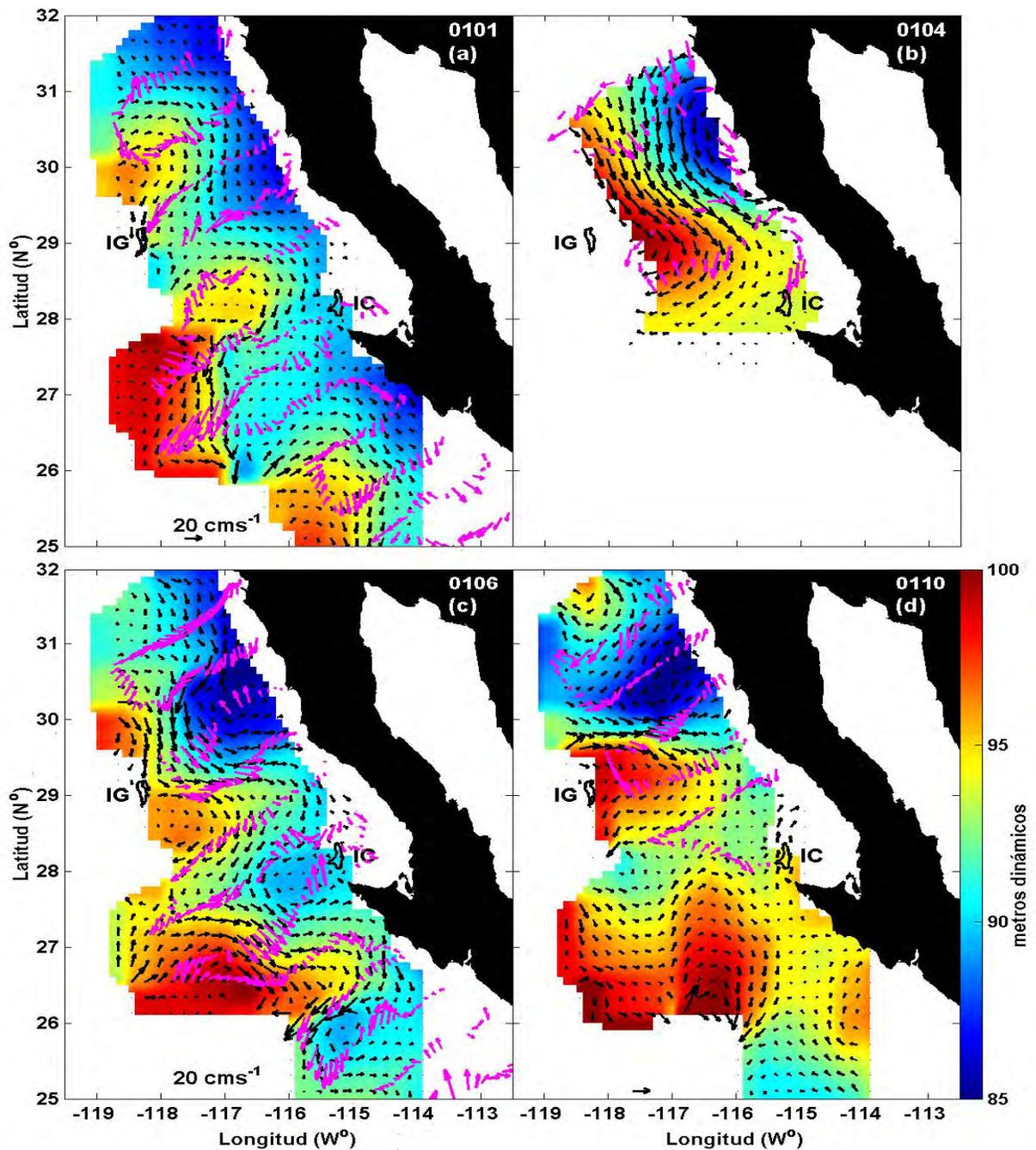


Figura 2.5.- Mapas de alturas dinámicas (en metros dinámicos) relativo a 500/0 dbar (contornos sólidos) y asociado con la velocidad geostrófica en  $\text{cm s}^{-1}$  (flechas). Para el periodo 2001 los cruceros disponibles son: (a) Enero, (b) Abril, (c) Agosto y (d) Octubre. Todos los cruceros incluyen mediciones directas de corrientes desde el barco ( $\text{cm s}^{-1}$ ). El crucero de Abril no incluye mediciones de alturas dinámicas, dada la pobre cobertura durante esa campaña.

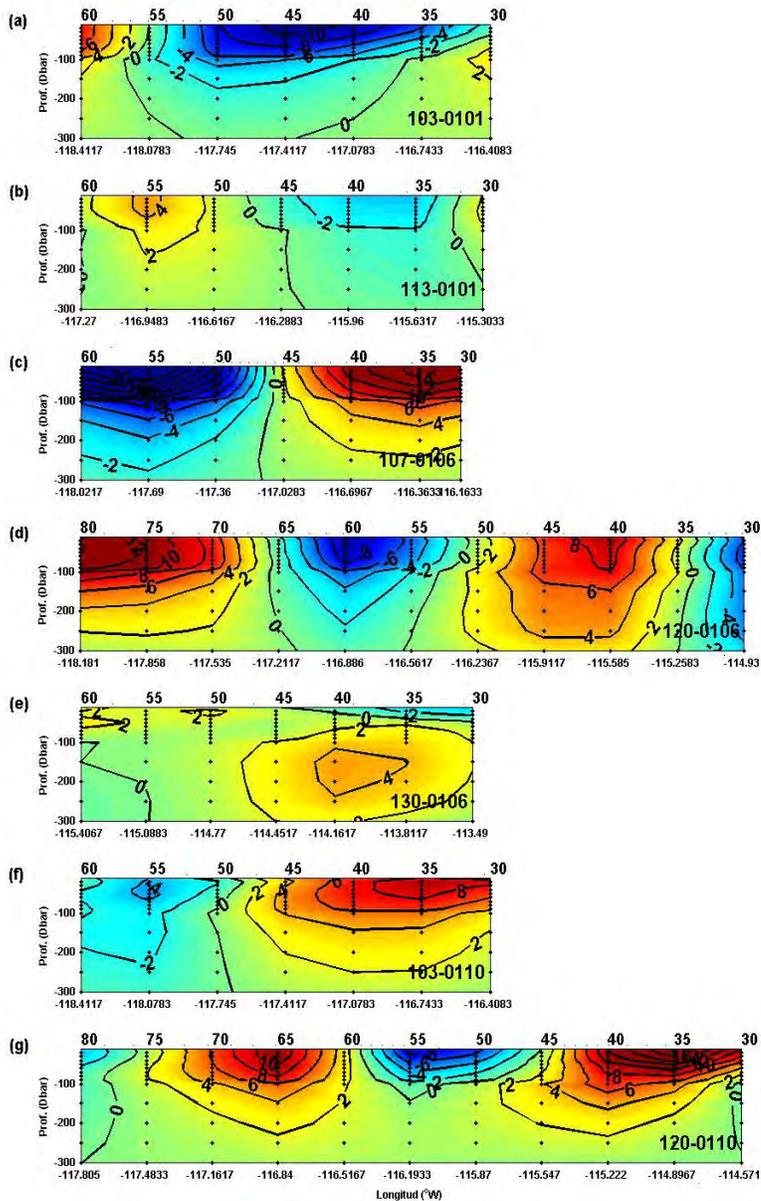


Figura 2.6.- Componentes Norte-Sur de la velocidad geostrofica ( $\text{cm s}^{-1}$ ) de la línea y el cruceo, respectivamente: (a) 103-0101, (b) 113-0101, (c) 107-0106, (d) 120-0106, (e) 130-0106, (f) 103-0110 y (g) 120-0110. Los contornos positivos son hacia el norte y los negativos hacia el sur.

Para el invierno del período 2002 (figura 2.7.(a)) se observa una circulación hacia el sur con meandros muy pronunciados, en donde dos giros que circulan en forma contraria: uno en la región central ( $\sim 29^\circ\text{N}$ ) que rota en forma anticiclónica con un diámetro aproximado de 120 km, y en profundidad sobrepasa los 300 dba (ver figura 2.8.(a), Línea 113) y el otro más pequeño frente a Punta Eugenia, que rota ciclónicamente, aunque en profundidad no está muy definido (figura 2.8.(b), Línea 127).

En primavera (figura 2.7.(b)) continúa la circulación hacia el sur, con meandros suaves y sin la presencia de giros a lo largo de la costa. Aunque en las líneas 123 y 130 se observa una contracorriente costera hacia el norte (figuras 2.8.(c) y (d)), siendo coherente con la dirección mostrada por las mediciones directas de ADCP. En cambio en verano, comienza claramente la formación de giros en toda la región de estudio (figura 2.7.(c) y 2.8.(e)).

Los dos tipos de mediciones independientes empleadas en este trabajo (i.e. geostróficas y ADCP) muestran cualitativamente una buena correlación. A partir de estos resultados podemos inferir que la circulación superficial en la zona durante el período de primavera es hacia el sur, con meandros suaves que siguen la línea de costa (figuras, 2.2.(b), 2.5.(b) y 2.7.(b)), además de una intensificación de la corriente hacia el sur de Baja California. El verano se caracteriza por la aparición de pequeños giros en regiones cercanas a la costa, que interactúan con la CC. Los giros anticiclónicos producen un aumento de la corriente por el lado oriental del giro y una disminución de la corriente por el lado occidental. El giro ciclónico produce en cambio, el efecto inverso. En otoño los giros están

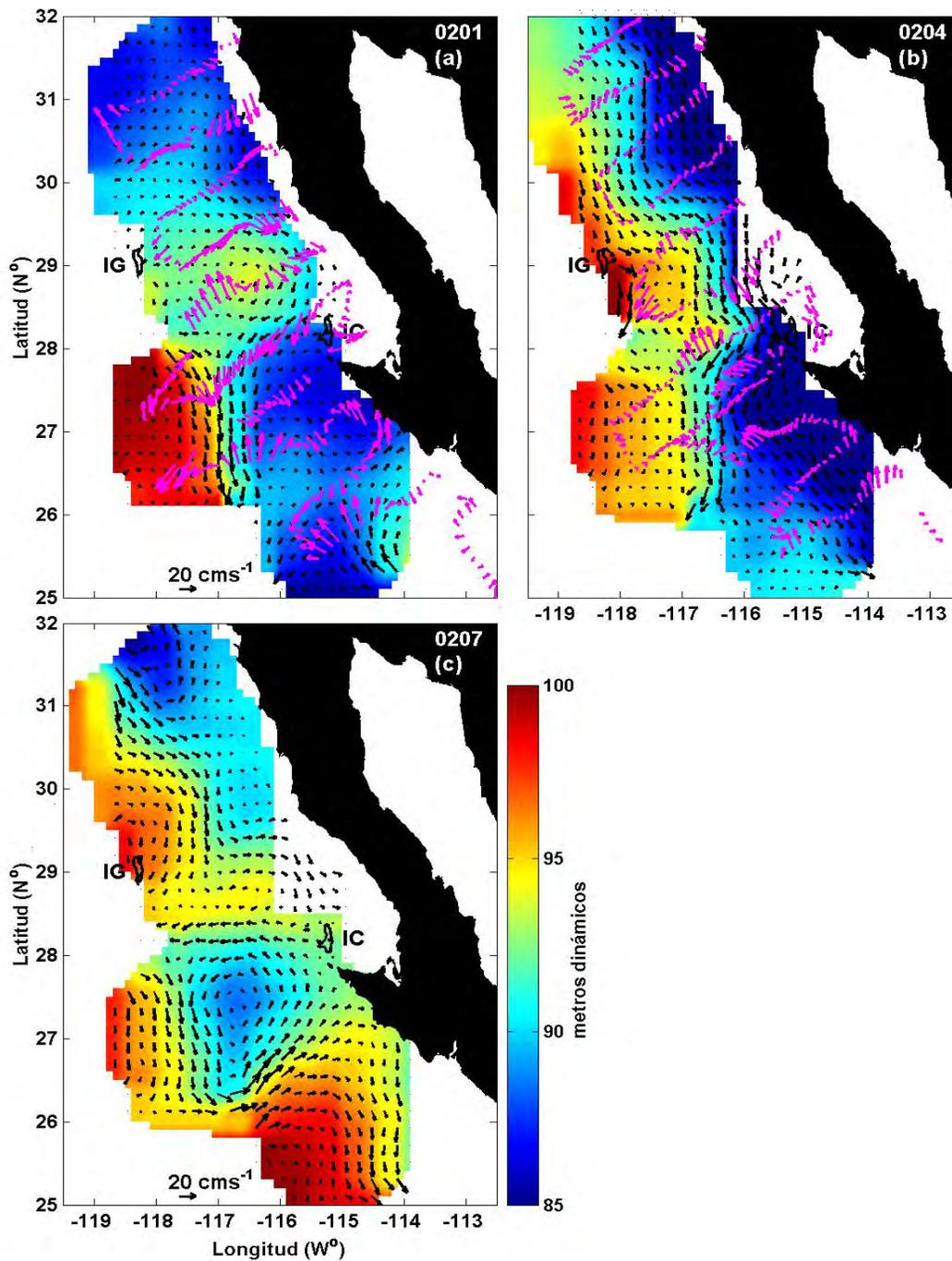


Figura 2.7.- Alturas dinámicas (en metros dinámicos) relativo a 500/0 dbar (contornos sólidos) y asociado con la velocidad geostrofica en  $\text{cm s}^{-1}$  (flechas). Para el período 2002 los cruceros disponibles son: (a) Enero, (b) Abril, y (c) Julio. Los cruceros de Enero y Abril incluyen mediciones directas desde el barco en  $\text{cm s}^{-1}$  (ADCP).

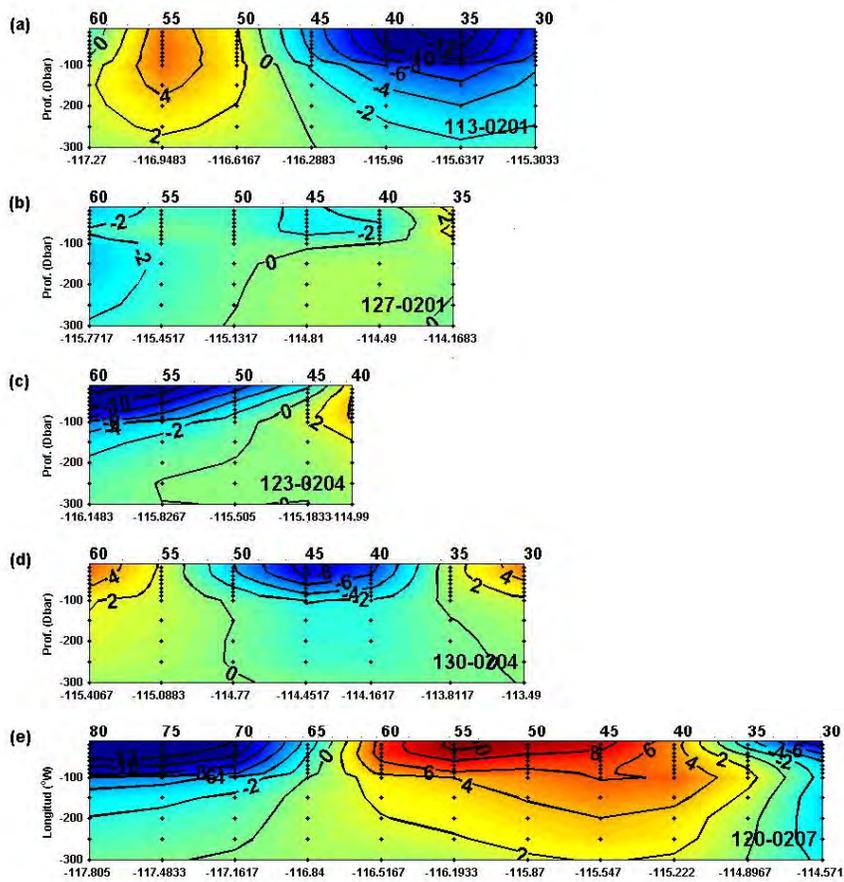


Figura 2.8.- Componentes Norte-Sur de la velocidad geostrófica ( $\text{cm s}^{-1}$ ) de la línea y el crucero, respectivamente: (a) 103-0201, (b) 127-0201, (c) 123-0204, (d) 130-0204 y (e) 120-0207. Los contornos positivos son hacia el norte y los negativos hacia el sur.

completamente formados y aparecen desplazados hacia la zona oceánica. Los períodos de verano y otoño aparecen con la CUC más marcada en la región sur, como se observa en las estructuras verticales de velocidad geostrófica (Líneas 127 y 130) coincidiendo con las mediciones de ADCP. Finalmente, en invierno se observan más semi-giros interactuando con el océano interior. La mayoría de los giros observados frente a Bahía Vizcaíno (alrededor  $28.5^{\circ}\text{N}$ ,  $117^{\circ}\text{W}$  en figuras 2.2.(a), 2.2.(c) y 2.2.(d), 2.5.(a), (2.7.(a) y 2.7.(b)) son anticiclónicos, lo cual sugiere que la CC estaría produciendo estos giros al seguir la forma de la bahía una vez que la CC se hace más costera a la altura de Ensenada ( $31^{\circ}\text{N}$ ).

Los giros formados frente a Punta Eugenia, son en su mayoría ciclónicos (figuras 2.2.d), 2.5.(c), 2.7.(a) y 2.7.(c)) formados posiblemente por la interacción de la CUC proveniente del Ecuador y la CC que sigue la forma de la línea de costa de Punta Eugenia. Este proceso no se produce en primavera, como muestran las mediciones directas de ADCP (figura 2.7.(c)) a lo largo de la costa (entre los  $25^{\circ}\text{N}$  y  $28^{\circ}\text{N}$ ).

Para comparar las magnitudes de las velocidades geotrópicas y el ADCP, se considera el caso particular del giro anticiclónico ubicado frente a Bahía Vizcaíno para el período de invierno del 2002 (figura 2.9.(a)) cuyo centro de rotación está ubicado en la línea 113, con un diámetro aproximado de 200 km. Nótese la similitud mostrada por la circulación geostrófica y el ADCP. La profundidad del giro es superior a los 300 m, como muestra la distribución vertical de temperatura (figura 2.9.(b)) y el mínimo de salinidad coincide con el centro del giro (figura 2.9.(c)). La distribución vertical de velocidad Norte-Sur obtenidas por el ADCP y por geostrofia (figura 2.9.(d)), muestra claramente la

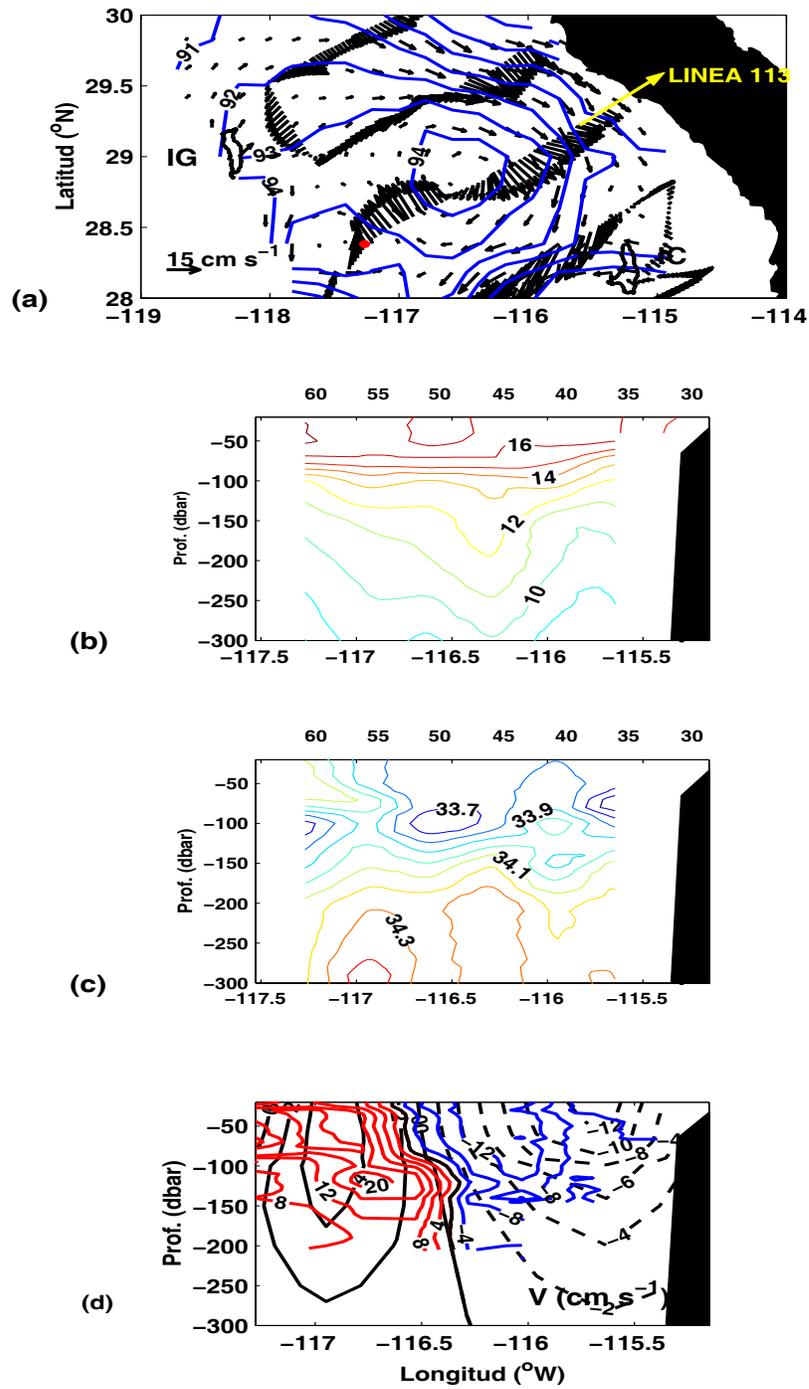


Figura 2.9.- Giro anticiclónico observado en Enero del 2001. (a) Alturas dinámicas (en metros dinámicos) en la superficie relativa a 500 dbar (contornos sólidos), con su respectiva velocidad geostrofica (flechas) y observaciones directas medidas desde el barco (ADCP). En la línea 113 están la distribución vertical de (b) temperatura (°C), (c) salinidad y (d) Componente Norte-Sur de observaciones directas de velocidad (color) y velocidad geostrofica (contornos negros).

estructura del giro, cuya profundidad es de  $\sim 300$  m. Además, se observa una inclinación del centro del giro hacia la costa en profundidad, la cual también es mostrada por la inclinación de las isotermas (figura 2.9.(b)). Esta inclinación sugiere que el giro se está desplazando hacia la región oceánica. Debido al mayor radio del giro en superficie, siendo afectado por la rotación terrestre que favorece la propagación hacia el oeste, además, la mayor densidad de fondo haría más lenta la traslación hacia el oeste.

Las similitudes observadas en la circulación geostrófica y las velocidades absolutas del ADCP dan confiabilidad a los resultados obtenidos por la hidrografía, y concluir que la circulación en la zona tiene un carácter principalmente geostrófico, como muestra la figura 2.9.(d). Existen, sin embargo, algunas diferencias en las magnitudes entre ambos campos asociadas probablemente a componentes ageostróficas incluidas en el ADCP. Tales como corriente por deriva de Ekman, fricción, mareas y movimientos cercanos al inercial. Por ejemplo, la figura 2.10 muestra la estructura de las velocidades horizontales (U y V) obtenida en la línea 113 por el método geostrófico y por mediciones directas. La dirección de la corriente es más o menos la misma, aunque las velocidades geostróficas son de menor magnitud. Varios autores han estudiado estas diferencias usando diversas técnicas (Chereskin *et al.* 1989; Candela *et al.* 1992, Bretherton *et al.* 1976; Walstad *et al.* 1991; Chereskin *et al.* 1996). Y concluido que en su zona de estudio (Alta California) la componente más importante es también geostrófica, y la parte ageostrófica más relevante es la deriva de Ekman.

En este trabajo se realizan cálculos de deriva de Ekman a partir de los promedios de vientos Quikscat para todos los cruceros. Como ejemplo, la figura 2.11.(a) muestra el

campo espacial del esfuerzo del viento para el crucero 0201, donde se hace coincidir temporalmente el vector viento con la estación hidrográfica respectiva. Estos vientos fueron interpolados, generando una malla similar a la utilizada en los cálculos geostroficos. Mediante el uso de esta nueva malla se calculó la deriva de Ekman usando la metodología propuesta por Madsen (1997). La figura 2.11.(b) muestra la velocidad resultante compuesta por la suma de la deriva de Ekman y los cálculos geostroficos mostrados en la figura 2.7.(a). Se destaca un aumento del flujo hacia el Ecuador, que enmascara las estructuras de meandros y giros, y la intensificación de la parte este de los giros anticiclónicos y la parte oeste de los giros ciclónicos. Estos cálculos ya habían sido realizados para la zona por Figueroa-González (2002) para el período 1999 observando el mismo comportamiento. En general este trabajo no pretende explicar las diferencias de las amplitudes, sino demostrar la existencia de giros de mesoescala mediante el uso de parámetros independientes.

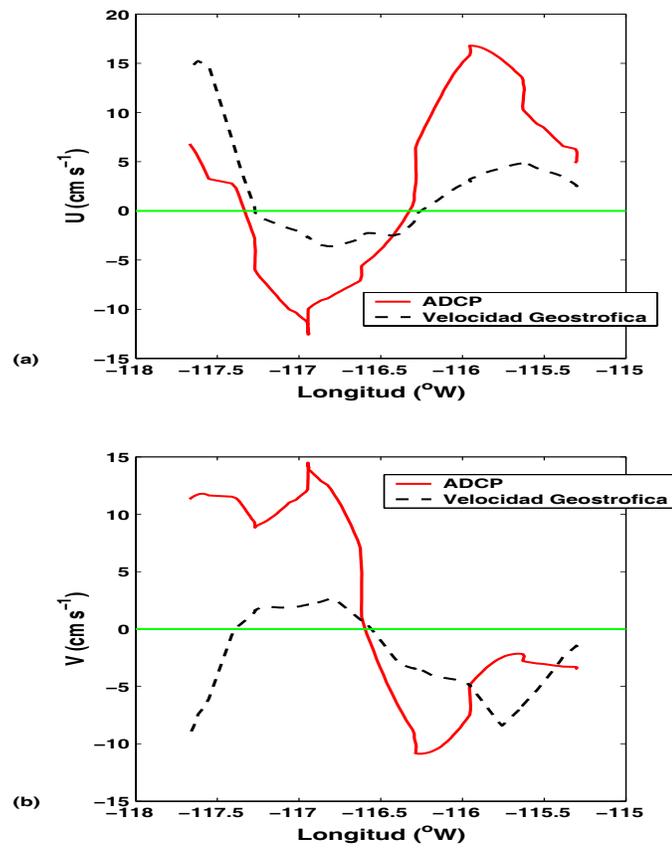


Figura 2. 10.- Velocidades geostróficas y de ADCP (20 dbar) a lo largo de la línea 113. (a) componente Este-Oeste y (b) componente Norte-Sur.

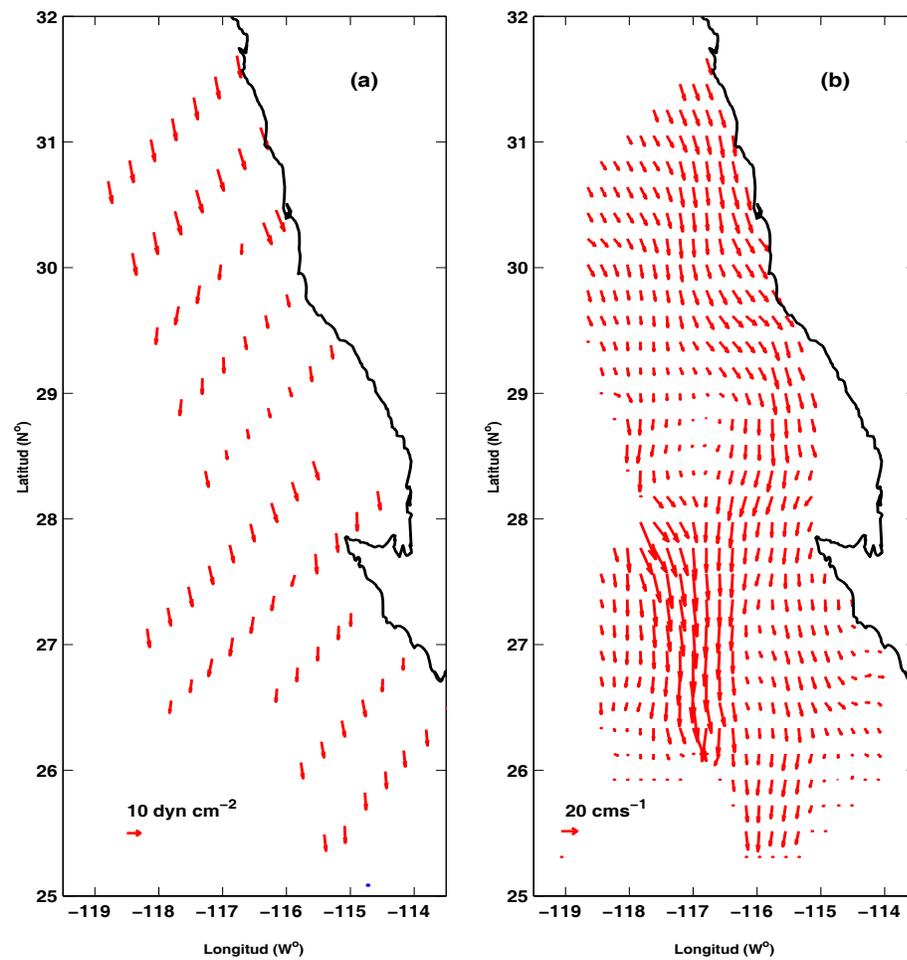


Figura 2.11 Distribución superficial de (a) esfuerzo del viento QuikSCAT ( $\text{dyn cm}^{-2}$ ) y (b) suma de deriva de Ekman mas velocidad geostrófica ( $\text{cm s}^{-1}$ ) para Enero del 2001.

El ciclo estacional del esfuerzo del viento basado en tres años de datos de satélite (de septiembre 1999 a septiembre 2002) es mostrado en la figura 2.12. Durante todo el año los vientos son predominantemente hacia el sur manteniéndose paralelos a la costa, favoreciendo los procesos de surgencia. En la zona más oceánica cercana a Isla Guadalupe los vientos tienden a desviarse hacia el oeste. Los esfuerzos del viento son más intensos en primavera y verano (figura 2.8.b y c), aunque en primavera los vientos son más uniformes en magnitud y dirección. En los períodos de invierno y otoño (figura 2.8.a y d), los vientos a lo largo de la costa son de menor intensidad, aunque muestran mayor variación a lo largo de la zona de estudio.

Dada la poca cobertura longitudinal y temporal de los muestreos hidrográficos ( $\sim 3^\circ$  W) no es posible realizar un seguimiento de los giros observados en los mapas horizontales (figuras 2.2, 2.5 y 2.7). A partir de datos de anomalías de nivel del mar obtenidos por altimetría, se calcularon las anomalías de velocidades geostroficas usando la metodología propuesta por Ducet *et al.* (2000). Con estos mapas superficiales se realiza un seguimiento del giro anticiclónico ( $\sim 200$  km de diámetro) ubicado frente a Bahía Vizcaíno, el cual ya había sido observado a partir de datos hidrográficos y mediciones directas de ADCP (ver figura 2.2.a). La secuencias de imágenes mostradas en la figura 2.13 son cada 10 días, donde las figuras 2.13.(b), (c) y (d) coinciden con el crucero 0001, de igual forma, las figuras 2.13.(j), (k) e (i) coinciden con el crucero 0002. Se puede observar claramente como desde la formación del giro anticiclónico (figura 2.13.a), este deriva hacia el oeste.

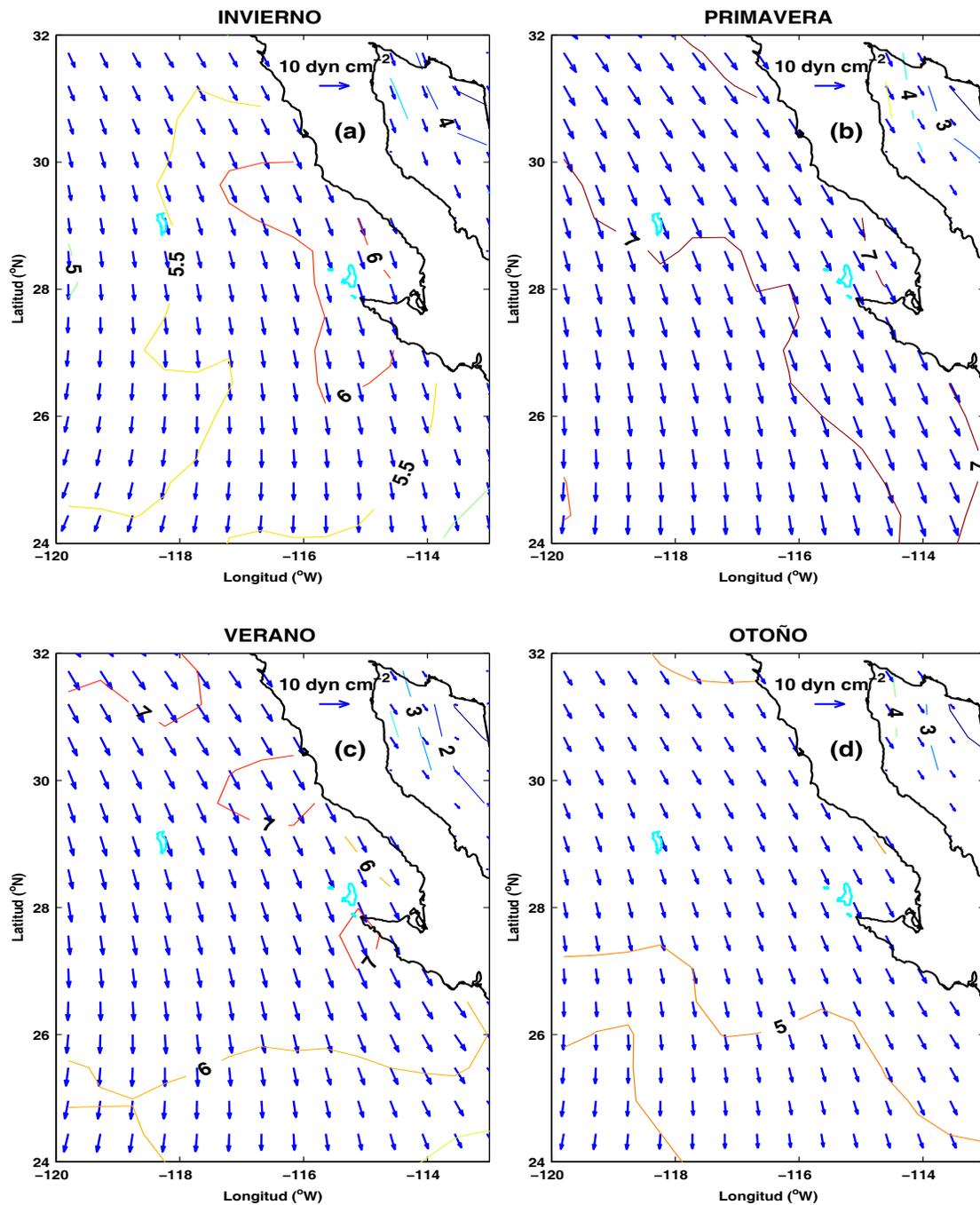


Figura 2. 12.- Climatología del esfuerzo del viento (desde Septiembre 1998 a Septiembre 2002) para (a) Enero (b) Abril, (c) Julio y (d) Agosto. La magnitud de los contornos son cada 0.5 dyn cm<sup>-2</sup>.

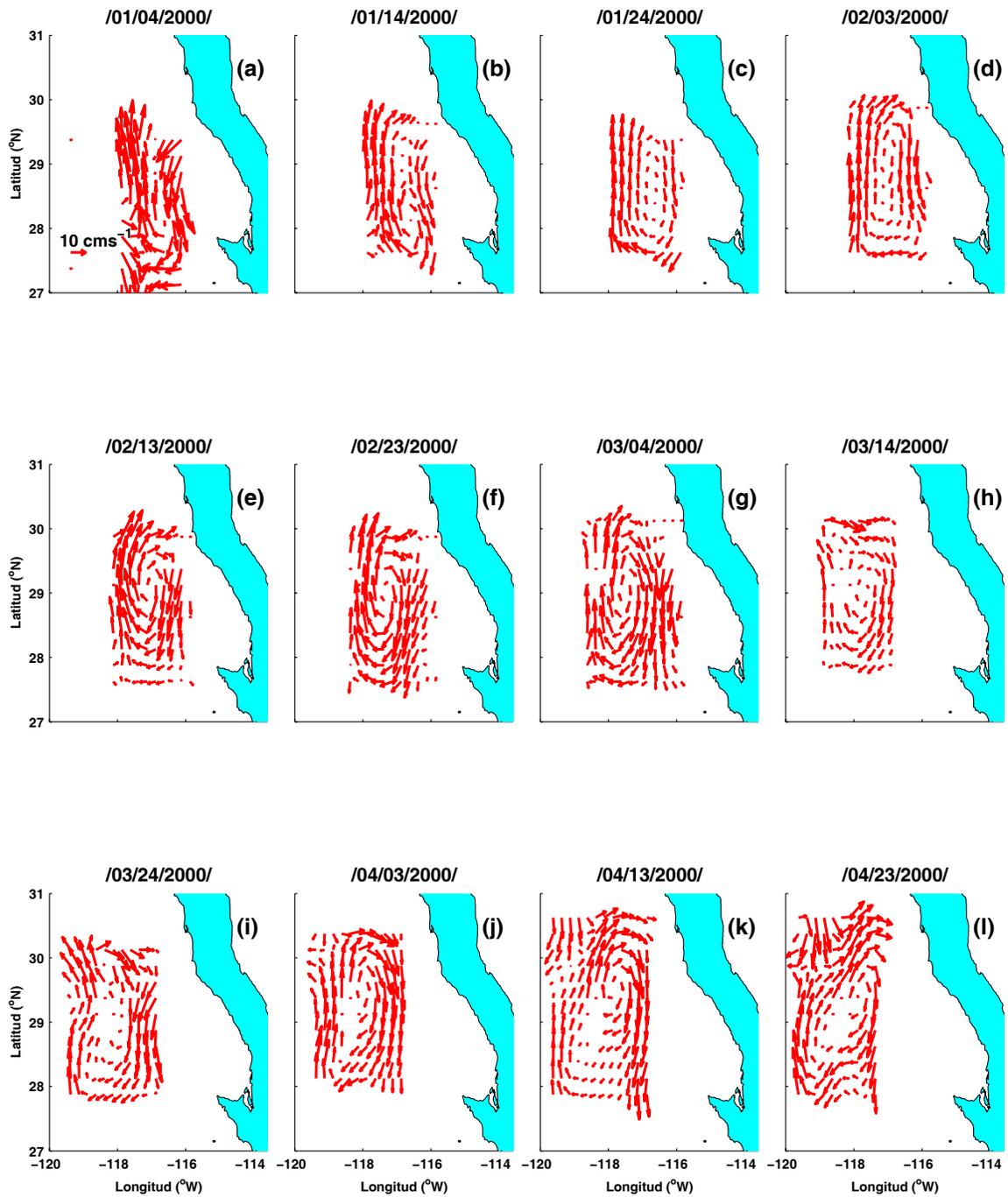


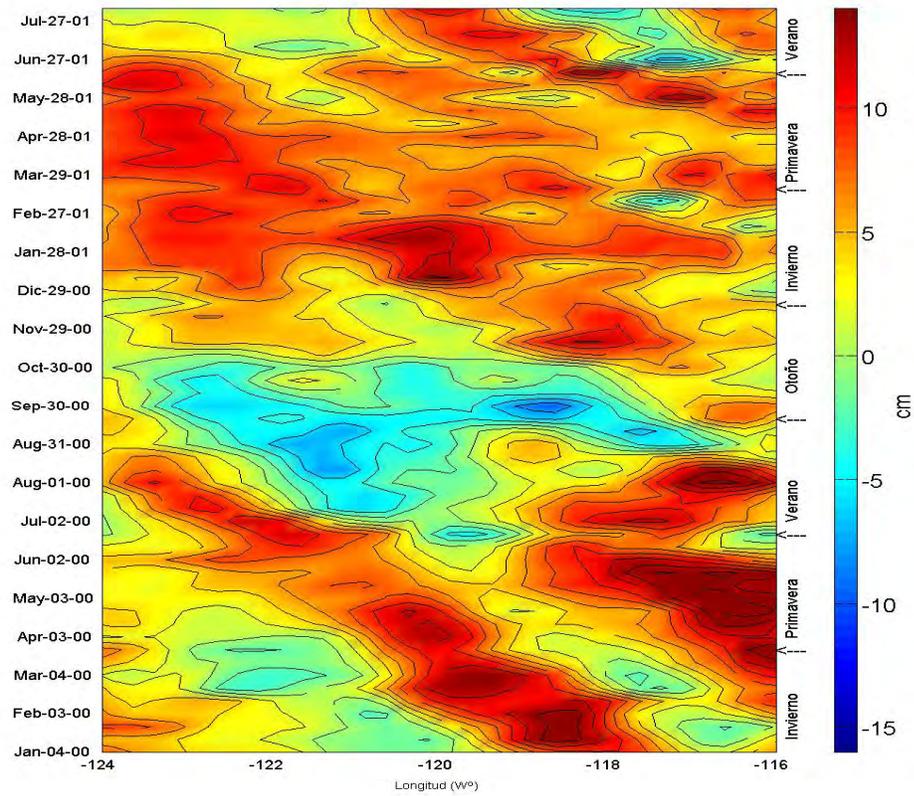
Figura 2.13.- Mapas de velocidades geostróficas calculadas de datos de altimetría (TOPEX y ERS1-2). La secuencia es cada 10 días, con una resolución espacial de  $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ .

Con el fin de determinar la velocidad de propagación, se realiza un diagrama de Hovmuller para las ANM versus tiempo (figura 2.14). La zona frente a Bahía Vizcaíno (28.5°N) se caracteriza por la formación de giros anticiclónicos (Lynn y Simpson, 1987; Durazo *et al.* 2002). En la figura 2.14, las anomalías positivas están asociadas a elevaciones de la superficie y a giros que rotan anticiclónicamente. La franja de los 118°W-116°W es la zona donde se puede apreciar la existencia de giros de mesoescala los cuales derivan durante todo el año, aunque no se observa una periodicidad estacional clara. El giro observado en las secuencias de imágenes de la figura 2.13, muestra una duración aproximada de 7 meses y una velocidad de propagación hacia el noroeste de aproximadamente 0.04 m s<sup>-1</sup>. En general, las pendientes son aproximadamente similares, ajustándose claramente a la dinámica lineal de propagaciones de ondas Rossby (ver figura 2.10).

La rapidez de propagación teórica de una onda libre de Rossby se calculó tomando la profundidad de la capa superficial del océano (H) que varía linealmente con la latitud, de 150 m a 30°N a 300 m a los 22°N (Whites y Saur, 1983; Parés-Sierra y O'Brien, 1989; Herreras y Parés-Sierra, 1994). Con esta profundidad y la gravedad reducida  $g' = 0.04 \text{ m s}^{-2}$ , la propagación de la velocidad de fase fue calculada usando

$$c = \beta \frac{(g'H)}{f^2} \quad (1)$$

donde  $\beta$  es la variación del parámetro de Coriolis  $f = 2\Omega \sin \theta$  con la latitud ( $\theta$ ). Usando (1) y los parámetros mencionados anteriormente de la fase de la onda de Rossby en 28.5°N es de 0.024 ms<sup>-1</sup>.



**Figura 2.14.- Diagrama Hovmuller para anomalías de alturas del nivel de mar desde el altimetría a 28.5°N. Los contornos son cada 4 cm y las pendientes están señalizadas con números de 1 al 4.**

## 2.5.- Discusión y Conclusiones

El resultado del análisis de las tres variables independientes (hidrografía, mediciones directas de velocidad y anomalías del nivel del mar) para demostrar la existencia de giros de mesoescala en la región de estudio, ha sido muy consistente. A pesar de que las escalas temporales y espaciales en algunos períodos no coincidieron debido a problemas de medición durante las campañas, cualitativamente todos los parámetros utilizados mostraron resultados similares.

La circulación de la región está fuertemente dominada por la formación de meandros y giros en aproximado balance geostrofico. Además la poca resolución espacial y temporal impide una descripción concluyente de los mecanismos de generación de giros. Aunque se puede inferir que la línea de costa de la Bahía Vizcaíno se caracteriza por influenciar la generación de giros que rotan anticiclónicamente, dado que la CC tiende a seguir la forma de la costa, coincidiendo con la posición y una cierta dirección preferencial. En cambio, frente a Punta Eugenia los giros rotan en general en forma ciclónica, debido posiblemente a que la contracorriente superficial pegada a la costa tiende a frenar y a revertir el sentido de la CC. La circulación que se produce en esta región, llamada zona de transición se ajusta, a la propuesta por Roden (1971).

En primavera, los mapas de geostrofia obtenidos a partir de hidrografía muestran un esquema de circulación en la región costera de meandros suaves sin rompimiento, aunque los esfuerzos de los vientos son de mayor intensidad. Esta aparente calma estaría asociada a la homogeneidad de los vientos, o a que este período es el inicio de la generación de meandros debido a los frentes de surgencia locales que mueven hacia fuera de la plataforma

uniéndose al flujo profundo. Condiciones similares fueron observadas por Strub and James (2000) en Alta California.

De igual forma en verano, la estructura latitudinal inicial de la CC responde a la distribución latitudinal de vientos hacia el ecuador a lo largo de la costa. La CC se mueve fuera de la costa desde primavera a otoño y desarrollando meandros y giros cerrados. En Alta California mediante estudios de SST y Altimetría Strub and James (2000), observan para estos mismos períodos que los giros que se propagan hacia el oeste contribuyen con un aumento de la energía cinética turbulenta y propiedades de masas de aguas al océano profundo.

Sin embargo, en el diagrama Hovmuller para la altimetría, no se observa una clara estacionalidad en la formación y deriva de giros, lo que apunta a un proceso de inestabilidad como efecto generador de estas.

Finalmente, en este trabajo no se estudió la dinámica que gobiernan estos movimientos hacia el oeste, pero la velocidad de los giros hacia el oeste es consistente con la velocidad de fase de las ondas de Rossby.

## **CAPITULO 3. Comparación entre la dinámica oceánica de las zonas norte y sur del borde oriental del Pacífico.**

### **3.1.-Introducción.**

La circulación en el borde oriental del Océano Pacífico está afectada por dos celdas principales de circulación, una subtropical y otra subpolar. Los giros subtropicales tienen movimientos anticiclónicos (horario en el HN y antihorario en el HS) y los giros subpolares son ciclónicos. En las regiones ecuatoriales el flujo es en general, hacia el oeste, excepción hecha de la contracorriente ecuatorial que fluye en sentido opuesto. En latitudes superiores a los 40° a 50°, se observa un flujo general hacia el este. Solamente alrededor del Antártico fluye una corriente que no es interrumpida por los continentes, la Corriente Circumpolar, que fluye hacia el este impulsada por los vientos oestes, llamada "la deriva de los oeste". Las corrientes limítrofes [Corriente de California (CC) y la Corriente de Humboldt (CH)] fluyen en los bordes orientales transportando aguas frías hacia el ecuador. Una función importante y común de este sistema de corrientes es la de transportar el exceso de calor desde el ecuador hacia los polos (Parés *et al.*, 1985). Las corrientes limítrofes orientales tienen un ancho aproximado de 300 km y una profundidad aproximada de 200 m.

El sistema de Corrientes frente a California en el hemisferio norte y a Chile en el hemisferio sur son parte del borde oriental, y ambas se caracterizan por una circulación superficial compleja. Los bordes costeros están fuertemente influenciados por patrones de circulación atmosférica y oceánica de gran escala, que producen una estrecha franja adyacente con procesos de mesoescalas y surgencias. En los procesos de mesoescala se

destacan la formación de meandros y giros que se propagan hacia el oeste.

Un resumen de la oceanografía regional del borde costero frente a Chile ha sido dada por Strub *et al.* (1998). En el borde oriental del Pacífico Sur la corriente de deriva debida a los vientos oestes afecta la región entre los 35° y 48°S. En esta área, la corriente se separa en dos grandes ramas (Orsi *et al.*, 1995; Reid, 1997). Un brazo gira hacia el sur del Paso del Drake llamada la Corriente del Cabo de Hornos y el otro brazo fluye hacia el norte a lo largo de las costas de Sur-América llamada Corriente Perú-Chile (CPC). Climatológicamente, la CPC presenta características típicas de flujos hacia el ecuador a lo largo de los bordes orientales, esto es, un flujo débil ( $5$  a  $10$   $\text{cm s}^{-1}$ ), amplio ( $0$ - $500$  km), y relativamente somero con profundidades que van de  $100$  a  $200$  m (Johnson, 1972; Reid, 1997). El área al norte de  $\sim 35^\circ\text{S}$  está expuesta a un viento persistente hacia el ecuador. Cerca de la costa, los vientos máximos hacia el ecuador son observados en invierno en el norte de Chile, mientras que en la región central ocurren al final de primavera y verano (Shaffer *et al.*, 1999). En las regiones donde el máximo de las velocidades del viento se encuentran entre  $100$  y  $500$  km mar afuera, el esfuerzo del viento posee un rotacional ciclónico (sentido horario en el hemisferio sur) adyacente a las costas norte y central de Chile (Bakun y Nelson, 1991). El rotacional del viento muestra su máximo ciclo estacional que se mueve hacia el polo desde invierno a verano, alcanzando su máxima intensidad entre los  $30^\circ$  y  $34^\circ\text{S}$  en el verano (Bakun y Nelson, 1991). La dirección del campo de viento costero y el rotacional del viento producen surgencia cerca de la costa y una corriente costera cuasi-geostrofica hacia el ecuador conocida como la Corriente Costera de Chile (CCCh), la cual está confinada dentro de  $\sim 100$  km de la costa. Frente a la región norte y

central de Chile, la CCCh aparece en forma intensa en primavera y verano ( $\sim 20 \text{ cm s}^{-1}$ ) cuando los vientos hacia el ecuador son máximos (Robles *et al.*, 1980; Johnson *et al.*, 1980). Entre la CPC y la CCCh, se observa siempre en superficie un flujo hacia el polo. Este flujo puede ser intenso en primavera (Strub *et al.*, 1995).

La corriente subsuperficial de Perú-Chile fluye hacia el polo sobre el quiebre de la plataforma continental y el talud, con el núcleo entre los 200 y 250 m de profundidad. Wooster y Gilmartin (1961) reportaron a partir de observaciones directas de derivadores frente al norte de Chile, velocidades de la corriente hacia el polo entre 4 a  $10 \text{ cm s}^{-1}$ . Datos de registros de largo periodo ( $\sim 6$  años) de correntómetros instalados frente a la región central de Chile en el quiebre de la plataforma continental (a una profundidad de 233 m a  $\sim 10$  km desde la costa) muestran un flujo promedio hacia el polo de  $12.8 \text{ cm s}^{-1}$  con una considerable variabilidad entre años (Shaffer *et al.*, 1999). La significativa variabilidad estacional mostró que durante la primavera y otoño fue la más intensa ( $16 \text{ cm s}^{-1}$  en abril y noviembre) y disminuyendo durante primavera y verano ( $\sim 12$  y  $8 \text{ cm s}^{-1}$  en febrero y agosto, respectivamente).

Al igual que en la región sur, la circulación asociada a la deriva de los vientos oeste al norte de los  $40^\circ\text{N}$ , se divide en dos ramas. La climatología de Levitus y Gelfeld (1992), muestra que la rama que va hacia el norte forma el Giro de Alaska (antihorario) y la rama que va hacia el ecuador forma la Corriente de California (CC). En verano, la CC gira hacia el oeste a los  $20^\circ\text{N}$ , mientras que en invierno y primavera, parte de este flujo continua a lo largo de las costas mexicanas (bajo los  $20^\circ\text{N}$ ) para luego girar hacia el oeste (Friedler, 1992; Badan-Dangon, 1998).

La circulación estacional del SCC ha sido descrita mediante el conjunto de datos de largo periodo de CalCOFI (Chelton, 1984; Lynn y Simpson, 1987). Otros estudios han deducido cambios estacionales en la circulación sobre la plataforma o hacia la zona más oceánica, a partir de registros cortos de mediciones de corrientes (Strub *et al.*, 1987; Wickham *et al.*, 1987). Desde estos y otros estudios se desprende que la corriente superficial hacia el ecuador se extiende desde Isla Vancouver hasta el sur de California durante el verano (Strub *et al.*, 1991; Strub y James, 1995), entrando parcialmente al flujo ciclónico en la cuenca del sur de California y continuando a lo largo de la península de Baja California. Además, está la contracorriente superficial hacia el polo que se desarrolla cerca de las costas en verano y eventualmente se extiende hasta Canadá en invierno. En primavera, las surgencias y los flujos hacia el ecuador comienzan en el sur, cerca de la costa, y estos se expanden hacia fuera de la costa y hacia el norte para crear el chorro de verano de la CC (Strub y James, 1999), completando el ciclo.

El esfuerzo del viento estacional sobre el SCC ha sido descrito por Bakun y Nelson (1991) a escalas de 100-200 km y más, usando datos de barco. Ellos muestran en general vientos hacia el ecuador favorables a la surgencia ( $\sim 37^\circ\text{N}$ ), siendo máximos en verano. Hacia el norte de los  $37^\circ\text{N}$  estos vientos están alternados hacia el polo en invierno y al ecuador en verano. Hacia el sur de los  $37^\circ\text{N}$ , la climatología de esfuerzo del viento muestra que su componente principal es paralela a la costa (Nelson, 1977; Hickey, 1979).

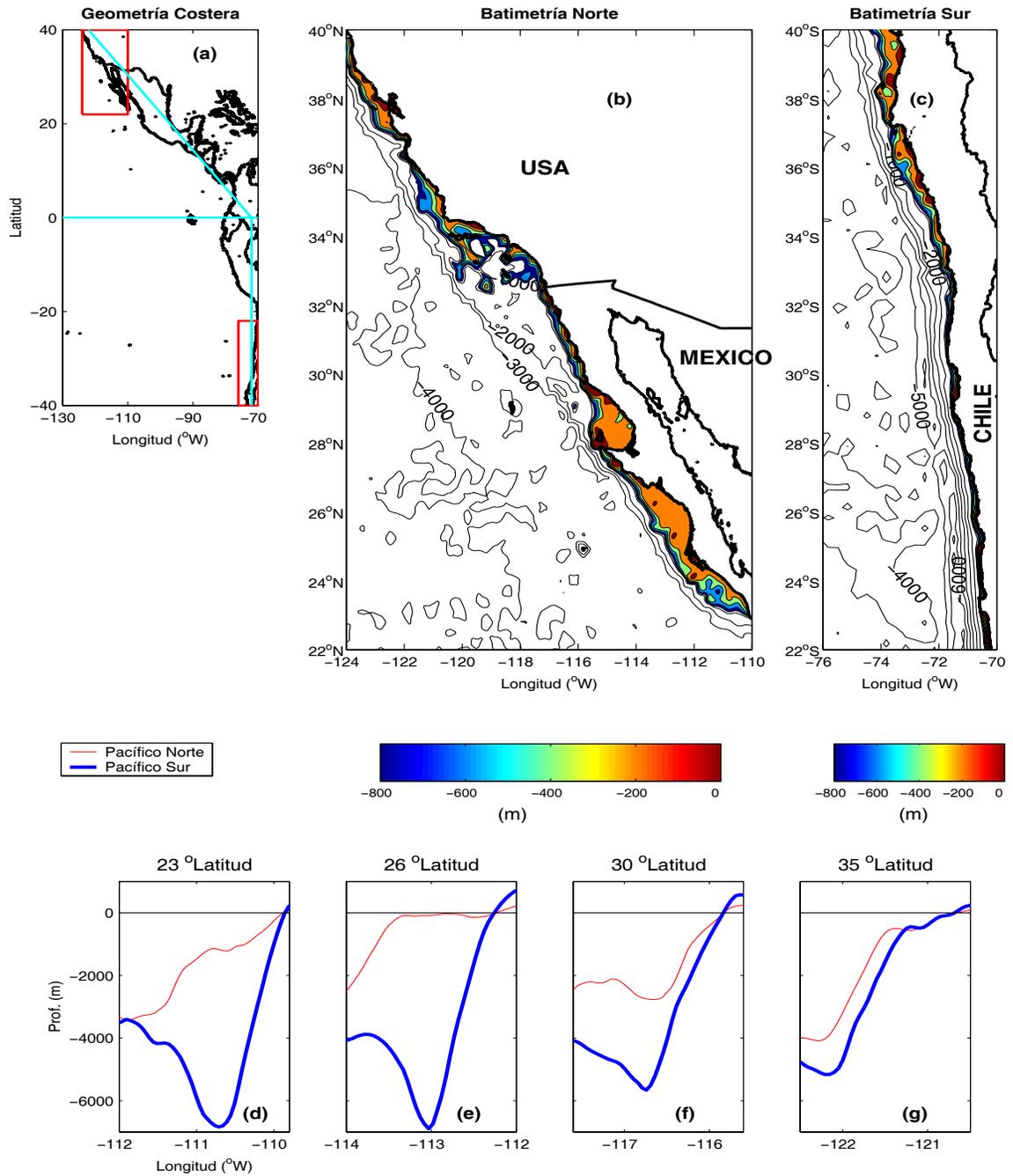
Desde el punto de vista de los fenómenos geofísicos es, desde luego bien sabido y evidente que existe una simetría latitudinal respecto al ecuador terrestre. Uno de los principales factores que controlan y de hecho definen, la dinámica de gran escala es la

rotación de la Tierra. El parámetro de Coriolis definido como  $f = 2\Sigma\text{sen}\phi$  describe el efecto de esta rotación y tiene antisimetría meridional. Si todas las demás características que intervienen en la circulación (línea de costa, forzantes atmosféricos, etc.) fueran iguales, sería razonable esperar una circulación totalmente antisimétrica con respecto al Ecuador. Por ejemplo, para un borde oriental completamente meridional, podría esperarse que la circulación al norte y al sur de ecuador, fuera aproximadamente un reflejo especular una de la otra. Sin embargo, aunque existe una gran similitud entre estas dos regiones porque efectivamente las fuerzas que controlan la circulación son aproximadamente similares, existe un gran número de factores que las alteran.

En este capítulo se discuten los factores que alteran la dinámica oceánica en la escala estacional e interanual del borde oriental del Pacífico. Las zonas a comparar son la región sur (RS) que abarca desde los 40°S a 22°S y la región norte (RN) que comprende desde 22°N a 40°N. El aporte de este trabajo es discutir en forma simultánea las similitudes y diferencias de forzantes que influyen en la dinámica de ambas regiones. Los parámetros a analizar son: Batimetría, Forzantes atmosféricos, Datos hidrográficos, Corrientes Geostroficadas, Energía Cinética e Imágenes satelitales (SST y nivel del Mar). Con fines comparativos y de visualización se invirtió la RS, de tal forma que las latitudes norte y sur coincidan.

### 3.2.- Batimetría

La figura 3.1.(a) muestra la geometría del borde oriental de las dos zonas de estudio. La extensión de la línea de costa de la RN (figura 3.1.(b)) es de ~4400 km con una inclinación de ~37° con respecto al meridiano. En la RS (figura 3.1.(c)), la extensión de la línea de costa es ~2600 km con una inclinación de 11°. Para la RN (figura 3.1.(b)) se observa la plataforma a lo largo de toda la región de estudio, siendo más extensa frente a Bahía Vizcaíno (entre 28°N y 29°N) y entre 25°N y 27°N. En la zona norte de Chile (figura 3.1.(c)), entre los 22°S y 33°S no existe plataforma. A modo de ejemplo, a los 30°S a 8 km desde la costa la profundidad es de 800 m. La plataforma cerca de Concepción (36°S a 37°S) alcanza un ancho de 20 a 60 km, y cerca de los 40°S la plataforma alcanza hasta los 100 km de ancho. A diferentes latitudes entre las RN y RS, un corte transversal a la costa de la RS muestra un talud pronunciado a los 23°S (figura 3.1.(d)), alcanzando una profundidad de 6500 m. En cambio, la RN muestra una pendiente muy suave hacia la región oceánica. A los 26° de latitud (figura 3.1.(e)), la plataforma es más ancha en la RN, mientras que en la RS, continua con la pendiente abrupta. A los 30° (figura 3.1.(f)) existen ciertas similitudes en las inclinaciones de la plataforma, aunque, la pendiente de la RS, es más pronunciada. Finalmente, a los 35° de latitud, las plataformas mantienen características similares, aunque en la RN la plataforma es más extendida.



**Figura 3. 1.- (a) Borde oriental (40°N a 40°S) del Pacífico. Batimetría (m) y línea de costa de la región (b) Norte y (c) Sur. El fondo en color indica la zona de la plataforma (<math>< 800</math> m). Comparación de cortes transversales de las dos regiones a diferentes latitudes (d) 23°, (e) 26°, (f) 30° y (g) 35°.**

En resumen, las similitudes de las regiones de estudios se basan primeramente en que ambas líneas de costa están ubicadas en el borde oriental del Pacífico, y que las plataformas son aproximadamente similares desde los 34° a los 40° de latitud. Hacia la región ecuatorial (33°-22°), las diferencias son notables, dada la inexistencia de plataforma en la RS y un gradiente de profundidad más marcado. Por otro lado, las líneas de costa muestran notables diferencias en la dirección general de ésta. En la RS es casi Norte-Sur mientras que en la RN es de aproximadamente 37° con respecto al norte.

### **3.3.- Forzantes Atmosféricos**

El clima marino frente a las costas del borde oriental es el resultado de la interacción de sistemas atmosféricos de la cuenca del Pacífico, combinado con efectos locales. De estos sistemas, el que más influencia tiene en el borde oriental es el Anticiclónico Subtropical del Pacífico (alta del Pacífico), el cual conduce vientos hacia el ecuador a lo largo de las costas de ambas regiones.

La figura 3.2 muestra una composición estacional del esfuerzo del viento calculado a partir de vientos estimados a partir de información proporcionada por los satélites ERS1-2, desde 1991 al 2002 (malla 1° x 1°). Los esfuerzos del viento en general son paralelos a la costa en ambas regiones, favoreciendo los procesos de surgencias durante todo el año. Los núcleos máximos del esfuerzo del viento ( $>7 \times 10^{-1} \text{ dyn cm}^{-2}$ ) se desplazan hacia las altas latitudes en invierno y primavera, mientras que, este proceso se revierte en verano y otoño.

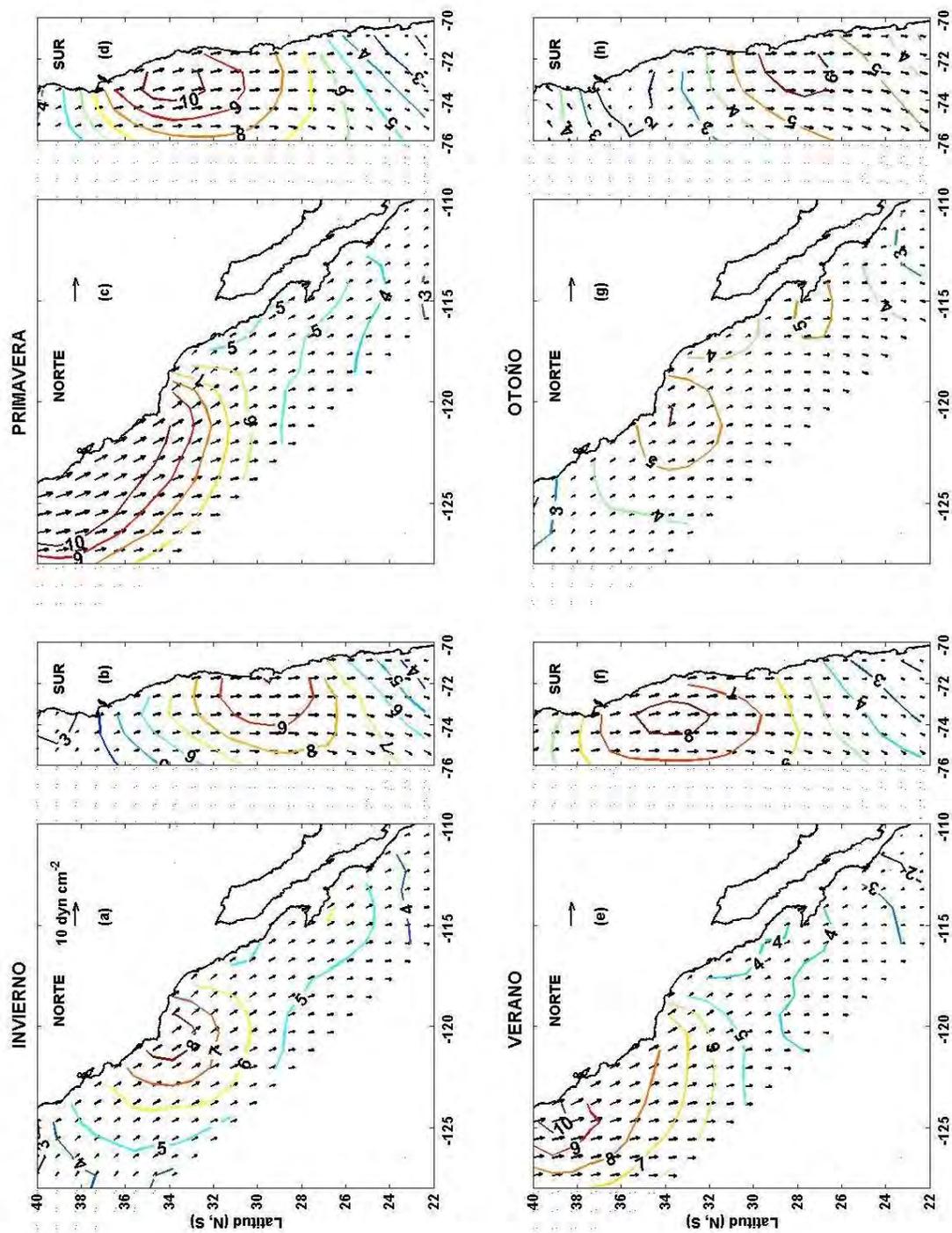


Figura 3.2.- Climatología del esfuerzo del viento en ambas regiones (flechas). Los contornos indican la magnitud del vector. El intervalo de contornos es  $1 \times 10^{-1} \text{ dyn cm}^{-2}$ .

Por otro lado, los núcleos máximos no son coincidentes latitudinalmente en ambas regiones con un desplazamiento de  $\sim 6$  grados de latitud, asociado a la asimetría con respecto al ecuador. Los vientos más intensos se observan en ambas regiones en primavera (figuras 3.2.a y 3.2.b) y los de menor intensidad se observan durante el otoño (figuras 3.2.g y h). En otoño en la RS (figura 3.2.h) se presenta un desplazamiento de la zona de convergencia del esfuerzo del viento hacia altas latitudes, favoreciendo procesos de hundimiento entre los  $38^{\circ}\text{S}$ - $40^{\circ}\text{S}$ , fenómeno que no se observa en la RN.

Los desplazamientos de los núcleos máximos del esfuerzo de viento están asociados al desplazamiento del rotacional del esfuerzo del viento. Este parámetro es importante para entender los procesos dinámicos costeros de mesoescala (McCreary *et al.*, 1987; López Mariscal y Clarke 1993). En la RN, el desplazamiento del rotor del esfuerzo del viento a lo largo de borde oriental es importante, ya que está asociado al aumento de los eventos de surgencia en el borde costero (e.g Beardsley *et al.*, 1987).

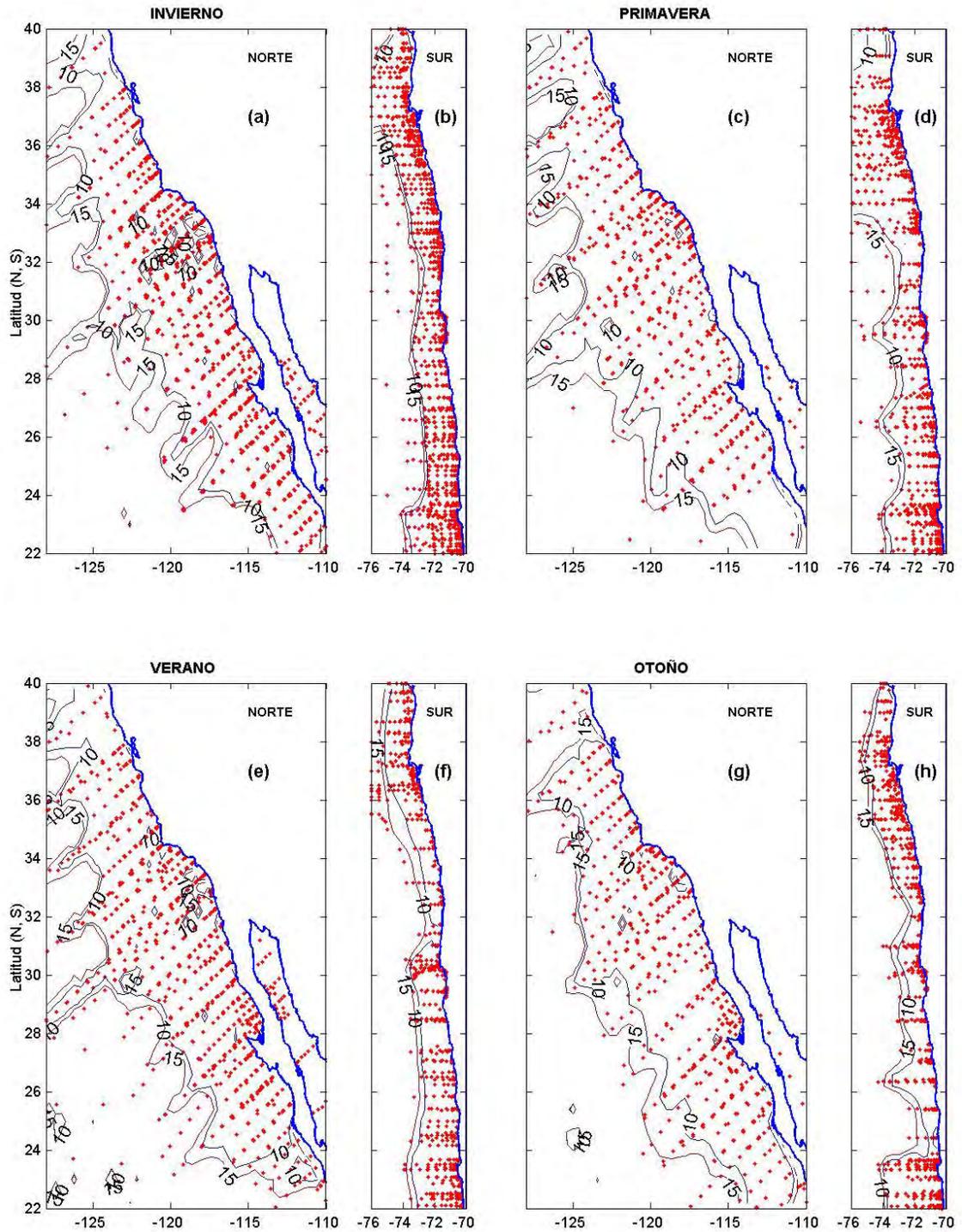
En resumen, se observa en ambas regiones que el esfuerzo del viento favorece los procesos de surgencia durante todo el año. Asimismo, los desplazamientos de los máximos son hacia altas latitudes en invierno-primavera, mientras que en verano-otoño son hacia bajas latitudes. La diferencia en la distribución es un desfase latitudinal de  $\sim 6^{\circ}$  de los núcleos máximos del esfuerzo.

### **3.4.- Datos Hidrográficos.**

La comparación de las climatologías de temperatura y salinidad de ambas regiones se realizó considerando todos los datos históricos disponibles. Para la RN, se usaron los datos históricos de CalCOFI e IMECOCAL, las cuales se caracterizan por ser muestreados

en forma regular cuatro veces al año durante un período bastante largo (ver Ttabla 3.1). En contraste, la RS ha sido muestreada en forma irregular. Sin embargo la estandarización en la resolución espacial y temporal lograda para ambas regiones al aplicar los mismos programas de interpolación objetiva y tratamiento general de los datos descritos en el capítulo 2, hacen de este análisis uno de los mejores intentos de comparar ambas climatologías.

Utilizando el método de OA con los mismos parámetros (radio de influencia) se interpola los datos de salinidad y temperatura a una maya de  $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$  para ambas zonas. Los resultados son comparables a los descritos por otros autores [Lynn y Simpson (1987) para la región norte y Blanco *et al.* (2001), en la zona norte de Chile]. Este trabajo sin embargo incluye información mas completa en tiempo y espacio. Por ejemplo, Lynn y Simpson (1987) construyo su climatología usando solo datos hasta 1980 y Blanco *et al.* (2001) describe solo la zona norte de Chile con una resolución de  $1 \times 1$ . Posteriormente, se incorporaron las mediciones realizadas después de 1980 (ver Tabla 3.1) para obtener finalmente una climatología compuesta. Para la RS, se realizó la climatología con los datos disponibles, usando la misma malla de muestreo que en la RN, siendo esta comparable a la obtenida por Blanco *et al.* (2001), en la zona norte de Chile. Finalmente, la climatología obtenida se comparó con la climatología histórica obtenida por Levitus y Boyer (1994), quienes utilizaron una malla de  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ . Como muestra la Tabla 3.1, en la RN se consideraron un total 22,961 estaciones y para la región sur 7,680. La interpolación fue mediante el análisis objetivo, donde la malla de muestreo es de  $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ .



**Figura 3.3.- Distribución horizontal de estaciones hidrográficas de ambas regiones. Los contornos sólidos indican el error en % hasta donde es válido el análisis de interpolación.**

**Tabla 3. 1.- Estaciones hidrográficas de las regiones Norte y Sur.**

NORTE	Años	Área	N° Estaciones	SUR	Años	área	N° Estaciones
CalCOFI	1948- 1980	28°W-10°W 22°N-40°N	18244	IFOP	1963-2001	70W-84W	6636
CalCOFI	1997- 2001	117°W-25°W 30°N-38°N	3494	JGOF		70°W-74°W 21°S-30°S	601
IMECOCAL		112°W-19°W 23°N-32.3°N	1243	FIPC		71°W-77°W 32°S-40°S	256
				MIRC		72°W-77°W	187
Total			22961				7680

La figura 3.3 muestra la distribución de estaciones de ambas regiones para las 4 estaciones del año, graficados a escala para poder comparar espacialmente. Los contornos sólidos muestran el error asociado (10 y 15 %) al método de interpolación objetiva (Apéndice C), cuyo radio de búsqueda considera un mínimo de 40 puntos a promediar. En este trabajo se consideró un error máximo permisible del 10%. Aunque en la RS se observa una buena distribución espacial de estaciones, carecen de una buena resolución temporal. Zonalmente, en promedio, la RN cubre casi el doble ( $\sim 4^\circ\text{W}$ ) de la RS ( $\sim 2^\circ\text{W}$ ), pero es suficiente para caracterizar ambas regiones de estudio.

Utilizar el método de OA con los mismo parámetros (radio de influencia, número de puntos de influencia, etc) se interpola los datos de salinidad y temperatura a una malla de  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  para ambas zonas. Los resultados son comparables a los descritos por otros autores [Lynn y Simpson, 1987 para la región norte y Blanco et al, 2001 para la región norte de Chile]. Este trabajo sin embargo incluye información mas completa en tiempo y espacio. Por ejemplo, Lynn y Simpson (1987), construyo su climatología usando solo datos hasta 1980 y Blanco et al., (2001) describe solo la zona norte de Chile con una resolución de  $1^\circ$ .

### 3.4.1.- Temperatura

La figura 3.4, muestra la climatología de temperatura a 10 m de ambas regiones. La temperatura muestra un fuerte comportamiento estacional con las máximas temperaturas en verano y mínimas en invierno. Las isothermas en la RS tienen un desplazamiento meridional mayor que en la RN. Para el invierno, a modo de ejemplo, la isoterma de 13°C inicia a los 36° de latitud en ambas regiones (figuras 3.4.a y b), pero se extiende como una banda más angosta en la RS llegando hasta cerca de los 30°. En general, para bajas latitudes (22°~28°) en la RN las temperaturas son mayores que en la RS. Esto posiblemente es debido a la influencia del Golfo de California a través de la boca (tesis Flores-Morales, 2004) y también al echo que el ecuador térmico se encuentra desplazado hacia el norte con respecto al ecuador geográfico (tesis Flores-Morales, 2004). De igual forma, la lengua cálida que se desplaza hacia las altas latitudes es más delgada en la RS. El mayor desplazamiento latitudinal de isothermas cálidas ocurre en verano y otoño (figuras 3.4.e, f, g y h). Al contrario de lo que ocurre en altas latitudes, el mayor desplazamiento latitudinal de isothermas cálidas ocurre en la RN. En altas latitudes, no se observan diferencias notables, aunque la RS muestra hacia la región oceánica temperaturas más altas debido a la influencia de la "deriva de los oestes"

La figura 3.5 muestra la distribución horizontal de temperatura a la profundidad de 200m. Las variaciones estacionales en ambas regiones es obviamente menor pero además es evidente que la diferencia entre la RN y RS son también menores comparado con las de superficie. Esto es la asimetría en temperatura entre la RN y RS es una característica principalmente superficial. Este

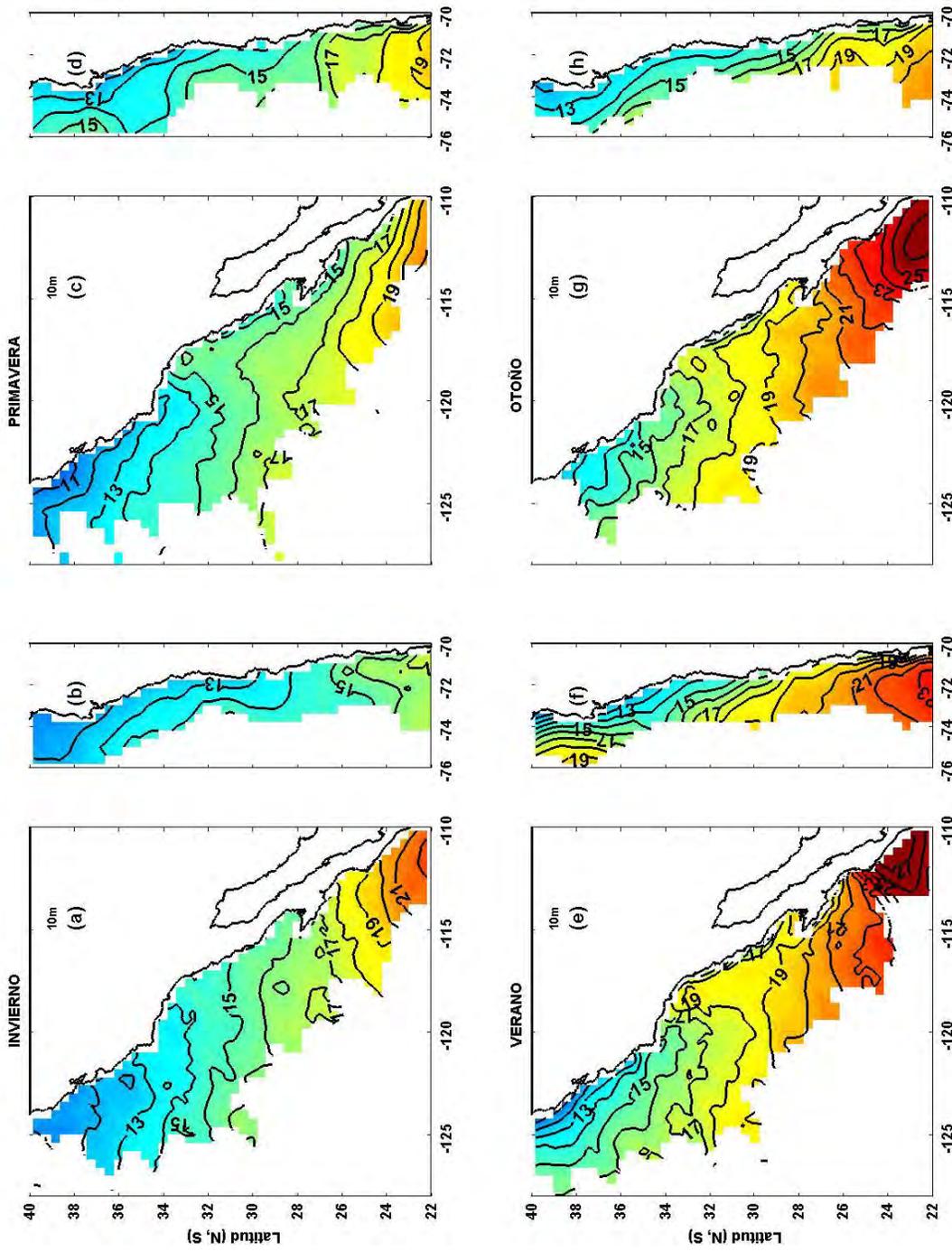


Figura 3.4.- Distribución horizontal estacional de temperatura °C (10 m) de ambas regiones. Para invierno (a) RN y (b) RS; Primavera (c) RN y (d) RS; Verano (e) RN y (f) RS; Otoño (g) RN y (h) RS. El intervalo del contorno es de 1 °C. Los gráficos están a escala para ser comparables.

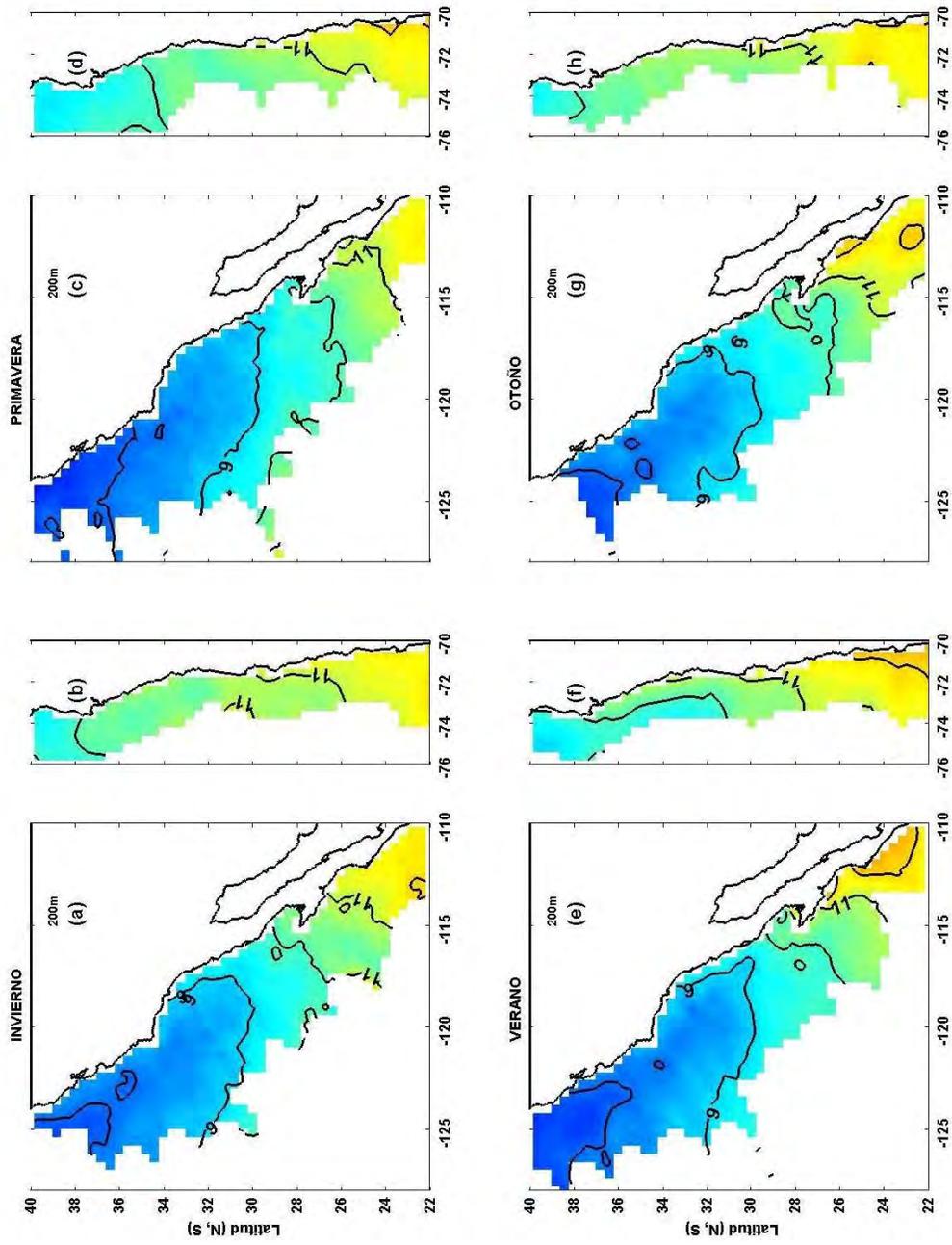


Figura 3.5.- Distribución horizontal estacional de temperatura °C (200 m) de ambas regiones. Para invierno (a) RN y (b) RS; Primavera (c) RN y (d) RS; Verano (e) RN y (f) RS; Otoño (g) RN y (h) RS. El intervalo del contorno es de 1 °C. Los gráficos están a escala para ser comparables.

hecho se observa más claramente en la figura 3.6 donde se muestra la distribución vertical.

La figura 3.6 muestra la distribución vertical de temperatura a lo largo de la costa para las dos regiones. En invierno, en superficie (arriba de ~100 m de profundidad) las mayores temperaturas se encuentran en la RN. Un comportamiento similar se observa en las otras estaciones del año, en donde, la capa cálida superficial se tiende a profundizar. Se observa un comportamiento asimétrico de la lengua cálida, ya que en la RN penetra más hacia las altas latitudes y se profundiza.

Se concluye que con respecto a la temperatura, la asimetría entre la RN y RS es un proceso principalmente superficial ( $>100\text{m}$ ), donde la RN muestra variaciones estacionales mayores que la RS. La RN está más influenciada por factores locales (independiente de la asimetría básica dada por el parámetro de Coriolis) como son principalmente la presencia del Golfo de California y la posición del ecuador térmico.

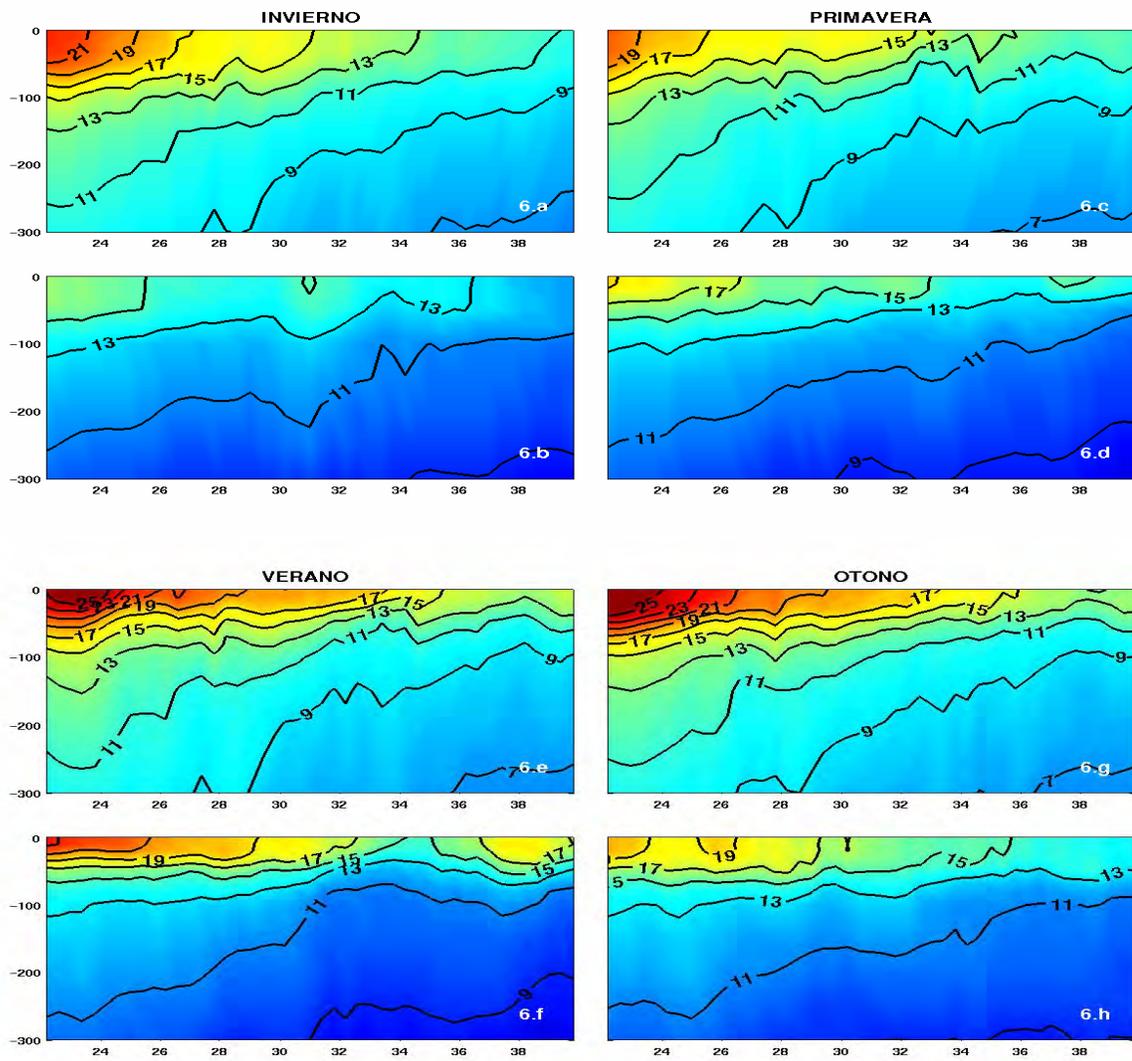


Figura 3.6.- Distribución vertical de temperatura a lo largo de la costa en ambas regiones. Para invierno (a) RN y (b) RS; Primavera (c) RN y (d) RS; Verano (e) RN y (f) RS; Otoño (g) RN y (h) RS. El intervalo del contorno es de 2 °C.

### 3.4.2.-Salinidad

La figura 3.7 muestra la climatología de la salinidad a 10 m en ambas regiones. En la RN se observa una distribución de salinidad más definida, la lengua de menor salinidad proveniente de altas latitudes se mantiene durante las cuatro estaciones del año.

En la figura 3.7 en altas latitudes, se observan los mínimos de salinidad, aunque en la RN, son de menor magnitud que en la RS. En invierno (figura 3.7.b) se muestra como una lengua muy costera, mientras que en el resto de las estaciones (figuras 3.7.d, f y h) se muestra como una lengua más amplia y definida, como ocurre en la RN. El desplazamiento latitudinal de las isohalinas en la RN es más pronunciado, al contrario de lo que ocurre con las isotermas a este nivel. En bajas latitudes en ambas regiones, se observan máximos de salinidad claramente asociados a la influencia de aguas de origen ecuatorial, con salinidades mayores en la RS.

La figura 3.8 muestra la distribución de salinidad a 200 m hacia profundidades mayores. En la RN resalta la distribución de salinidad (entre los 28° a 40°), como un frente paralelo a la costa (figura 3.8.a , c, e y g) , aunque al parecer el núcleo de la lengua mínima está centrada en la región más oceánica (ver Lynn *et al.*, 1982). En bajas latitudes, las máximas salinidades entran más apegadas a la costa, alcanzando mayor penetración en primavera y verano (figuras. 3.8.c y e). Para la RS, en bajas latitudes, un frente salino de alta salinidad se apega a la costa alcanzando las altas latitudes durante todo el año, aunque más intenso en primavera y verano (figuras, 3.d y f).

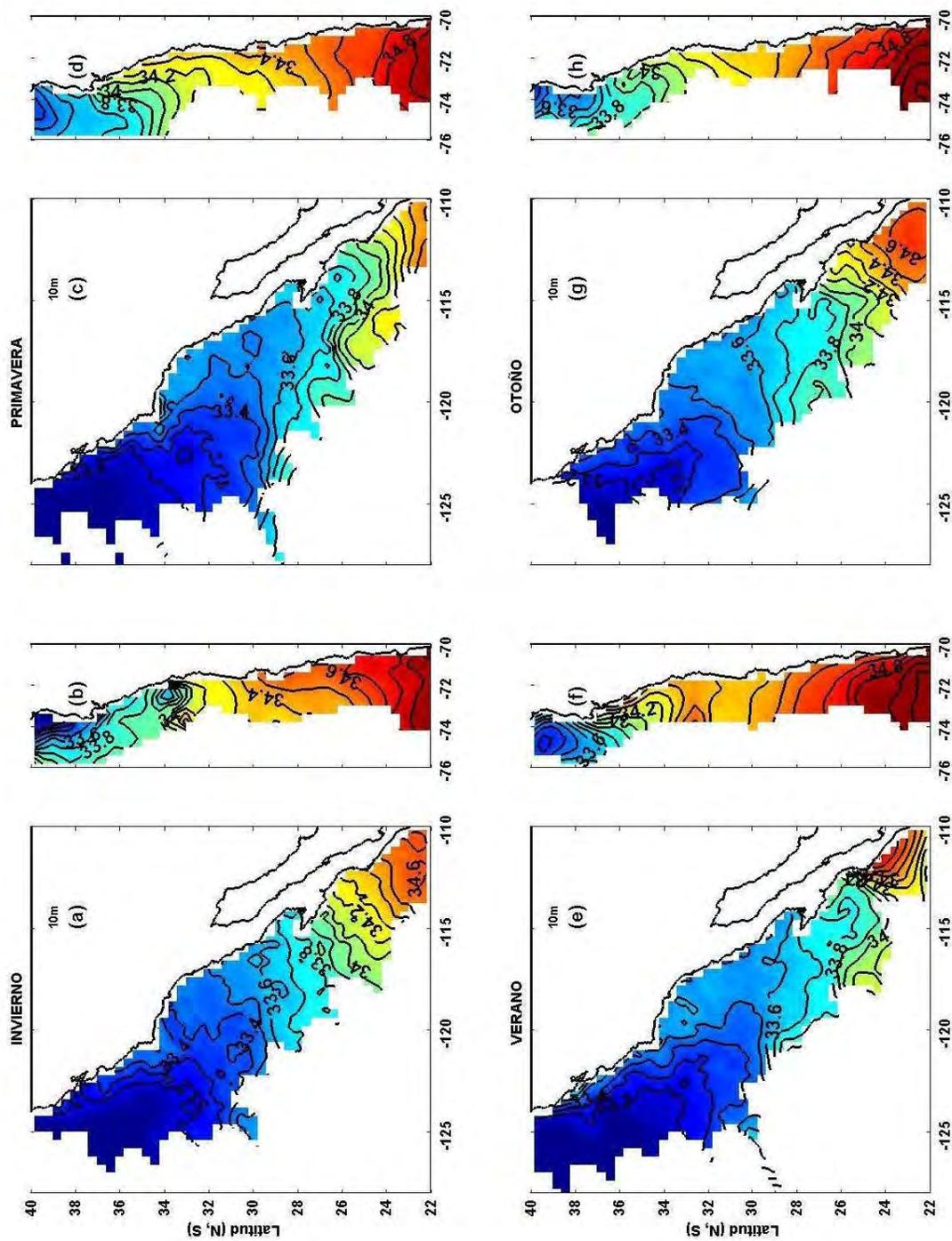


Figura 3.7.- Distribución horizontal estacional de salinidad (10 m) de ambas regiones. Para invierno (a) RN y (b) RS; Primavera (c) RN y (d) RS; Verano (e) RN y (f) RS; Otoño (g) RN y (h) RS. El intervalo de contorno es 0.1 PSU.

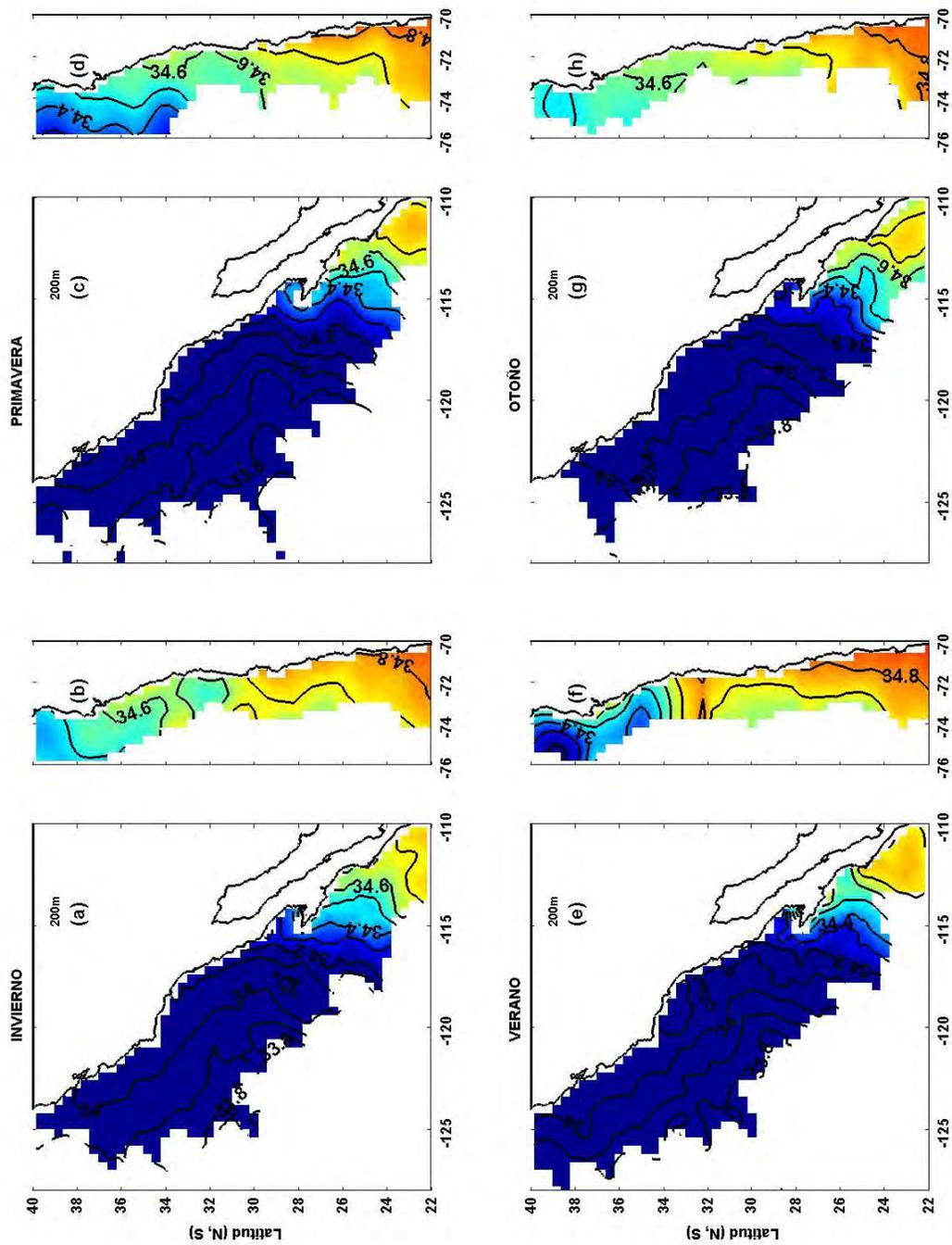


Figura 3.8.- Distribución horizontal estacional de salinidad (200 m) de ambas regiones. Para invierno (a) RN y (b) RS; Primavera (c) RN y (d) RS; Verano (e) RN y (f) RS; Otoño (g) RN y (h) RS. El intervalo de contorno es 0.1 PSU.

La figura 3.9 muestra la distribución vertical de salinidad a lo largo de la línea paralela a la costa a una distancia de ~200 km. Para la RN, la distribución espacial y temporal de la salinidad es diferente al observado en la distribución de temperatura (ver figura 3.6). Aún cuando ambos campos muestran variaciones estacionales, es claro el papel de la salinidad como trazador del agua de la CC al mostrar su extensión latitudinal y en profundidad. Además, muestra estacionalmente la penetración del mínimo de sal hacia bajas latitudes (figuras 3.9.a, c, e y g). En la RS, el mínimo de salinidad está contraído hacia las latitudes medias, mostrando de igual forma la penetración del mínimo de sal hacia bajas latitudes (figuras 3.9.b, d, f y h). También se observa la asimetría de la lengua de menor salinidad con respecto a las bajas latitudes.

En resumen, la distribución horizontal y vertical de salinidad tiene un marcado comportamiento estacional. Los mínimos salinos actúan como un trazador de la masa de agua de origen ártico y subantártico en la RN y RS, respectivamente. Estas intrusiones de mínima salinidad llegan en ambos casos hacia bajas latitudes. Las diferencias se manifiestan entre los gradientes horizontales y verticales de salinidad y la asimetría de la lengua menos salina con respecto a bajas latitudes.

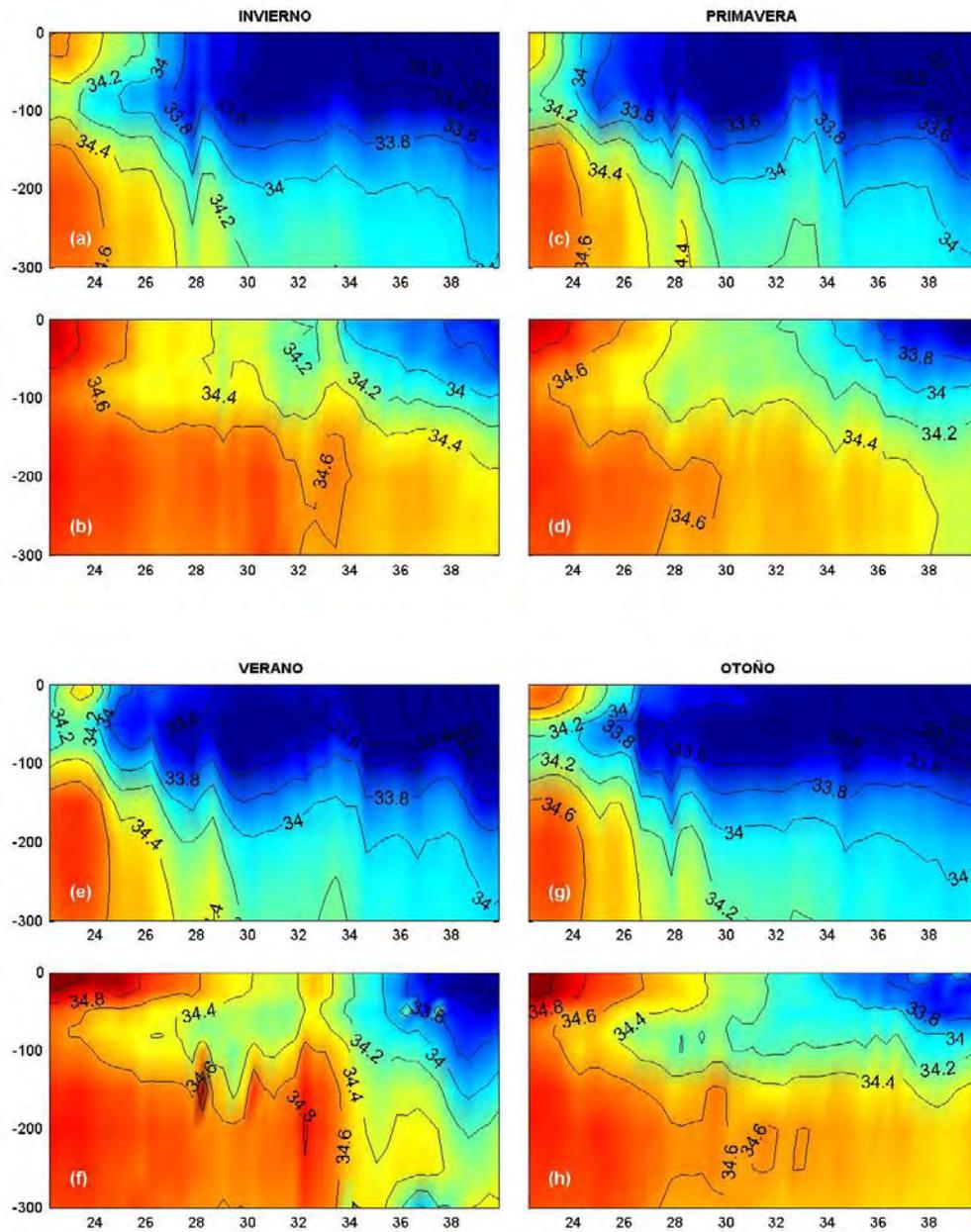


Figura 3.9.- Distribución vertical de salinidad a lo largo de la costa en ambas regiones. Para invierno (a) RN y (b) RS; Primavera (c) RN y (d) RS; Verano (e) RN y (f) RS; Otoño (g) RN y (h) RS. El intervalo de contorno es 0.2 PSU.

### 3.5.- Corrientes Geostróficas

En el capítulo 2 se determinó en la RN mediante la información de tres años (hidrografía, altimetría y mediciones directas de corrientes), que la circulación de la región está fuertemente dominada por la formación de meandros y giros en balance geostrofico. Considerando la cantidad de perfiles de temperatura y salinidad incorporada en este capítulo, es posible obtener información más robusta de los aspectos dinámicos de la circulación en ambas regiones al estudiar el comportamiento estacional de la CC y la CH, además, de estudiar en ambos casos la corriente hacia el polo.

Con la finalidad de analizar no sólo la variabilidad temporal, sino también la vertical, se presenta enseguida una discusión de los campos de velocidad geostrofica a tres niveles de profundidad y de estudiar la variabilidad estacional de la corriente hacia el ecuador y la contracorriente hacia el polo. La figura 3.10 muestra la distribución estacional de la velocidad geostrofica en la superficie relativa a 500 m. El fondo de color muestra las alturas dinámicas ( $J \text{ kg}^{-1}$ ). Los resultados muestran en ambas regiones una circulación bastante irregular, con meandros y giros. Para invierno en la RN, la corriente en promedio circula hacia bajas latitudes con giros ciclónicos en la región costera (figura 3.10.a). El mismo comportamiento se observa en la RS (figura 3.10.b), aunque, en bajas latitudes se observa la formación de un giro ciclónico. En primavera y verano (figura 3.10.c, d, e y f) se observa un aumento de la intensidad de la circulación hacia bajas latitudes con formación de meandros mas pronunciados en la RN. Soto-Mardones *et al.* (2003) mostraron que frente a Punta Eugenia existe un giro anticiclónico, el cual se forma en primavera que se desprende y se desplaza al oeste durante el verano y otoño. Este

promedio robusto de más 40 años confirma la existencia de un giro estacional en la zona, lo que también había sido planteada en el capítulo 2. En la RS no es posible observar propagaciones de giros hacia el oeste dada la escasez de datos y lo angosto de la región de estudio, aunque si se observan giros que rotan ciclónica y anticiclónicamente.

Para analizar que ocurre a mayor profundidad, la figura 3.11 muestra la distribución horizontal de velocidad geostrófica a 200 m relativa a 500 m. La circulación en general disminuye en magnitud notoriamente respecto a la superficie. En la RS resalta la presencia de la Contracorriente Costera (CCC) hacia latitudes altas, la cual está presente durante todo el año. En la RN, la circulación es mas complicada, mostrándose la CCC en bajas latitudes en invierno, verano y otoño (figuras 3.11.a, e y g). En altas latitudes la contracorriente hacia el polo es muy definida en las cuatro estaciones.

La circulación a 300 m relativa a 500 m. se muestra en la figura 3.12. A este nivel se observa más claramente la contracorriente hacia las altas latitudes durante todo el año en la RS. En la RN, la CCC existe durante todo el año, aunque con mayor nitidez durante los periodos de invierno, primavera y verano que se intensifica.

Las figuras 3. 13, 14, 15, y 16 muestran la distribución de velocidad geostrófica hacia los polos (positiva) en cinco transectos ubicados a la misma latitud (25.5°, 27.2°, 30.1°, 33.5° y 36.7°) en ambas regiones. Para la RN la CCC esta presente en invierno, verano y otoño. En cambio en la RS esta presente durante los cuatro periodos, aunque con mayor intensidad en primavera y verano. La CCC es principalmente un fenómeno subsuperficial excepto frente a las costas norte de California donde aflora a la superficie y se identifica con la llamada Corriente de Davidson

La circulación geostrófica muestra un comportamiento estacional, donde en los primeros 300 m la corriente circula hacia bajas latitudes asociándose a la CC en la RN y la CH en la RS. Ambas se intensifican en verano, además de estar conformadas por giros y meandros. Por otro lado, es notorio que deformaciones de la línea de costa, como Punta Eugenia ( $28^{\circ}\text{N}$ ) y Punta Lavapié ( $\sim 37^{\circ}\text{S}$ ), producen giros a través de perturbaciones de la corriente media. Otra similitud es que la CCC está presente en ambos sistemas, aunque en la RS aparece con mayor intensidad. Es probable que el talud pronunciado y la ausencia de plataforma costera jueguen un rol importante en la mayor intensidad de la CCC en la RS.

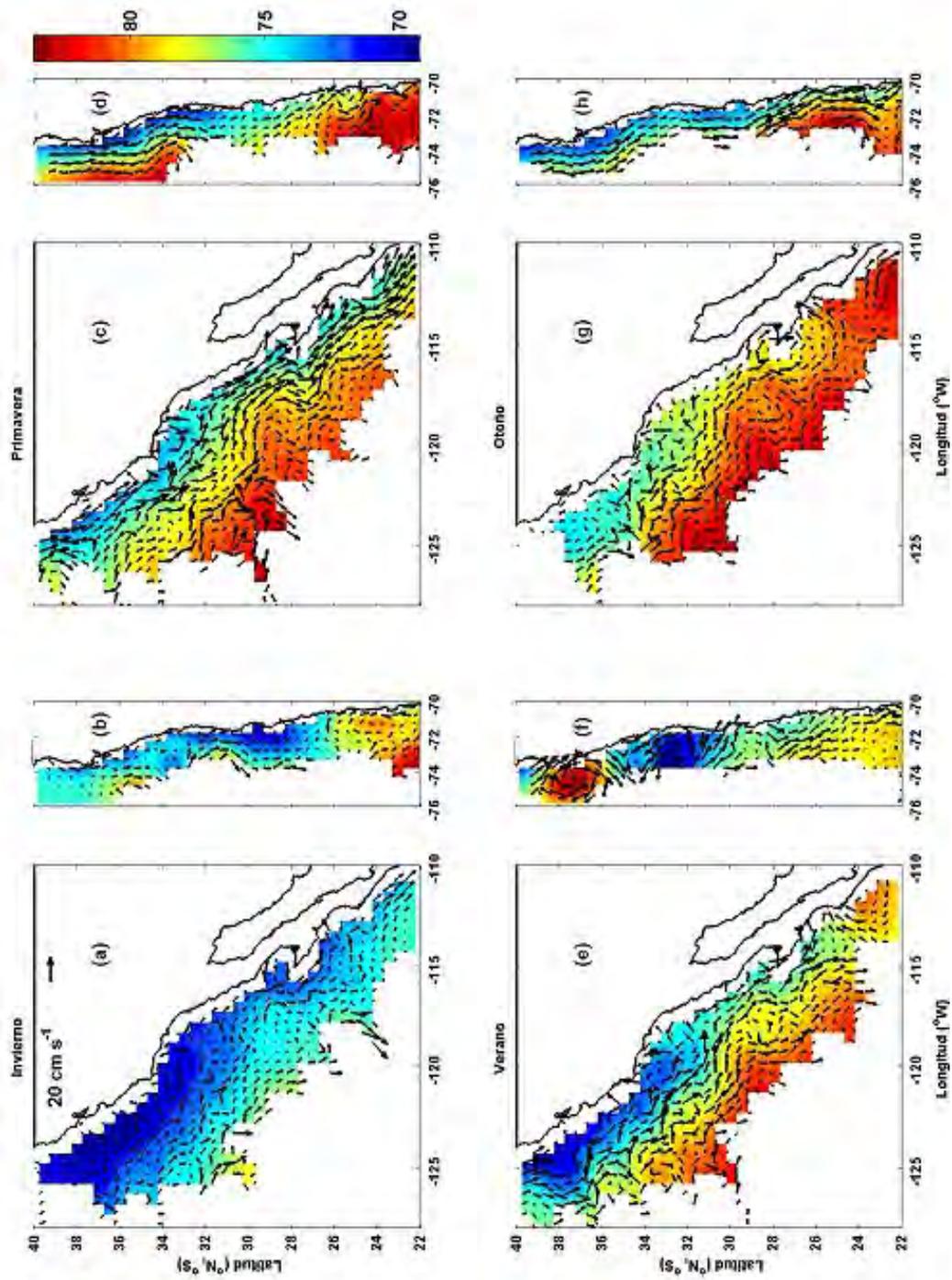


Figura 3.10.- Mapas de alturas dinámicas (en metros dinámicos o  $\text{J kg}^{-1}$ ) superficiales relativo a 500 m (fondo color) y velocidad geostrofica ( $\text{cm s}^{-1}$ , flechas) para los periodos: (a) y (b) Invierno; (c) y (d) Primavera; (e) y (f) Verano; (g) y (h) Otoño.

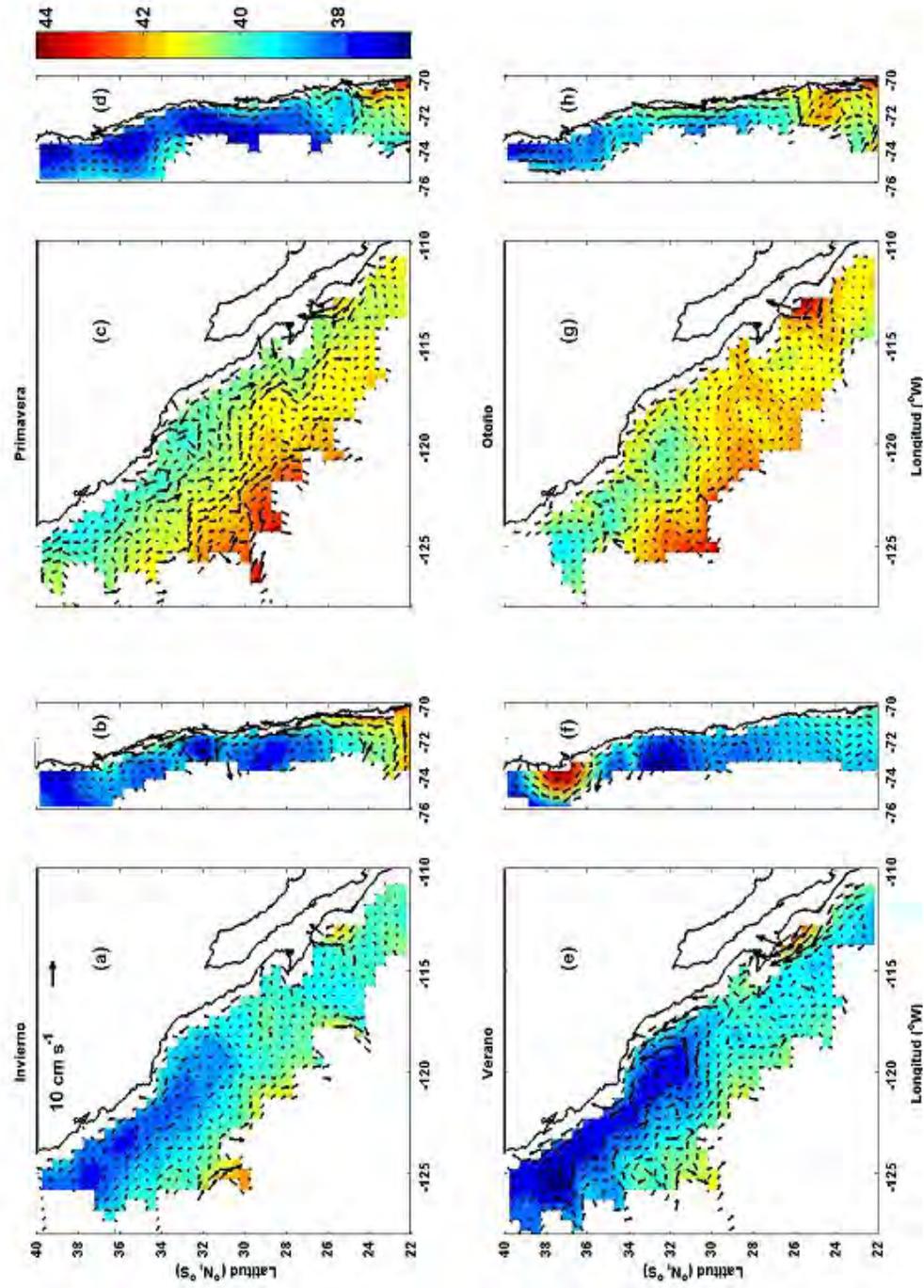


Figura 3.11.- Mapas de alturas dinámicas (en metros dinámicos o  $\text{J kg}^{-1}$ ) a 200 m relativo a 500 m (fondo color) y velocidad geostrófica en  $\text{cm s}^{-1}$  (flechas), para los periodos: (a) y (b) Invierno; (c) y (d) Primavera; (e) y (f) Verano; (g) y (h) Otoño.

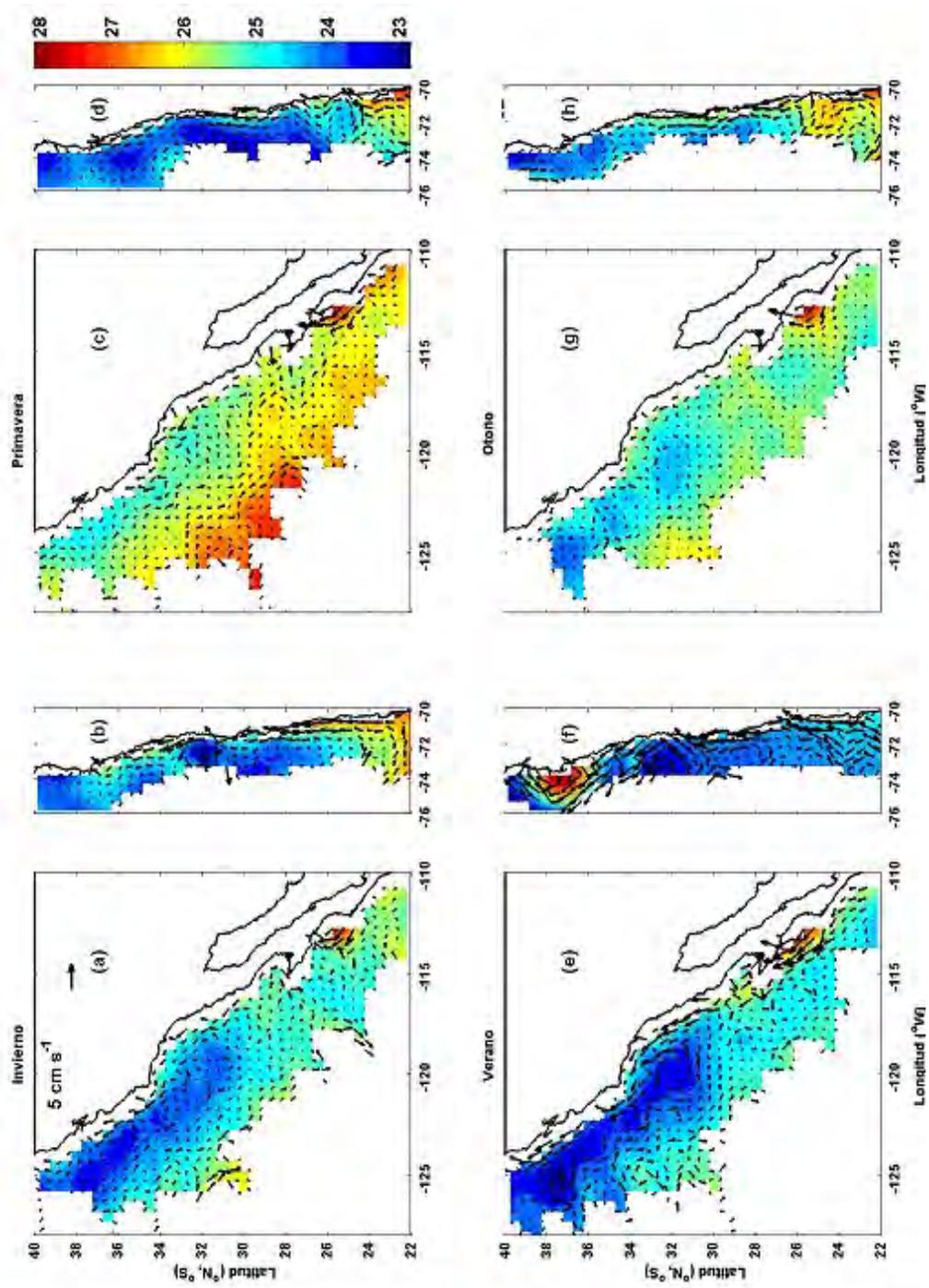


Figura 3.12.- Mapas de alturas dinámicas (en metros dinámicos o  $\text{J Kg}^{-1}$ ) a 300 m relativo a 500 m (fondo color) y asociado con la velocidad geostrofica en  $\text{cm s}^{-1}$  (flechas). Para los periodos: (a) y (b) Invierno; (c) y (d) Primavera; (e) y (f) Verano; (g) y (h) Otoño.

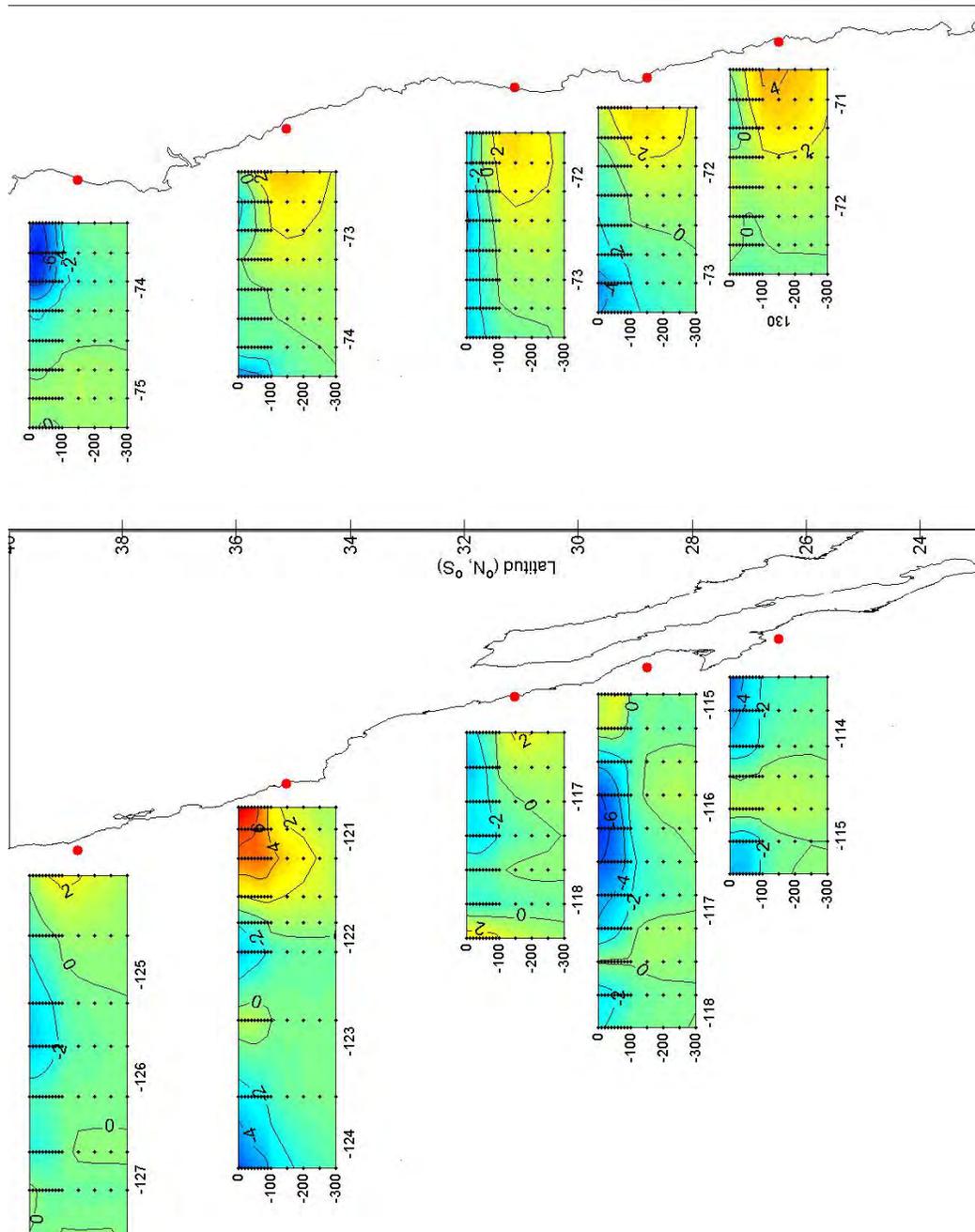


Figura 3.13.- Distribución vertical de velocidad geostrofica para el periodo de invierno en ambas regiones. Los contornos son cada  $2 \text{ cm s}^{-1}$  y las velocidades son positivas hacia los polos. Los transectos elegidos son a las siguientes latitudes:  $25.5^\circ$ ,  $27.2^\circ$ ,  $30.1^\circ$ ,  $33.5^\circ$  y  $36.7^\circ$ .

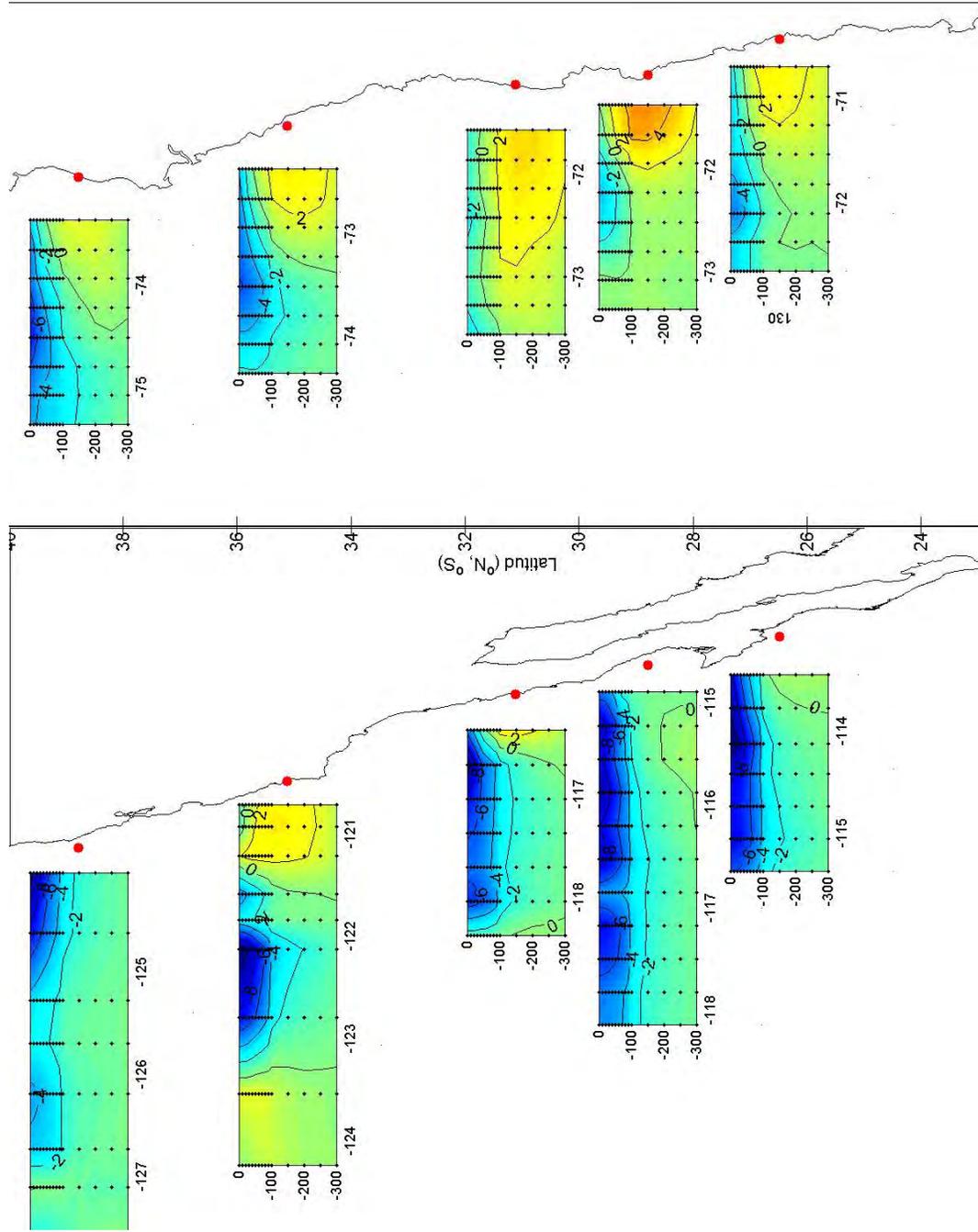


Figura 3.14.- Distribución vertical de velocidad geostrofica para el periodo de primavera en ambas regiones. Los contornos son cada 2 cm s<sup>-1</sup> y las velocidades son positivas hacia los polos. Los transectos elegidos son a las siguientes latitudes: 25.5°, 27.2°, 30.1°, 33.5° y 36.7°.

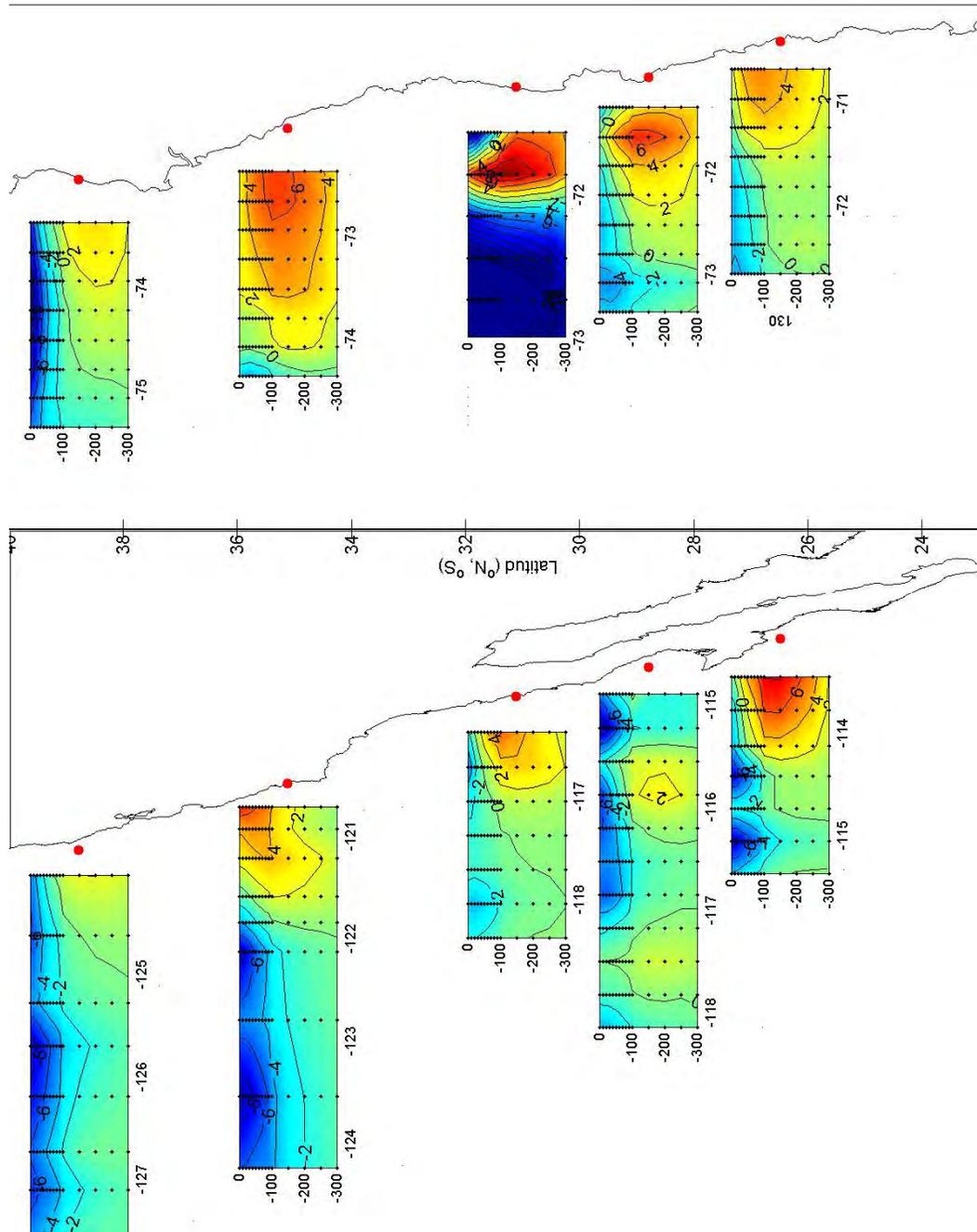


Figura 3.15.- Distribución vertical de velocidad geostrofica para el periodo de verano en ambas regiones. Los contornos son cada 2 cm s<sup>-1</sup> y las velocidades son positivas hacia los polos. Los transectos elegidos son a las siguientes latitudes: 25.5°, 27.2°, 30.1°, 33.5° y 36.7°.

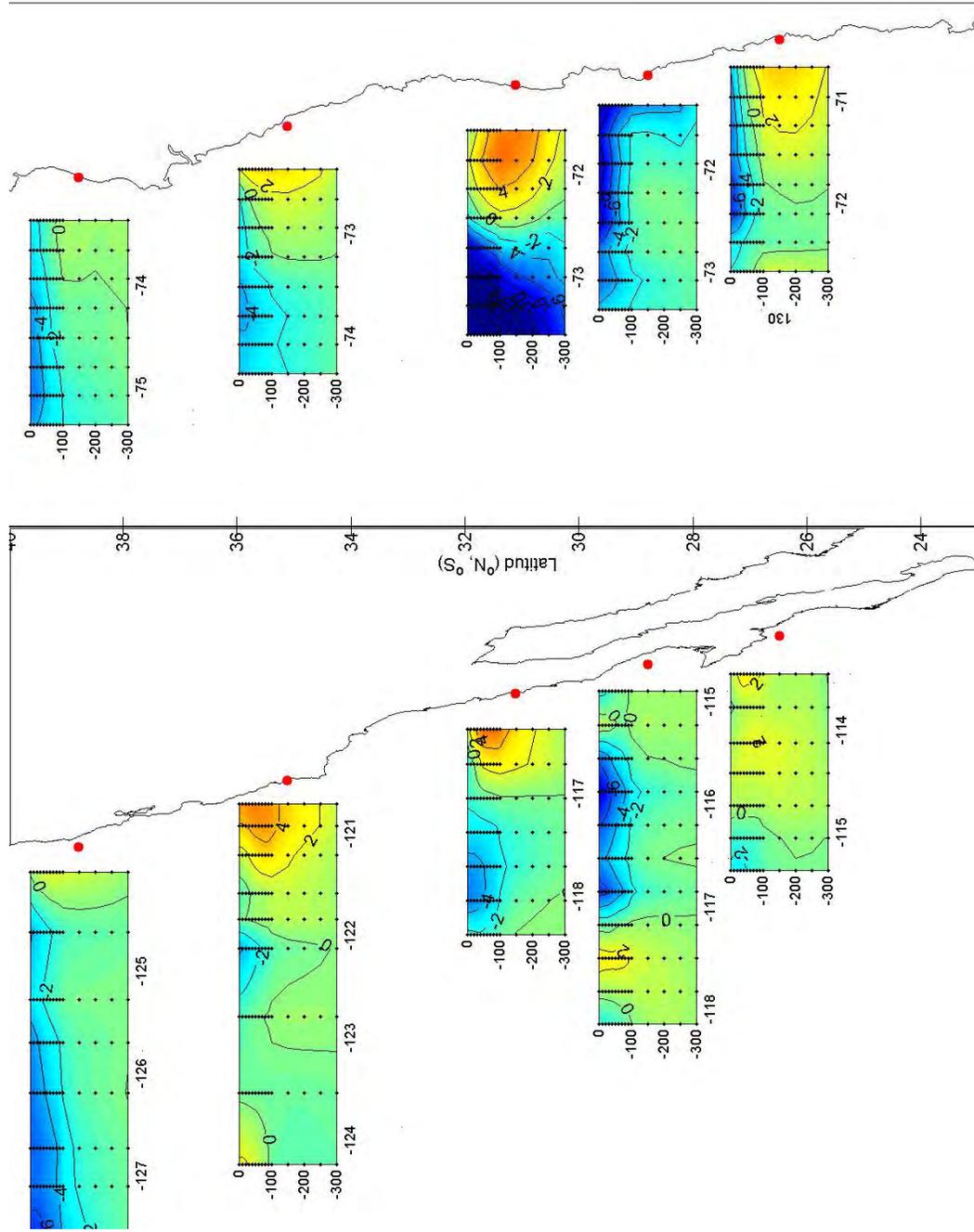


Figura 3.16.- Distribución vertical de velocidad geostrofica para el período de otoño en ambas regiones. Los contornos son cada  $2 \text{ cm s}^{-1}$  y las velocidades son positivas hacia los polos. Los transectos elegidos son a las siguientes latitudes:  $25.5^\circ$ ,  $27.2^\circ$ ,  $30.1^\circ$ ,  $33.5^\circ$  y  $36.7^\circ$ .

### 3.6.- Energía Cinética.

A partir de las velocidades geostroficadas mostradas en la figura 3.10 se realizó el cálculo de energía cinética media (por unidad de masa), para estudiar la variabilidad estacional y las características de propagación de los giros de mesoescala. La energía cinética media se calculó:

$$E_k = (u_g^2 + v_g^2)/2$$

donde  $u_g$  y  $v_g$  son la velocidad geostrofica obtenida en la dirección zonal y meridional, respectivamente, de los datos higrográficos. La figura 3.17 muestra los valores de  $E_k$  para las dos regiones.

La RN se caracteriza por núcleos de  $E_k > 25 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$  que coinciden con las regiones de mayor actividad en la generación de giros (22°S-30°S) (Lynn y Simpson, 1987; Durazo y Baumgartner, 2002; Soto-Mardones *et al.*, 2003). En esta región, Soto-Mardones *et al.* (2003) encontraron que los giros se propagan hacia el oeste durante 7 meses (ver figura 2.10, Cap. 2). Como habíamos visto en el Capítulo 1, la línea de costa en conjunto con el esfuerzo del viento es un factor de generación de surgencia y por ende la intensificación de la corriente (Strub *et al.*, 2002). Esto es un mecanismo importante para la creación de meandros a través de procesos de inestabilidades baroclínicas (Gill, 1982; Strub y James, 2000). De la figura 3.17 se puede observar una correspondencia en la posición de las zonas de mayor  $E_k$  con las irregularidades pronunciadas de la costa (ejemplo de puntas, 34.5°N, 29.8°N, 26.5°N y 24 °N) lo que refuerza la hipótesis de que la posición de los giros estas asociadas a éstas. Como se discutió en el capítulo 2, esta región es muy dinámica, debido a la generación de meandros y giros de mesoescala. Figueroa-González (1999) muestra

que los giros en general contribuyen a producir un aumento de la corriente por uno de sus bordes, además, del momentum que le induce el esfuerzo del viento (Cap. 2, figura 2.7) y la contracorriente hacia el polo. En Kelly *et al.* (1998) estudian la zona (32°N-38°N) de alta  $E_k$  y la atribuyen a un aumento del flujo hacia el sur.

En la RS se observa mayor actividad en las latitudes entre 32°S y 38°S y entre 22°S-27°S. Como se discutió en el capítulo 1, estas zonas parecen estar asociadas a la mayor intensidad del esfuerzo del viento paralelo a la costa. La figura 1.1 muestra que los vientos más intensos se encuentran entre los 25°S-40°S coincidiendo con las áreas de mayor  $E_k$  frente a las costas de Chile. Además, las irregularidad más pronunciadas (37°S y 23°S) en RS también muestran mayor  $E_k$ .

La persistencia de estas zonas dinámicas (surgencia, meandros y giros) se debe principalmente a la combinación de la topografía, forma de la línea de costa y esfuerzo del viento. Donde las irregularidades de la línea de costa, tanto en la RS y RN son coherente con las zona de mas alta energía cinética.

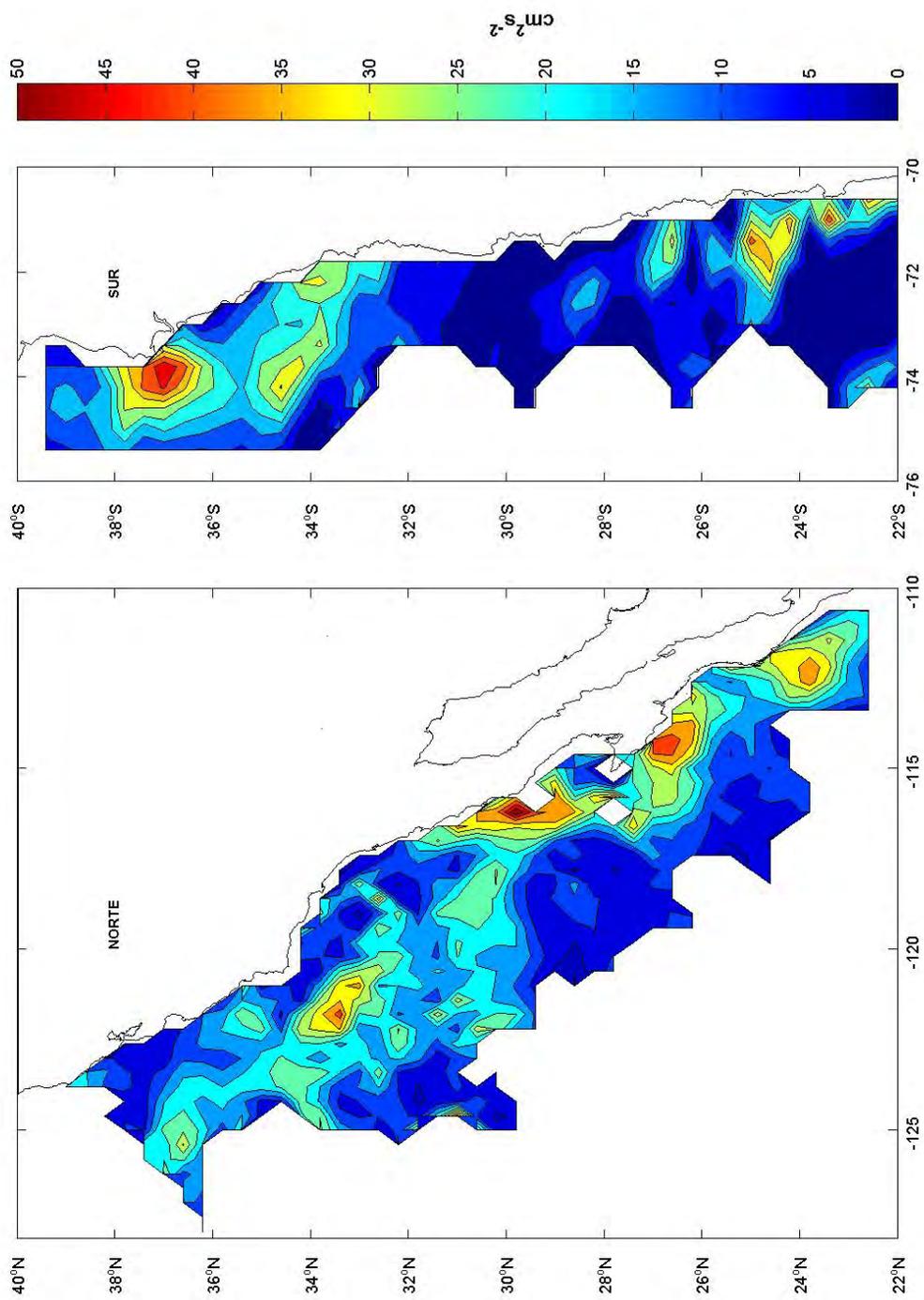


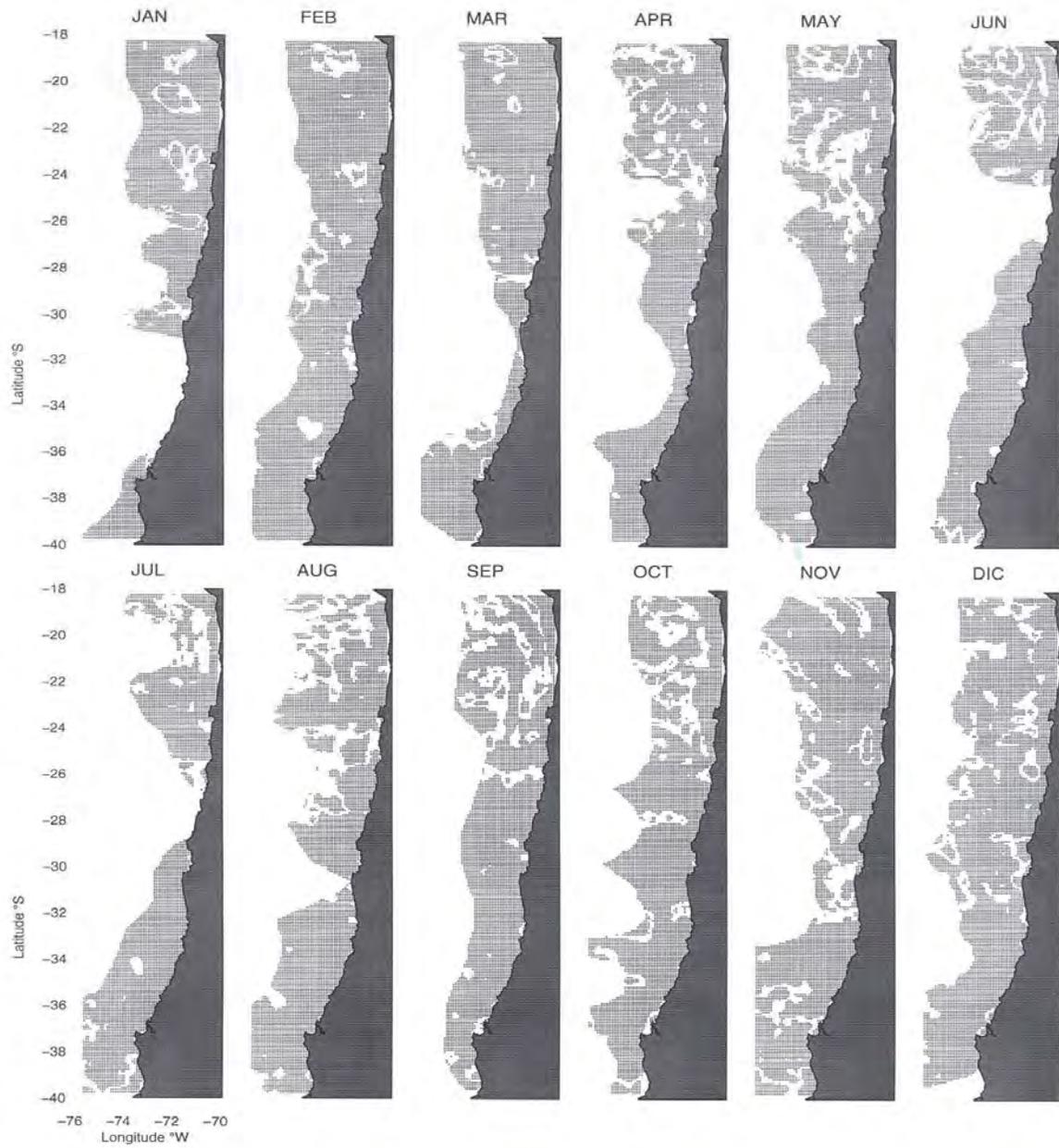
Figura 3.17.- Mapas de Energía cinética media ( $\text{cm}^2 \text{s}^{-2}$ ) en superficie calculado a partir de velocidad geostrofica estacional relativa a 500 m (figura 4.10).

Debido a su cercanía con el ecuador y de formar parte del borde oriental, las regiones norte y sur reciben señales de otras escalas, las cuales producen perturbaciones importantes en los parámetros físicos, biológicos y climáticos. Como parte final de este trabajo se analiza la escala interanual para estudiar con más detalle los fenómenos de origen ecuatorial.

### **3.7.- Temperatura AVHRR**

Las imágenes de temperatura de AVHRR, fueron comparadas con las mediciones *in situ*, a manera de validación de los datos satelitales la climatología de la TSM y de la hidrografía fueron comparadas. Como muestra la figura 3.18, la correlación es buena en las regiones donde la hidrografía lo permite. Se realizó un análisis de correlación espacial (Apéndice D) encontrando que la correlación es significativa en la mayor parte de la región cubierta por las mediciones hidrográficas. Se usó la temperatura satelital para el análisis de las variaciones interanuales.

La serie de datos satelitales son imágenes mensuales, con una malla de 9x9 km desde 1988 hasta 2001. A la temperatura promedio de cada celda de las imágenes de AVHRR se le extrajo la señal anual mediante un filtro de paso bajo. La figura 3.19 es una composición temporal de anomalías de temperatura cercana a la costa donde se rescata el primer píxel a lo largo de la costa durante todo el periodo de estudio. Se observan claramente los eventos anómalos (es decir, valores mayores o menores de 1.5°C de su media) que invaden el borde oriental. La serie temporal a lo largo de la costa permite ver los eventos cálidos asociados a El Niño 1992-93 y 1997-98, y los eventos fríos asociados a la Niña 1996 y 1999. Estos resultados están de acuerdo con el índice de anomalías propuesto por el Centro de Predicción del Clima de la NOAA (<http://www.cdc.noaa.gov/~kew/MEI>).



**Figura 3.18.- Áreas significativas de coeficientes de correlación entre los mapas climatológicos de Hidrografía y AVHRR, para la región Sur.**

La serie temporal de anomalías costeras muestra que los eventos cálidos de 1992-93 y 1997-98 son de mayor intensidad en la RN. Estas diferencias pueden deberse a la asimetría del ecuador térmico y a la inclinación de la costa de la RN. Por un lado la señal ecuatorial llega primero y menos amortiguada a la costa de la RN, simplemente por estar más al oeste en la RN que en la RS. Por otro lado el ecuador térmico (latitud de mayor temperatura) está desplazado hacia el norte lo que permite que los procesos advectivos sean también más efectivos para acarrear agua caliente en la RN. El resultado de estos dos procesos provoca anomalías mayores en esta región.

Se analizó una secuencia mensual de anomalías interanuales de los eventos cálidos 1992-93 y 1997-98. La figura 3.20 muestra en la parte superior el evento cálido de 1992-93 y se observa desde el comienzo de este evento, la presencia de anomalías positivas en la región ecuatorial desplazándose hacia el borde oriental, además de anomalías en las costas de la RN y la RS. Para la fase madura (marzo-92) se desarrolla un frente meridional atrapado a la costa de la RN, extendido a lo largo de la península con amplitudes superiores a las observadas en la RS; su fase de decaimiento es lenta, observándose anomalías positivas hasta fines de 1993.

El evento cálido de 1997-98, muestra diferencia notable con el evento anterior. En su fase inicial, madura y decaimiento la señal que se propaga del ecuador es más robusta, atrapándose en el borde oriental y propagándose hacia RN y RS. Las anomalías positivas son de mayor intensidad en la RN, y con cierta asimetría de la señal que se propaga a lo largo del ecuador. En ambos eventos, se observa una discontinuidad de las anomalías positivas frente al Istmo de Tehuantepec probablemente asociada al enfriamiento producido por las surgencias locales afectados por los vientos intensos que provienen del norte.

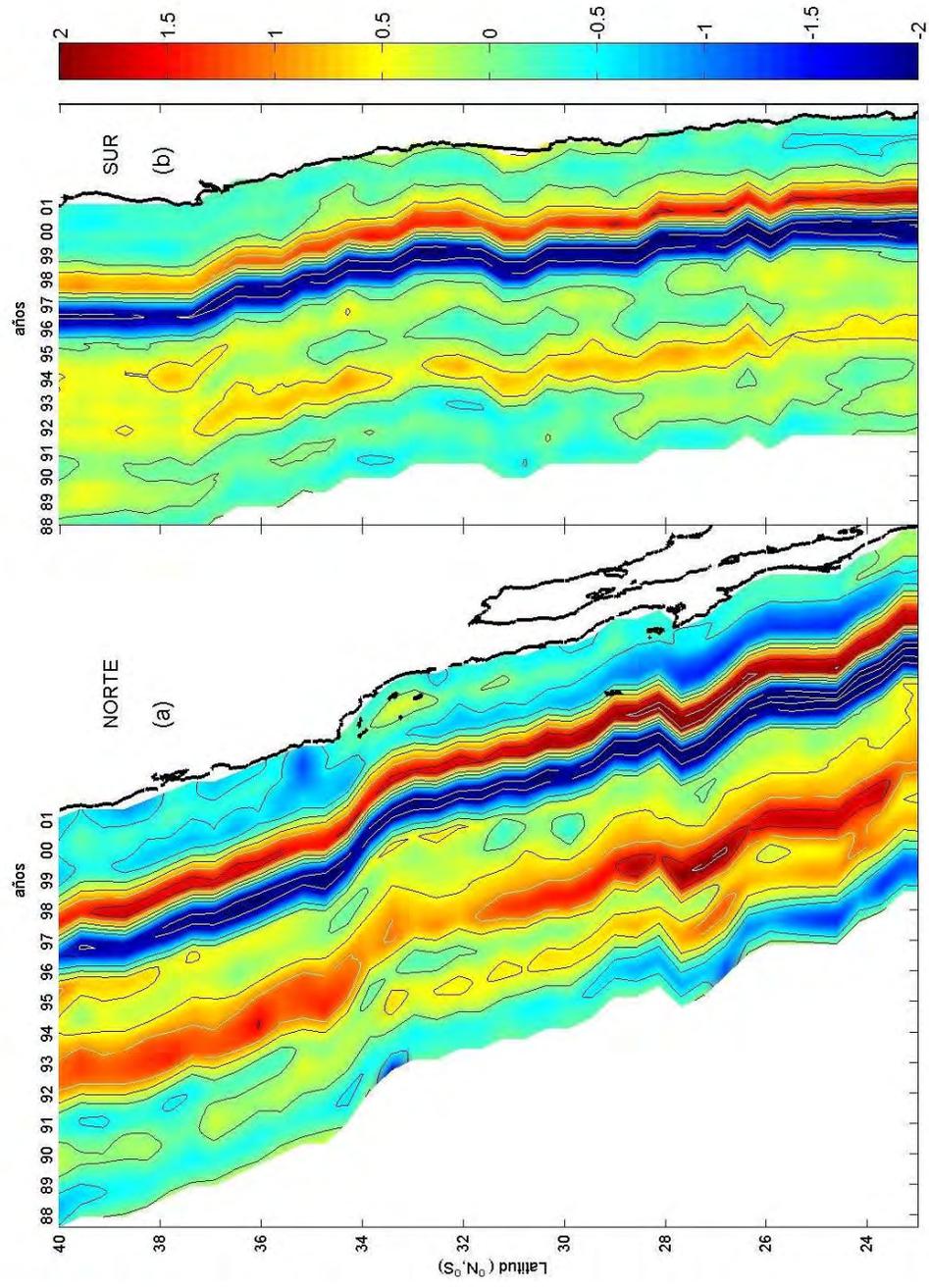


Figura 3.19.- Serie temporal de anomalías de temperatura superficial obtenidas del sensor de AVHRR (°C).  
 (a) Región Norte y (b) Región Sur.

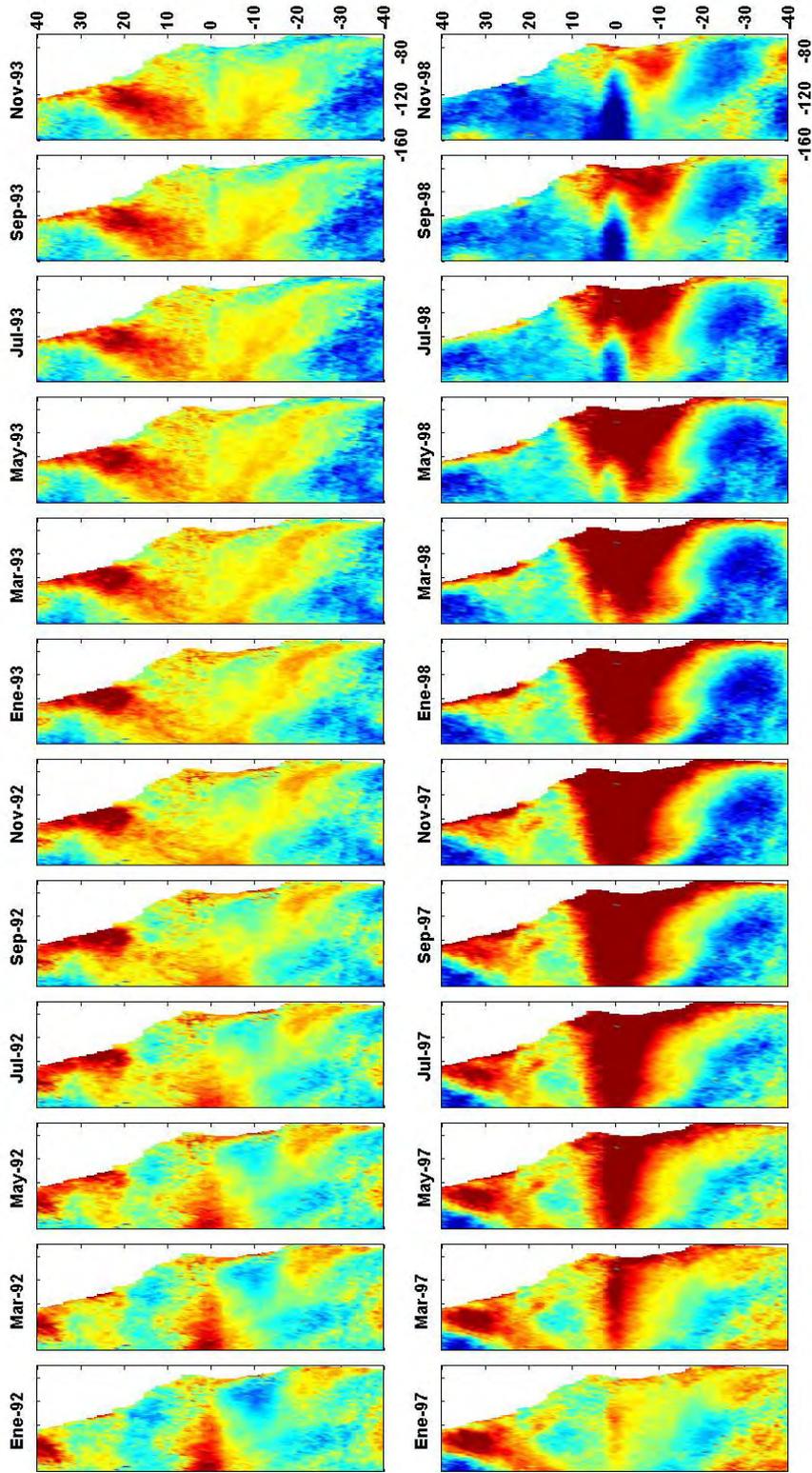


Figura 3.20.- Serie temporal de anomalías interanuales de temperatura superficial de los eventos cálidos 92-93 y 97-98

Para caracterizar y sintetizar la evolución de los campos de anomalías de TSM entre los periodos 1991 y 2002 se calcularon las Funciones Empíricas Ortogonales Extendidas (ver Apéndice E) utilizando un desfase temporal de 50 bimestres. Cada modo extendido está representado por 25 mapas de desfases. La contribución a la varianza total de los primeros dos primeros modos extendidos se muestra en la Tabla 3.2.

**Tabla 3.2.- Distribución de la varianza (%) contenida en los 2 primeros modos extendidos**

<b>Funciones Empíricas Ortogonales Extendidas</b>		
<b>Porcentaje de varianza explicada</b>		
<b>Modo</b>	<b>Individual</b>	<b>Acumulado</b>
<b>Nº</b>	<b>(%)</b>	<b>(%)</b>
1	84.82	84.82
2	14.23	99.05

En el análisis extendido solo son necesarias dos funciones para explicar aproximadamente el 99 % de la varianza. El primer modo extendido explica un porcentaje mayor al obtenido en el segundo modo; este modo captura de mejor forma la propagación de las señales anómalas de origen ecuatorial. La figura 3.21 describe en forma secuencial (12 mapas) la información de la primera función extendida. La característica más sobresaliente de los 3 primeros mapas (desfase 0,2, y 4) es la una lengua de anomalías positivas en la región ecuatorial que se desplaza hacia el borde oriental. Además, las anomalías positivas ya están presentes en altas latitudes del borde oriental. Este evento asociado a El Niño 1992-93, finalmente invade todo el borde oriental. En todo el periodo que dura este evento (desfase 0 al 18) muestra una clara asimetría con respecto al ecuador.

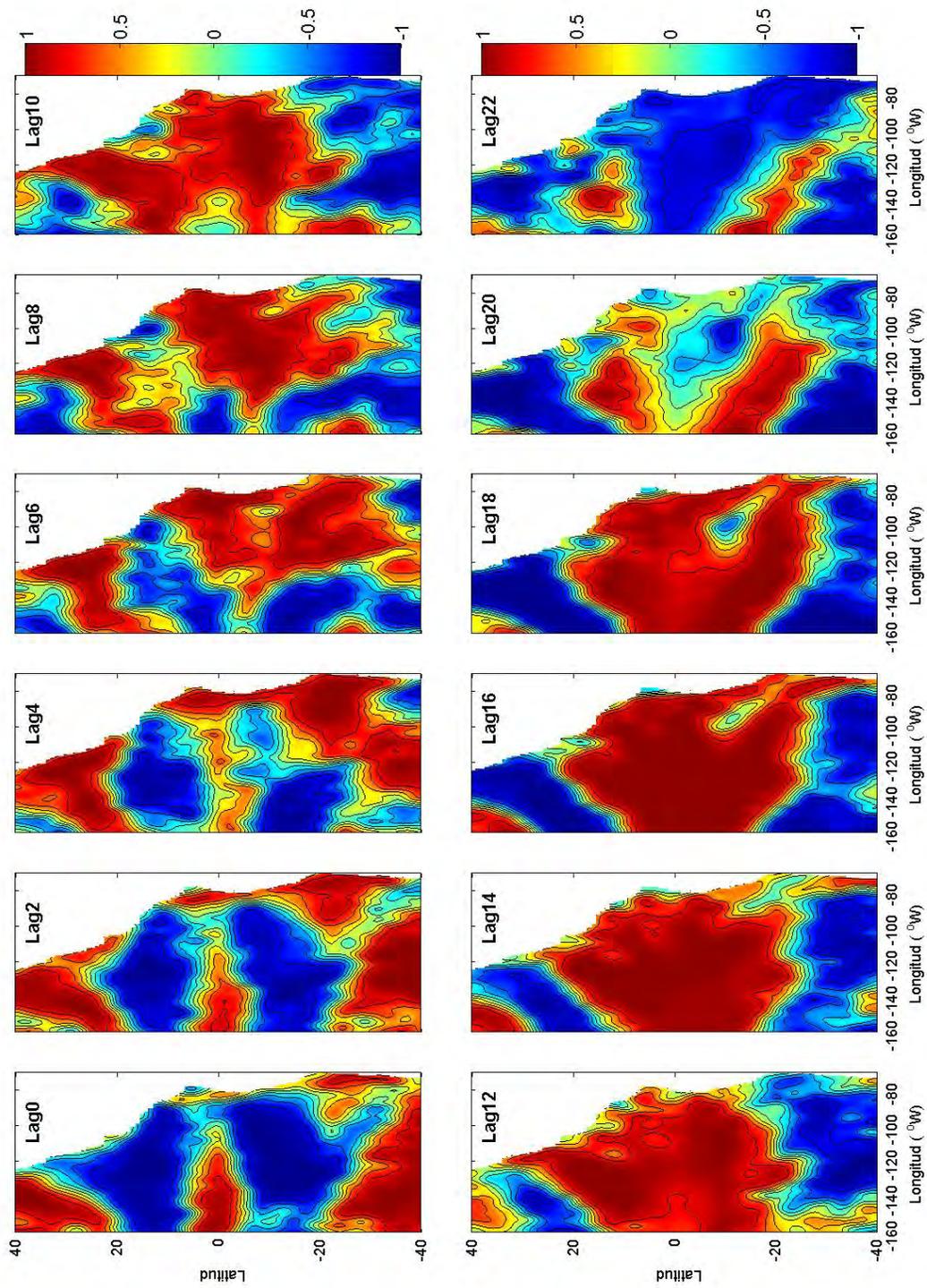


Figura 3.21.- Estructura espacio-temporal de la primera Función Empírica Ortogonal Extendida de anomalías de la TSM. Los mapas están ordenados de desfase cero (Lag 0) al desfase 11 (Lag 11) con intervalos de un bimestre. El intervalo de contornos es de 0.2 e indica el nivel de variabilidad.

De acuerdo al índice de anomalías propuesto por el Centro de Predicción del Clima de la NOAA, este evento es caracterizado de menor intensidad pero de mayor duración comparado a El Niño 1983. Posteriormente, desde el desfase 20 (Lag 20) hasta el 28 (Lag 28), se observa la presencia de anomalías negativas en toda la región ecuatorial y el borde costero, entrando a una fase fría, asociada a La Niña 1986. Finalmente, el evento intenso de El Niño 1997-98, se observa una propagación en la línea ecuatorial (Lag 30), mientras en altas latitudes de la RN y RS están totalmente invadidas por estas anomalías positivas. En la figura 3.22 se observa como la señal ecuatorial alcanza el borde oriental (Lag 34), quedando el borde oriental totalmente invadido por anomalías positivas (Lag 36 al 42), para posteriormente ir decayendo y pasando a otra fase. Este evento cálido muestra diferencias con El Niño 1992-93 al invadir totalmente el borde costero y adyacente, con mayor intensidad y de menor duración.

En general, los tres eventos anómalos (El Niño 1992-93, La Niña 1986 y El Niño 1997-98) se caracterizan por mostrar asimetría en las anomalías (positivas o negativas) que invaden el borde oriental en la fase de inicio, madura y de decaimiento del evento. Concluyendo, tanto la asimetría con el ecuador y la inclinación de la línea de costa en la RN juegan un rol muy importante en la propagación de estas señales.

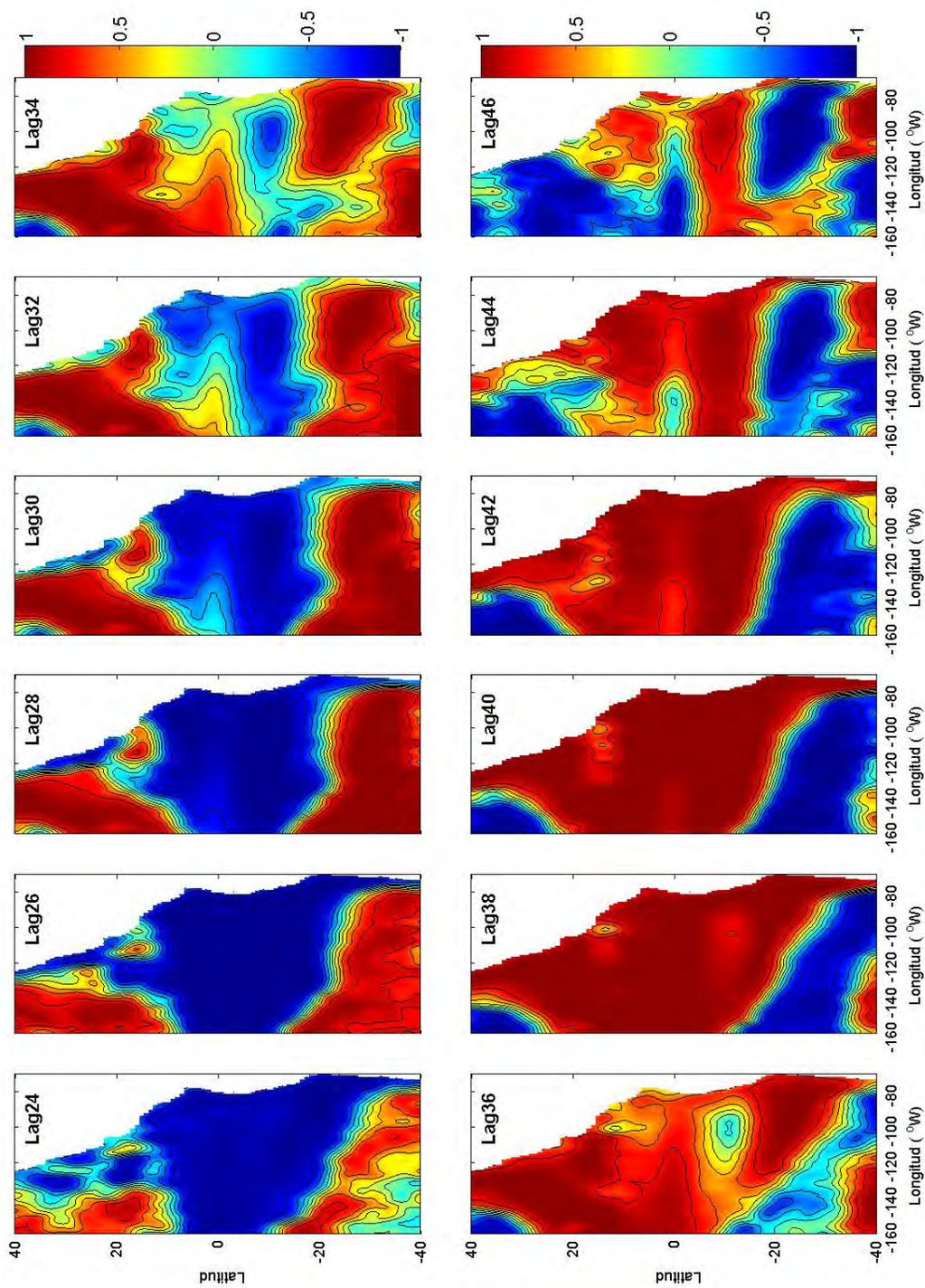


Figura 3.22.- Estructura espacio-temporal de la primera Función Empírica Ortogonal Extendida de anomalías de TSM. Los mapas están ordenados de desfase 12 (Lag 12) al desfase 23 (Lag 23) con intervalos de un bimestre. El intervalo de contornos es de 0.2 e indica el nivel de variabilidad.

Otra manera de estudiar el como las señales se propagan asimétricamente y son afectadas por la línea de costa es analizando la variación espacio temporal de anomalías de nivel del mar. La sección siguiente atiende este proceso.

### **3.8.- Altura de Nivel del Mar (TOPEX)**

La figura 3.23 muestra la serie temporal de anomalías de altura del nivel del mar. Esta imagen fue compuesta de la misma forma que la figura 3.19. La malla de estas imágenes son de  $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$  con una resolución temporal de 10 días. Esta serie se inicia en 1993 y finaliza en el 2001, por lo que no es posible intercomparar los dos eventos 1992-93 y 1997-98. Es posible observar que las mayores amplitudes en el evento 1997-1998 se registran en la RN. Los eventos fríos de 1996 y 1999, muestran el mismo patrón observado en la figura 3.19.

Se analizó una secuencia mensual de anomalías de nivel del mar del evento cálido 1997-98. La figura 3.24 muestra en altas latitudes de la RN al comienzo de este evento, la presencia de anomalías positivas de mayor amplitud que en la RS. En la región ecuatorial la señal que se propaga hacia el borde oriental atrapándose y propagándose hacia RN y RS. Se observa en las cercanías de Ecuador una asimetría de las anomalías positivas, llegando primero hacia altas latitudes en la RN (Mar-97 hasta Enero-98). Es de notarse que en la altimetría no es evidente la interrupción de la señal en la región del Istmo de Tehuantepec como se observa en los mapas de temperatura (Figuras 3.20, 3.21 y 3.22), es decir, los procesos de surgencia producidos por los fuertes vientos alteran principalmente la temperatura, pero no la forma del nivel del mar.

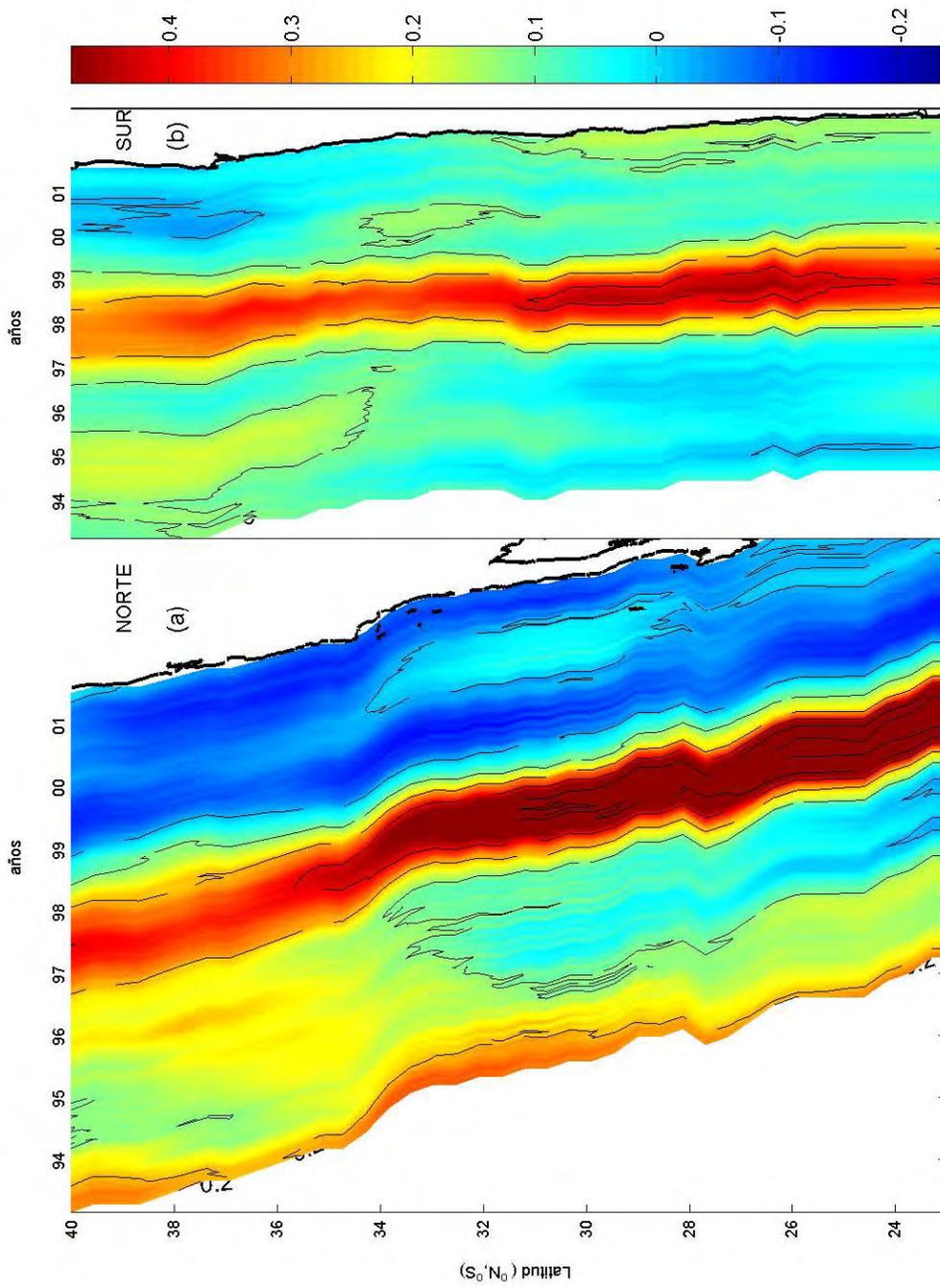


Figura 3. 23.- Serie temporal de anomalías de altura de nivel del mar (cm). (a) Región Norte y (b) Región Sur.

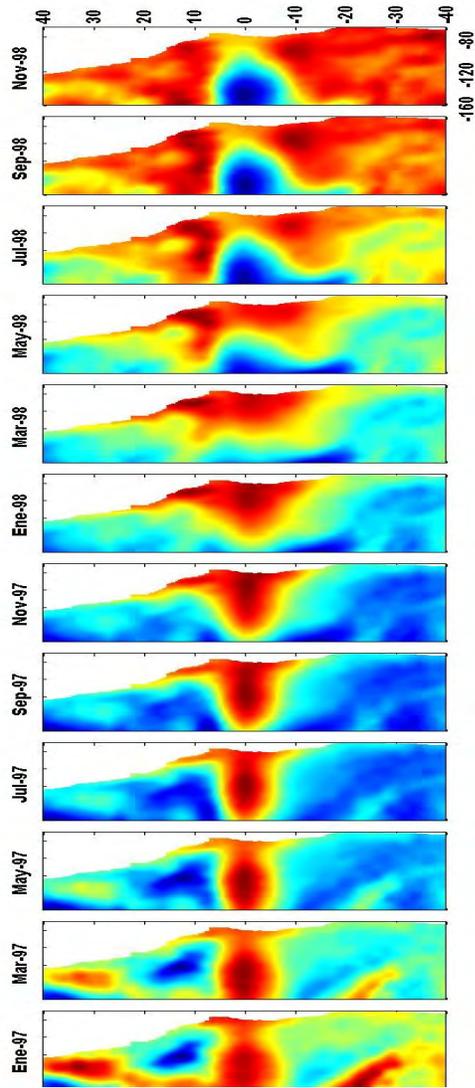


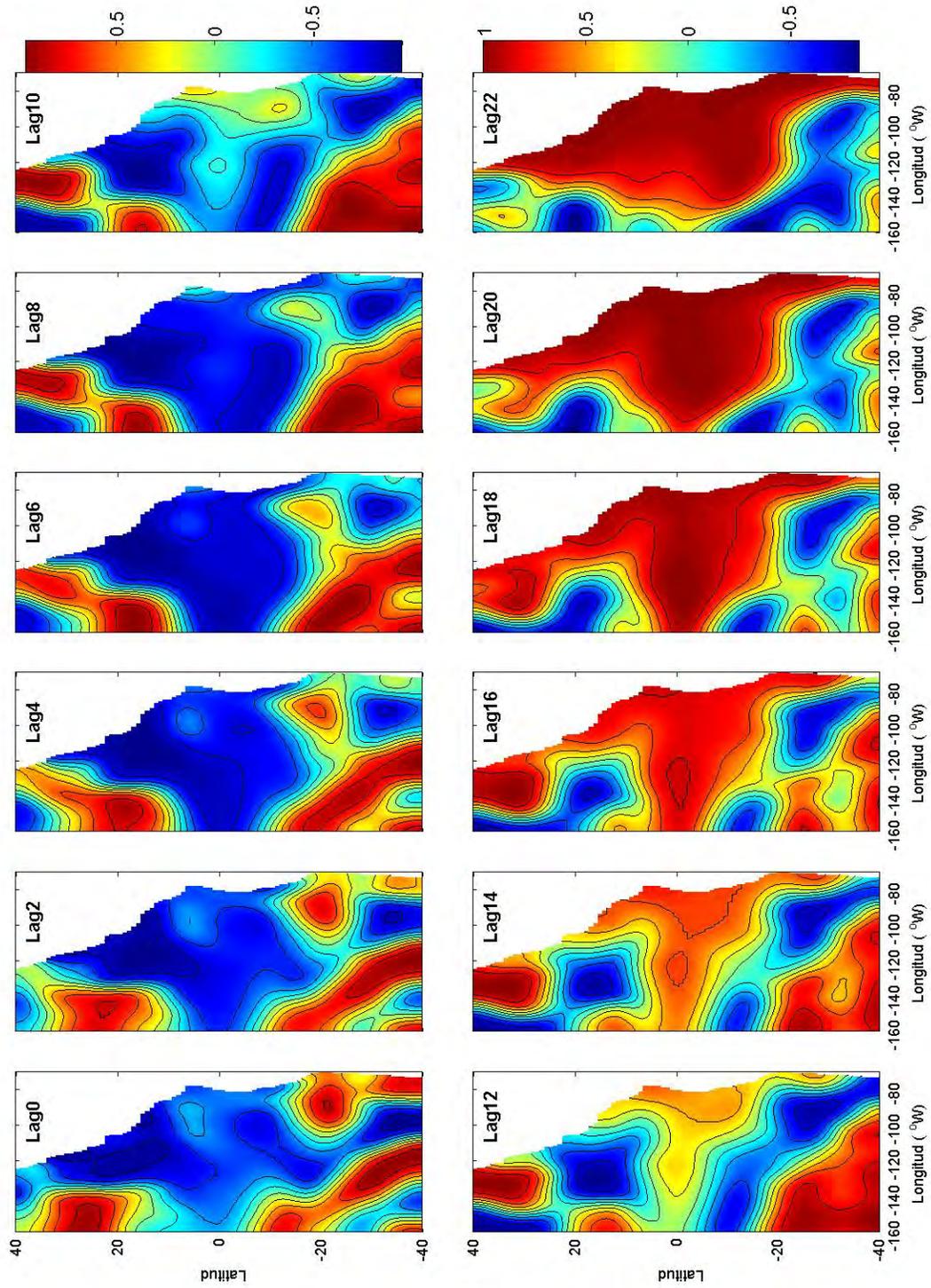
Figura 3.24- Serie temporal de anomalías interanuales de nivel del mar superficial del evento cálido 19 97-98

Nuevamente, para caracterizar y sintetizar la evolución de los campos de anomalías de nivel del mar entre los periodos 1993 y 2001 se calcularon las Funciones Empíricas Ortogonales Extendidas (ver Apéndice E) utilizando un desfase temporal de 39 bimestres. Cada modo extendido está representado por 20 mapas de desfases. La contribución a la varianza total de los primeros dos modos extendidos se muestra en la Tabla 3.3.

**Tabla 3.3.- Distribución de la varianza (%) contenida en los 2 primeros modos extendidos**

<b>Funciones Empíricas Ortogonales Extendidas</b>		
Poncentaje de varianza explicada		
Modo	Individual	Acumulado
Nº	(%)	(%)
1	60.42	60.42
2	30.43	90.85

El análisis extendido solo son necesarias dos funciones para explicar aproximadamente el 90 % de la varianza. El primer modo captura de mejor forma la propagación de las señales anómalas de origen ecuatorial. La figura 3.25 describe en forma secuencial (12 mapas) la información de la primera función extendida mostrando anomalías negativas asociada al evento frío de La Niña. En el borde oriental de la RN (hasta los 30°N) se observa las mayores amplitudes de anomalías negativas (Lag0 hasta Lag 10). Desde el Lag 10, aparece el evento cálido con anomalías positivas atrapadas en el borde oriental y rápidamente invaden toda la región de estudio, observándose claramente una asimetría entre la RN y RS. Nuevamente las mayores amplitudes en la RN. Del mismo modo, la figura 3.26 muestra la fase de decaimiento de este evento cálido, mostrando un comportamiento diferente en ambas regiones.



**Figura 3.25.-** Estructura espacio-temporal de la primera Función Empírica Ortogonal Extendida de anomalías de altura. Los mapas están ordenados de desfase cero (Lag 0) al desfase 11 (Lag 11) con intervalos de un bimestre. El intervalo de contornos es de 0.2 e indica el nivel de variabilidad.

En resumen, las imágenes de anomalías de temperatura y nivel del mar, muestran que las señales interanuales se propagan a lo largo del borde oriental, aunque ambas bordean las costas de la RN y RS con diferentes amplitudes. Al igual que con la temperatura (figuras 3.21 y 3.22) es evidente que los eventos de propagaciones (hacia los polos y el reflejo de Ondas de Rossby) lleguen antes a la RN, simplemente por estar esta costa más hacia el oeste debido a su inclinación; esto es, la señal alcanza antes a la RN que a la RS. Además, Clarke (1992), muestra mediante argumentos físicos y matemáticos que los bordes no meridionales como el de la RN refleja menos energía que un borde meridional (RS). Es decir, el flujo de energía que lleva una onda de Kelvin costera que se propaga hacia el polo es mayor en el borde inclinado de la RN que el de la RS. Por lo tanto a frecuencias anuales e interanuales los flujos de energía de ondas atrapadas a la costa son mayores en el borde oriental norte.

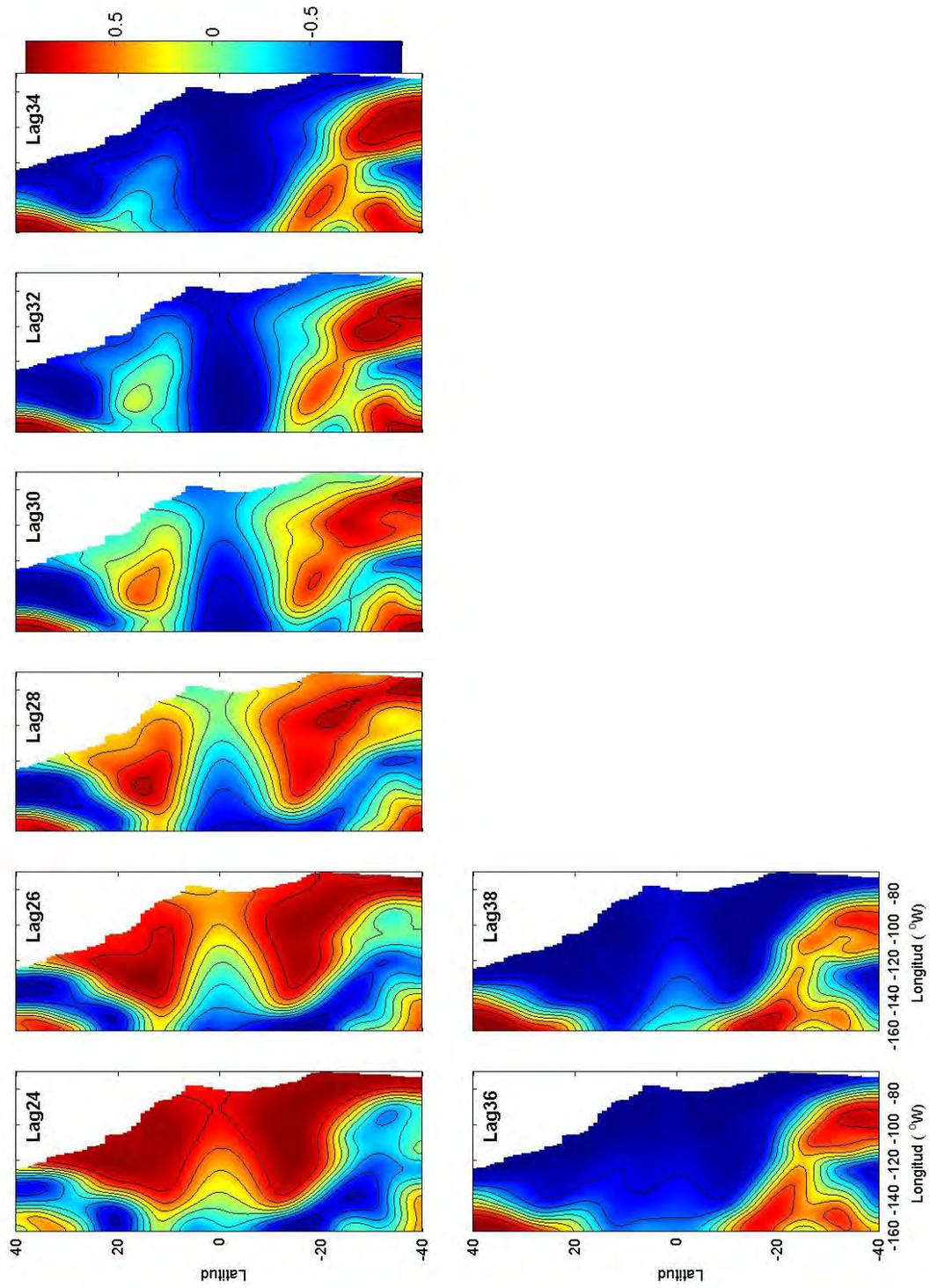


Figura 3.26.- Estructura espacio-temporal de la primera Función Empírica Ortogonal Extendida de anomalías de altura. Los mapas están ordenados de desfase 12 (Lag 12) al desfase 23 (Lag 23) con intervalos de un bimestre. El intervalo de contornos es de 0.2 e indica el nivel de variabilidad.

## CONCLUSIONES

- Al comparar los datos de TSM obtenidos de imágenes de satélites y la razón de cambio ( $dT/dt$ ) asociada a la dinámica de Ekman a lo largo del borde oriental de la región sur, se encontró que las variaciones de temperatura superficial están moduladas en gran parte por el esfuerzo del viento a lo largo de la costa.
- El rol que juega la línea de costa en la eficiencia en los procesos de surgencias. Los esfuerzos de vientos de menor magnitud encontrados frente a las costas de Perú, producen un efecto similar en cuanto a las magnitudes de velocidad de deriva que aquel de una región (frente a la costa de Chile) con vientos más intenso. La dirección de la línea de costa es más favorable a la surgencia en el primer caso, es decir, línea de costa paralela a la dirección del viento.
- La curvatura costera entre Perú y Chile aunado a los débiles vientos meridionales parecen estar directamente relacionados a la poca efectividad de éstos para producir surgencia y de modificar así las temperaturas de agua circundante. La temperatura es menos variable en esta zona.
- En la escala interanual las modulaciones de la TSM por viento no es tan evidente. Durante un evento de El Niño se observa una intensificación de la velocidad de deriva de Ekman hacia el oeste, aunque no se observa, que esto atenúe o inhiba la señal interanual de TSM. Esto ocurre durante El Niño debido a la consecuente

profundización de la termoclina, lo cual amplía una afloración de sólo aguas cálidas desde las capas subsuperficiales. En los períodos de La Niña se observa un aumento de la deriva de Ekman hacia la costa. Esto advecta aguas superficiales desde la zona oceánica, con lo cual tampoco se modifican mayormente las propiedades del agua costera superficial.

- La TSM en la escala interanual, está más controlada por la energía de origen ecuatorial, mientras que la escala estacional está controlada tanto por efectos locales (deriva de Ekman) como por información remota (ondas ecuatoriales). Una conclusión similar fue reportada por Parés-Sierra y O'Brien (1989) para la Corriente de California, un sistema de corriente de borde oriental.
- La dinámica de la zona (22°N a 33°N) esta fuertemente influida por la existencia de giros de mesoescala en aproximado balance geostrófico. Estos fueron observados por tres variables independientes usados en este estudio (hidrografía, mediciones directas de velocidad y anomalías del nivel del mar). Se describe sus características generales tanto en superficie (mediciones directas de velocidad y anomalías del nivel del mar) como en profundidad (hidrografía y mediciones directas de velocidad).
- La poca resolución espacial y temporal impide una descripción concluyente de los mecanismos de generación de giros. Se puede inferir sin embargo que las irregularidades de línea pueden influir en la generación de éstos, coincidiendo con la posición y una cierta dirección preferencial. Es evidente una concordancia entre

la posición preferencial de los giros semi-permanentes con los cambios abruptos de la línea de costa (Punta Eugenia, Bahía Vizcaino y Punta Baja).

- En primavera, los mapas de geostrofia obtenidos a partir de hidrografia muestran un esquema de circulación en la región costera de meandros suaves, aunque los esfuerzos de los vientos son de mayor intensidad. Este período es el inicio de la generación de meandros debido a la interferencia de los frentes de surgencia locales que se mueven hacia fuera de la plataforma uniéndose al flujo profundo. Condiciones similares fueron observadas por Strub and James (2000) en Alta California.
- En verano, la estructura latitudinal inicial de la CC responde a la distribución latitudinal de vientos hacia el ecuador a lo largo de la costa. La CC se mueve fuera de la costa desde primavera a otoño y desarrollando meandros más intensos y giros cerrados. En Alta California mediante estudios de SST y Altimetría Strub y James (2000), observan para estos mismos períodos que los giros que se propagan hacia el oeste contribuyen con un aumento de la energía cinética turbulenta y una transferencia de las propiedades de masas de aguas costeras hacia el océano profundo.
- El análisis de los diagramas Hovmuller para la altimetría, no son concluyentes en cuanto a una clara estacionalidad en la formación y deriva de giros. Esto apunta a

un proceso de inestabilidad como efecto generador de éstos.

- La velocidad de los giros hacia el oeste es consistente con la velocidad de fase de las ondas de Rossby.
- Al comparar las regiones norte y sur (22° a 40°) se observa, que en ambas regiones el esfuerzo del viento favorece los procesos de surgencia durante todo el año. Asimismo, los desplazamientos de los máximos de intensidad del viento son hacia altas latitudes en invierno-primavera, mientras que en verano-otoño son hacia bajas latitudes. El desplazamiento estacional de estos máximos es de  $\sim 6^\circ$  de latitud.
- La distribución vertical de temperatura muestra que la simetrías entre la RN y RS es un proceso principalmente superficial (<100m), donde la RN muestra variaciones estacionales mayores que la RS. La RN esta más influenciadas por factores locales (independiente de la asimetría básica dada por el parámetro de coriolis) como son principalmente la presencia del Golfo de California y la posición del ecuador térmico.
- La distribución vertical de salinidad tiene un marcado comportamiento estacional. Los mínimos salinos actúan como un trazador de la masa de agua de origen ártico y subantártico en la RN y RS, respectivamente. Estas intrusiones de mínima salinidad llegan en ambos casos hacia bajas latitudes.

- La circulación geostrófica muestra también un comportamiento estacional. En los primeros 300 m la corriente circula hacia bajas latitudes asociándose a la Corriente de California en la RN y la Corriente de Humboldt en la RS. Ambas se intensifican en verano, además de estar influenciadas por giros y meandros.
- Las deformaciones de la línea de costa (ejemplo, Punta Eugenia en la RN y Punta Lavapié en la RS), producen giros a través de perturbaciones de la corriente media.
- La contracorriente hacia los polos muestra un comportamiento claramente estacional y está presente en ambos sistemas.
- La contracorriente en la RS aparece con mayor intensidad, especialmente en verano. Es probable que el talud pronunciado y la ausencia de plataforma costera a diferencia de la RN, jueguen un rol importante en el aumento de la CCC.
- La CCC es un fenómeno subsuperficial, excepto en cierto períodos que aflora hacia el superficie. Este afloramiento se observa en la RN en altas latitudes (34°N-36°N) en verano, otoño e invierno. En cambio, en la R sólo se observa en verano.
- Las regiones más activas (surgencia, meandros y giros) se debe principalmente a la combinación de la topografía, forma de la línea de costa y esfuerzo del viento. Las irregularidades de la línea de costa, tanto en la RS y RN son coincidentes con las zonas de mas alta energía cinética.

- En la escala interanual, las imágenes de anomalías de temperatura y nivel del mar, muestran que las señales interanuales se propagan a lo largo del borde oriental, aunque ambas bordean las costas de la RN y RS con diferentes amplitudes. Al igual que con la temperatura (figuras 3.21 y 3.22) es evidente que los eventos de propagaciones (hacia los polos y el reflejo de Ondas de Rossby) llegan antes a la RN, simplemente por estar esta costa más hacia el oeste debido a su inclinación; esto es, la señal alcanza antes a la RN que a la RS.
- En los eventos cálidos, se observa una discontinuidad de las anomalías positivas frente al Istmo de Tehuantepec asociada al enfriamiento producido por las surgencias locales producidas por los vientos intensos que provienen del norte.

## Apéndice A: Método de Madsen.

Las consideraciones que Ekman hizo en la solución de las ecuaciones de movimiento con la fricción presente son: fluido homogéneo, sin gradientes horizontales de presión, océano infinito y finito, viscosidad dinámica, viento estacionario en la superficie que sopla con dirección norte-sur. Sin embargo, la suposición de una viscosidad dinámica constante no resuelve adecuadamente la estructura de la velocidad en la capa de Ekman o espiral de Ekman (Bowden, 1983).

Una alternativa al estudio clásico de Ekman, es el método desarrollado por Madsen (1977), quien considera un océano de profundidad infinita, homogéneo, un campo de viento no-uniforme, y el incremento de la viscosidad dinámica con respecto a la profundidad ( $\nu_T = k|u_*|z$ ), donde  $k=0.4$  (constante de von Kármán) y ( $|u_*| = \sqrt{|\tau_b|/\rho}$ ) es la velocidad friccional del agua.

Las suposiciones anteriores permiten establecer una relación para determinar la longitud de influencia friccional del viento en la superficie del océano o capa de Ekman ( $l$ ), siendo:

$$l = \frac{ku_*}{f} \quad (1)$$

Se simplifica (1) mediante la relación  $u_* = 0.04(\rho_a/\rho)^{1/2}W_{10}$  (Ruggles, 1970), con una razón entre la densidad del aire y del agua de mar  $\rho_a/\rho = 1/840$ , resultando una relación para determinar la profundidad de la capa de Ekman ( $L$ ) en el presente estudio

$$L = \frac{3.66W_{10}}{\text{sen}\phi} \quad (2)$$

donde  $W_{10}$  es el viento medido a 10 metros sobre la superficie oceánica, el seno de la latitud.

La deriva de Ekman se determina mediante la siguiente relación

$$ws = u + iv = \frac{u_*}{k} \left[ \frac{\pi}{2} + i \left( -1.5 + \ln \frac{30L}{ks} \right) \right] \quad (3)$$

donde  $ks$  es la longitud de rugosidad (5 cm).

Las siguientes dos relaciones no se utilizan en este trabajo pero se mencionan para que el lector pueda comparar con el estudio clásico de Ekman. La primera es el ángulo de deriva ( $\sigma$ ), con la deflexión a la derecha en el hemisferio Norte.

$$\sigma = \tan^{-1} \left( \frac{\frac{\pi}{2}}{-1.15 + \ln \left( \frac{30L}{k_s} \right)} \right) \quad (4)$$

El transporte de Ekman ( $q$ ) descrito en esta teoría es idéntico al resultado obtenido por Ekman ( $\mathbf{T}$ ) y el resultado es independiente de la viscosidad dinámica ( $\nu_T$ ).

$$q = \frac{u_*^2}{f} = \mathbf{T} = \frac{\tau_s}{\rho f} \quad (5)$$

## Apéndice B: Dinámica geostrófica.

El movimiento geostrófico es aquel resultado del balance entre la fuerza del gradiente de presión ( $\partial p / \partial x$ ,  $\partial p y / \partial n$ ) en un océano en rotación y la fuerza de Coriolis (Pond y Pickard, 1978). El balance geostrófico se expresa mediante:

$$-f v = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \quad y \quad f u = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (1)$$

El flujo geostrófico se usa frecuentemente para describir flujos en regiones poco afectadas por fricción con el fondo, ya que es un flujo estacionario (sin aceleraciones) mantenido por la fuerza del gradiente de presión (por unidad de masa) actuando en una dirección y la aceleración de Coriolis actuando en la dirección opuesta. El flujo geostrófico representa un movimiento en el sentido de las manecillas del reloj (anticiclónico) alrededor de un centro de alta presión y el movimiento contrario a las manecillas del reloj (ciclónico) asociado a un centro de baja presión en el hemisferio norte.

La relación que permite estimar o conocer un flujo geostrófico a partir de geopotenciales es dado por:

$$u(z) - u(0) = -\frac{1}{f} \left( \frac{\Delta\Phi_B - \Delta\Phi_A}{\Delta y} \right) \quad (2)$$

donde  $u(0)=u(z_0)$  es la velocidad en el nivel de referencia  $z_0$ ,  $\Delta\Phi$  es la anomalía del geopotencial en las estaciones A y B, y  $\Delta y$  es la distancia entre las estaciones. La anomalía geopotencial se expresa mediante

$$\int_{p_0}^p d\Phi = \int_{p_0}^p \alpha dp = \int_{p_0}^p \alpha(35,0, p) dp + \int_{p_0}^p \delta dp = \Phi_{pd} + \Delta\Phi \quad (3)$$

donde  $\alpha$  es el volumen específico dado por  $\alpha = \alpha(35,0, p) + \delta$ ,  $\delta$  es la anomalía de volumen específico,  $\Phi_{pd}$  es el geopotencial estándar en relación al nivel  $p_0$  y  $\Delta\Phi$  es la

anomalía del geopotencial. La ecuación anterior relaciona campos de presión, campos de densidad y campos geopotenciales. El geopotencial  $\Phi$  es una capacidad de realizar trabajo y su superficie es perpendicular a la aceleración de la gravedad en cualquier punto, de aquí que las corrientes geostróficas se estimen a través de las diferencias de anomalía geopotencial con respecto a la profundidad y entre estaciones, conocida como altura dinámica:

$$\Delta D = \frac{1}{10} \int_{p_0}^p \Delta \Phi dp \quad (4)$$

donde  $p$  y  $p_0$  son niveles de referencia (0/500 db).

La altura dinámica (10/500 db) para este trabajo se determinó a partir de los datos hidrográficos con el uso de algoritmos estándar (UNESCO, 1991). El significado físico de la altura dinámica se entiende como la capacidad de realizar trabajo por unidad de masa ( $J kg^{-1}$ ) en el océano (Pond *et al.* 1978) al desplazarse una parcela de agua de la presión  $p_0$  a la  $p$ . Se puede expresar como metros dinámicos (md) con respecto a un nivel de referencia.

Se llega a un campo de altura dinámica o geopotencial para describir la topografía dinámica del océano (10/500 db). La forma de estimar las velocidades geostróficas es mediante el uso de una función corriente  $\Psi(x, y)$ . La cual representa el flujo geostrófico en una cantidad escalar, considera un flujo en dos dimensiones que no diverge (Von-Schiwind, 1980). La función corriente se determina mediante  $\Delta \Phi$  y el parámetro de Coriolis  $f$  y se expresa en términos de transporte por unidad de longitud ( $m^2 s^{-1}$ ):

$$\psi(x, y) = \frac{\Delta \Phi}{f} \quad (5)$$

donde  $f = 2\Omega \text{seno}(\phi)$ ,  $\Omega = 7.29 \times 10^{-5} s^{-1}$  y  $\phi = \text{latitud}$

El campo de velocidad geostrófico  $\Psi(u_g, v_g)$ , expresado en m/s, se determina mediante:

$$u_g = -\frac{\partial \psi}{\partial y} \quad v_g = \frac{\partial \psi}{\partial x} \quad (6)$$

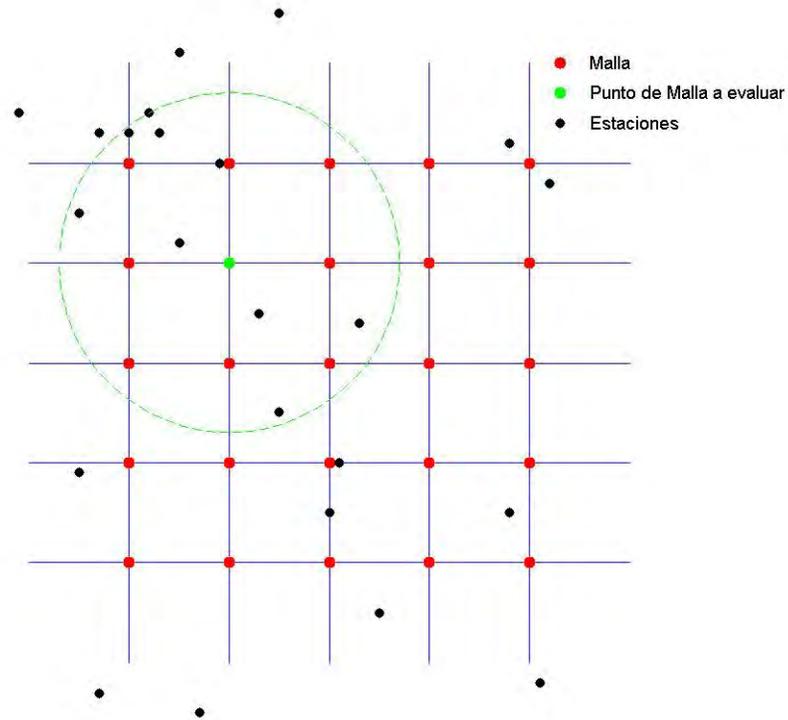
Como comentario final, es importante mencionar que las corrientes estimadas con esta aproximación son relativas a una suposición de un nivel de no-movimiento (500 db) donde las superficies isobáricas son paralelas a las isopotenciales y por tanto no hay movimiento.

### **Apéndice C: Método de Análisis Objetivo**

El proceso de análisis objetivo (OA) es el proceso de interpolación de una distribución de estaciones ubicadas espacialmente en forma irregular a una malla fija. El proceso de filtrado ocurre cuando las estaciones que rodean un punto de malla próximo reciben un peso relativo, basado típicamente entre la distancia del punto irregular al punto de malla. La parte objetiva del método consiste en hacer esta asignación de pesos de tan manera que las diferencias entre los valores interpolados y los observados sean mínimas.

Las estaciones que están lo más cerca posible al punto de malla reciben el peso más grande, mientras que los que están más lejos contribuyen menos al valor total. Pero también por el proceso de minimización del error, datos con mayor variación tienen una influencia menor que datos más constantes. El algoritmo iterativo (<http://www.taygeta.com/objan/node1.html>) para lograr esta minimización supone una forma para el error en las observaciones. Existen varias posibilidades, en este trabajo se asume una forma gaussiana para la distribución del error. De esta manera, el punto de malla no es representativo de una sola estación, sino es un mejor ajuste a todos los datos circundantes. El efecto de considerar varias estaciones conduce a suavizar los datos. El valor final del punto de malla se extenderá en alguna parte entre los valores máximos y mínimos de las estaciones usadas.

En el proceso de análisis objetivo se aplica el esquema de Barnes que consiste en una función de peso gaussiana, en la cual el peso de una estación contribuye al valor total del punto de malla decayendo rápidamente con el aumento de la distancia del punto. Donde los decaimientos de una función gaussiana son infinitos, en la práctica un radio de influencia se elige tal que las estaciones fuera del círculo sobre el punto de malla no están consideradas. La puesta en práctica se requiere que por lo menos 3 estaciones como mínimo estén dentro del radio de influencia para que un valor sea asignado a un punto de malla (ver figura 1).



La figura (1) representa el proceso del análisis de Barnes. Para cada punto de malla, las estaciones dentro del radio de influencia se asignan un valor  $W$  de peso usando la fórmula:

$$W_i = e^{-(d/R)^2} \quad (1)$$

donde  $d$  es la distancia de la estación al punto de malla y  $R$  es el radio de influencia. Después que los pesos están determinados del primer punto de malla, se determina los siguientes:

$$X_g = \frac{\sum W_i X_i}{\sum W_i} \quad (2)$$

Esto es conocido como el primer paso del esquema. Si se desea más de 1 iteración

del esquema (se realizan típicamente 2 pasos), un método conocido como corrección sucesiva. Este método interpola de los nuevos valores de la malla de nuevo a la estación original. La diferencia en interpolación del valor original entonces se utiliza como una corrección al primer valor del punto de malla del paso. Un nuevo parámetro llamado el parámetro de la convergencia (GAMMA) es usado para controlar la cantidad de suavizamiento. Cada paso de la corrección puede ser representado como:

$$X'_g = X_g + \frac{\sum W'_i (X_i - X_a)}{\sum W'_i} \quad (3)$$

donde  $W'$  es el parámetro de corrección de peso:

$$W'_i = e^{-(d/R\Gamma)^2} \quad (4)$$

El parámetro gamma converge entre 0 y 1. Los valores generalmente usados están entre 0.2 y 0.3.

## **Apéndice D: Correlación Espacial de la Climatología de AVHRR ( $TSM_I$ ) e Hidrografía ( $TSM_H$ ) .**

Para cuantificar el grado de correlación entre los mapas climatológicos de la  $TSM_I$  y la  $TSM_H$  se calcularon los coeficientes de correlación tomando los 12 mapas climatológicos de ambos conjuntos de datos, considerando solamente el área limitada por los datos de  $TSM_H$ . Usando la estadística matemática propuesta por Erwin Keeyszig (1976) obtuvo los intervalos de confianzas para los coeficientes de correlación para el caso de una distribución normal bidimensional con un nivel de significancia de 5 % y 12 grados de libertad. La figura 3.18 muestra la región sur, donde el área sombreada con los intervalos de confianzas de los coeficientes de correlación, la alta correlacion mostrada entre la  $TSM_I$  y la  $TSM_H$  permite una validacion cruzada de ambos conjunots de datos. Este resultado, permite considerar las imágenes de  $TSM_I$  como un buen complemento para resolver la falta de datos hidrográficos en la región mas oceánicas

## Apéndice E: Funciones Empíricas Ortogonales Extendidas (FEOEs)

En el análisis de Funciones Empíricas ortogonales (FEOS), básicamente se define un número pequeñas funciones, las cuales explican gran cantidad de la varianza contenida en un juego de datos de cualquier campo geofísico. A diferencia de otras representaciones ortogonales (Análisis de Fourier, etc) estas funciones no necesitan que las variables a analizar tenga una forma predeterminada, sino más bien, depende de la interrelación de los datos que van a ser analizados, como en el caso de la TSM, la cual no tiene una forma analítica conocida.

Cuando se desean analizar las características de propagación, el análisis tradicional es insuficiente debido a que solo puede mostrar características estacionarias, a menos que se haga una combinación de las mismas funciones (Lau y Chan, 1985). La técnica de las FEOs, es una variación del análisis tradicional, en donde se analiza en forma secuencial la varianza espacial de una serie de eventos desfasados en el tiempo. Esta técnica es muy útil para sintetizar una gran cantidad de información ordenada en forma secuencial. En este estudio se tiene a la TSM como campo geofísico ordenada en forma vectorial, en donde cada vector representa la información de un mes (o bimestre), y la que definimos por

$$T(i,t), \quad i=1,2,\dots, NP \quad \text{y} \quad t=1,2,\dots, NT \quad (1)$$

Donde NP denota el numero de puntos espaciales (elementos del vector) y NT el numero de eventos temporales. Construimos una serie de “vectores extendidos” en el tiempo  $T_{ex}$  y desfasados en si  $\tau$  eventos (desfase unitario), cuya longitud será de  $NP \cdot J$ , donde J es el numero de eventos que lo forman (desfase temporal). El valor de J se asigna tomando en cuenta el periodo del fenómeno físico involucrado en los datos.

$$T_{ex}(t, t+\tau, \dots, t+(J-1)\tau) = \{[T_{i(t)}], [T_{i(t+\tau)}], \dots, [T_{i(t+J\tau)}]\} \quad (2)$$

Como lo indica la ecuación anterior, el vector extendido  $T_{ex}$  está formado por J

eventos temporales, donde  $T_{i(t)}$  es el evento inicial de la serie (primer mes o bimestre). La serie original se ordena de acuerdo al número de  $T_{ex}$  formados, como se muestra en el esquema siguiente,

$$\begin{array}{lll}
 \text{Desfase 0} & nt=1 & [1], [2],[3],\dots\dots\dots[J] \\
 \text{Desfase 1} & nt=2 & [2], [3],[4],\dots\dots\dots[J+1] \\
 \text{Desfase 2} & nt=3 & [3], [4],[5],\dots\dots\dots[J+2] \\
 & & \dots\dots\dots \\
 \text{Desfase } nt-1 & nt & [(NT-J)+1],,\dots\dots\dots[NT] \quad (3)
 \end{array}$$

En el esquema anterior los números en corchetes representan el número de eventos (vector o matriz mensual o bimensual), y  $nt$  es el número de vectores extendidos formados con los datos. El primer renglón o primer vector extendido contiene la información de los primeros  $J$  eventos, y representa al desfase cero, en el siguiente renglón la información esta ordenada a partir del evento 2 finalizado en el evento  $J+1$  representando al desfase 1, y así sucesivamente hasta completar el arreglo con toda la serie original ( $NT$ ). El análisis de las funciones empíricas ortogonales extendidas, hace que cada aigenfunción sea representada por  $J$  patrones espaciales desfasados en el tiempo. Con el método tradicional el análisis se lleva a cabo una sola vez para toda la serie de datos, obteniendo un solo patrón espacial para cada eigenfunción.

Para aplicar la metodología, los vectores extendidos se ordenan de la forma siguiente:

$$T_{ex(i,j)}^* = \begin{bmatrix} T_{1,1} & T_{1,2} & T_{1,3} & \cdot & \cdot & \cdot & T_{1,nt} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ T_{NP,1} & T_{NP,2} & T_{NP,3} & \cdot & \cdot & \cdot & T_{NP,nt} \\ T_{1,2} & T_{1,3} & T_{1,4} & \cdot & \cdot & \cdot & T_{1,nt+1} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ T_{NP,2} & T_{NP,3} & T_{NP,4} & \cdot & \cdot & \cdot & T_{NP,nt+1} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ T_{1,J} & T_{1,J+1} & T_{1,J+2} & \cdot & \cdot & \cdot & T_{1,NT} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ T_{NP,J} & T_{NP,J+1} & T_{NP,J+2} & \cdot & \cdot & \cdot & T_{NP,NT} \end{bmatrix} \quad (4)$$

donde  $i$  es la posición y  $j$  es el numero de evento. Esta matriz  $T_{ex(i,i)}^*$  tiene dimensiones de  $NP(J,nt+)$ . Utilizando la descomposición en funciones ortogonales, los datos pueden ser representados como la suma de los productos de las amplitudes variando en el tiempo  $A_{n(t)}$  con sus eigenfunciones espaciales asociadas  $Z_{ex(n)}$ :

$$T_{ex}(t, t + \tau, \dots, t + J\tau) = \sum_{n=1}^{nt} A_{n(t)} Z_{ex,n}(0, \tau, 2\tau, \dots, (J-1)\tau) \quad (5)$$

$A_{n(t)}$  es llamada también la matriz de coeficientes temporales o componentes principales y

$$\Gamma_{i,j} Z_{ex} = \lambda Z_{ex} \quad (6)$$

donde  $\Gamma_{i,j}$  es la matriz de covarianzas desfasadas y  $\lambda$  su eigenvalor. La matriz  $\Gamma_{i,j}$  esta definida como:

$$\Gamma_{i,j} = \langle T_{ex,i(nt)} \cdot T_{ex,j(nt)} \rangle \equiv \frac{1}{NP * J} \sum_{k=1}^{nt} T_{ex,i,k} \cdot T_{ex,j,k} \quad \text{donde } i,j = 1, 2, \dots, NP * J \quad (7)$$

El paréntesis angular indica un promedio en el dominio del tiempo ( $nt$ ). La matriz de covarianzas desfasadas  $\Gamma$  es una matriz simétrica definida positiva, la suma de los valores de la diagonal principal (la traza de  $\Gamma$ ) representa la varianza total contenida en los datos de la matriz extendida. Asimismo el mas alto porcentaje de la varianza esta representado por los primeros eigenvalores ( $\lambda_n$ ) y sus correspondientes eigenfunciones ( $Z_{ex(n)}$ ). La

distribución espacial de la varianza expresada por los  $Z_{ex(n)}$  puede ser determinada trazando contornos de ellos en el espacio formado por NP para un desfase en tiempo. La varianza representada por la n-ésima función, está relacionada con el eigenvalor ( $\lambda_n$ ) de la matriz de covarianzas por la siguiente expresión

$$\sigma_n = \frac{\lambda_n}{\sum_m \lambda_m} \quad (8)$$

## BIBLIOGRAFIA

Auad, G., A. Parés-Sierra y G. K. Vallis, 1991. Circulation and energetic of a model of the California Current System. *Journal of Physical Oceanography*, 21, 1334-1552.

Bakun, A. y C. S. Nelson. 1991. The seasonal cycle of wind stress curl in sub-tropical eastern boundary current regions. *Journal of Physical Oceanography*, 21, 1815-1834,

Batteen, M. L. 1997. Wind-forced modeling studies of currents, meanders and eddies in the California Current System. *Journal of Geophysical Research*, 102(C1)-985:1010.

Batteen, M. L., R. L. Haney, T. A. Tielking y P. G. Renaud. 1989. A numerical study of wind forcing of eddies and jets in the California Current System. *Journal of Marine Research* 47, 493-523.

Beardsley, R., C. Dorman, A. Frieche, K. Rosenfeld, y C. Winnant. 1987. Local Atmospheric during the Coastal Ocean Dynamical Experiment. A description of the marine boundary layer and atmospheric conditions over a northern California upwelling region. *Journal of Geophysical Research*, 92, 1647-1488

Bernal, P. A., F. L. Robles y O. Rojas, 1982. Variabilidad física y Biológica en la región meridional del sistema de corrientes Chile-Peru . *Monografía Biología*, 2,75-102.

Bernstein, R. L. Sea Surface estimations using the NOAA6 satellite Advance Very High Resolution Radiometer. *Journal of Geophysical Research*, 82Ñ9455, 1982.

Blanco, J. L., A. C. Thomas, M. E. Carr y T. Strub, 2001. Seasonal Climatology of hydrographic conditions in the upwelling region off northern Chile. *Journal of Geophysical Research*, 186:11451-11467

Blanco J. L., M. E Carr, A. C. Thomas y T. Strub, 2002. Hydrographic conditions off northern Chile during the 1996-1998 La Niña and El Niño events. *Journal of Geophysical Research*,, 107, 10.1029/2001JC001002,

Bowden, K. F.,1983. Physical oceanography of coastal waters. Ellis Horwood Ed. 302 pp.

Bretherton, F. P., R. E. David y C. B. Fandry, 1976. A technique for objective analysis and desig of oceanographic experiments applied to MODE-73, *Deep Sea Research, Part I*, 23, 559-582.

Candela, J., R. C. Beardsley y R. Limeburner, 1992. Separation of tidal and subtidal currents in ship-mounted acoustic Doppler current profiler observations, *Journal of Geophysical Research*, 97, 769-788

Carvajal, B., 1994. Transporte y turbulencia y su incidencia en el reclutamiento de la anchoveta (*Engraulis ringers*) en la Zona Norte de Chile (20°S). Tesis Biólogo Pesquero, Universidad Arturo Prat. Iquique, Chile.,

Case K. S. y P. Cornillon, 1999. A comparison of satellite and in situ-based sea surface temperature climatologist. *Journal Climate*, 12, 1848-1863.

Chelton, D. B., 1982. Large-scale response of the California Current to forcing by the wind stress curl. *CalCOFI Rep.* Vol. 23, 130-184.

Chereskin, T. K., M. D. Levine, A. J. Harding, y L. A. Regier, 1989. Observations of near-inertial waves in acoustic Doppler current profiler measurements made during MILDEX, *Journal of Geophysical Research*, 94, 8135-8145.

Chereskin, T. K., y M. Trunnell, 1996. Correlation scales, objective mapping, and absolute geostrophic flow in the California Current. *Journal of Geophysical Research*, 101, 22,619-22,629.

Clarke A. 1992. Low frequency reflection from a Nonmeridional Eastern Ocean Boundary and the Use of Coastal Sea Level to Monitor Pacific Equatorial Kelvin Waves. *Journal of Geophysical Research*, 22,2,163-183.

Ducet N. y P.Y. Le Traon, 2000. Global high-resolution mapping of ocean circulation from TOPX/Poseidon and ERS-1 and 2. *Journal of Geophysical Research*, 105,477-498.

Durazo R y T. R. Baumgartner, 2002. Evolution of oceanographic conditions off Baja California: 1997-1999. *Progress in Oceanography*, 54,7-31.

Enfield, D., 1976. Oceanography of the region north of equatorial front, physical aspect. *FAO FISH REP.* 1985, PP. 299-334.

ERS-1,2 scatterometer wind stress data were obtained from Département d'Océanographie Spatiale, IFREMER, France.

Figuroa-González, J.C., 2002. Circulación superficial considerando geostrofia y la deriva de Ekman, entre Ensenada, B. C. y San Carlos, B. C. S., durante 1999. *Tesis de Liceanciatura en Oceanología* . FCM-UABC. 60 pp.

Firing, E., J. Ranada y P. Caldwell, 1995. Processing ADCP data with CODAS software system versión 3.1, *User's Manual*.

Flores-Morales, A. L., 2004. Factores que modulan la temperatura superficial en el Pacífico Mexicano. *Tesis de Mastría Oceanografía Física*, CICESE, Ensenada-BC. 63 pp.

Fritz, S. 1951. Solar radiant energy and its modification by the earth and its atmosphere, in *Compendium of Meteorology*, *Am. Meteorol. Soc.*, Boston, 13-33.

Fuenzalida, R. 1992. Proceso de surgencia en la región norte de Chile, latitudes 20°30'S-21°45'S. *Investigaciones Científica y Tecnología*. Serie Ciencias Mararinas, 2, 79-103.

Kreyszig Erwin, *Estadística Matemática*, Editorial Limusa, S. A., 1973

García, C. J., R. A. Durazo, M. T. Baumgartner y E. R. Lavaniegos, 1999. Hidrografía en la zona sureña de la Corriente de California, Campaña IMECOCAL 9901. B/O Francisco de Ulloa. 14/01 - 31/01 de 1999. Informe Técnico. Departamento de Ecología, CICESE. 126 pp.

Gill E. A., 1982. Atmosphere-Ocean Dynamics. *International Geophysics series*, 30, 421-428.

Gill A. E., 1982. Atmosphere-Ocean Dynamics, *International Geophysics Series*, 30, 403.

Guillen O. y R Calienes, 1981 Upwelling off Chimbote. In Coastal Upwelling, F. A. Richards, ed. *American Geophysical Union*, Washington, D.C., pp 312-326.

Haidvogel, D. B., A. Beckman y K. S. Hedstrom, 1991. Dynamic simulation of filament formation and evolution in the coastal transition zone. *Journal of Geophysical Research*, 96, 15,017-15,040.

Halliwel, G., R. G. Williams, K. Viera y C. N. K. Mooers, 1983. Ocean currents. In: Godshall, F. A. and R. G. Williams. (Ed) A climatology and oceanographic analysis of the California Pacific outer Continental shelf region. NOAA and U.S. Department of the Interior AA551-IA9-2, 1182 PP.

Halpern, D., W. Knauss, O. Brown y F. Wentz, 1992. An atlas of monthly mean distributions of SSMI surface wind speed, Argos bouy drift, AVHRR/2 sea surface temperature, and ECMWF surface wind components during 1989, *JPL Publ. 92-17*, 112pp., Jet Propul. Lab., Pasadena, Calif.

Hickey, B. M., 1979. The California Current System, hypotheses and facts. *Progress in Oceanography*, 191-279.

Hormazabal S., G. Shaffer, J. Letelier y O. Ulloa Local and remote forcing of sea surface temperature in the coastal upwelling system off Chile. *Journal of Geophysical Research*, Accepted on March 2001.

Huyer, A., R. L. Smith y T. Paluszkiwicz, 1987. Coastal upwelling off Peru during normal

and El Niño Times. *Journal of Geophysical Research*, **92**, 14297-14307.

Huyer, A., M. Knoll, T. Paluszkiwicz y R. L. Smith, 1991. The Peru Undercurrent: a study in variability. *Deep-Sea Research*, 38 (suppl. 1), S247-S271.

Ikeda, M. y W. J. Emery, 1984a. Satellite observations and modeling of meanders in the California Current system off Oregon and northern California. *Journal of Physical Oceanography*, 14, 1434-1450.

Ikeda, M., W. J. Emery y L. A. Mysak, 1984b. Seasonal variability in meanders of the California current system off Vancouver IANMnd. *Journal of Geophysical Research*, 89, 3487-3505.

Madsen, O. S, 1977. A realistic model of wind-induced Ekman boundary layer. *Journal of Physical Oceanography*, 7:248-255.

McCreary J., Y. Fukamachi y P. Lu, 1992. A non-linear mechanism for maintaining coastally trapped eastern boundary currents. *Journal of Geophysical Research*, 97:5677-5692.

Montecinos, A., 1991. El efecto del fenómeno de El Niño en los vientos favorables a la surgencia costera. *Oceanographer thesis*, Universidad Católica de Valparaíso, Chile.

Lau, K. y P. A. Chan, 1985. Aspecto of the 40-50day oscillation during the Northern winter as interfered from outgoing long wave radiations. *Monthly Weather Review* 114: 1354-1367.

Le Traon, P. Y. y F. Ogor, 1998. ERS 1-2 orbit improvement using TOPEX/Poseidon: The 2 cm challenge, *Journal of Geophysical Research*, 103, 8045-8057.

Levitus, S. y R. Gelfeld, 1992. NODC inventory of physical oceanographic profiles. Key Oceanogr. Rec. Doc. 18. National Oceanographic Data Center, Washington, D. C.

Lynn, R. J. y J. J. Simpson, 1987. The California Current system: The seasonal variability of its physical characteristics, *Journal of Geophysical Research*, 92,12,947-12,966.

López Marical, M. y A. J. Clarke, 1993. On the influence of wind-stress curl on low-frequency shelf water flow. *Journal of Physical Oceanography*, 23, 2 717-2 727.

Parés-Sierra A. y J. J. O'Brien, 1989. The seasonal and interannual variability of the California Current System: A numerical model. *Journal of Geophysical Research*, 94, 3159-3180.

Parés-Sierra A., I. M. Inoue y J. J. O'Brien, 1985. Estimates of Oceanic Horizontal Heat Transport in the Tropical Pacific. *Journal of Geophysical Research*, 90:3293-3303.

Parés-Sierra, A., W. B. White y C. K. Tai, 1993. Wind-driven coastal generation of annual mesoscale eddy activity in the California Current System: A numerical model. *Journal of Physical Oceanography* 23, 1110-1121.

Pizarro, O., S. Hormazabal, A. González y E. Yañez, 1994. Variabilidad del viento, nivel del mar y temperatura en la costa norte de Chile. *Invest. Mar.*, Valparaíso, 22: 85-101.

Pizarro, O., 1999. Low frequency fluctuations in the Eastern Boundary Current off South America: Remote and local forcing. ISSN 140-3813. Distribution: Earth Sciences Centre, Göteborg, Sweden.

Pond, S. y G. L. Pickard., 1978. Introductory dynamic oceanography. *Pergamon Press*. 241.

Richards, F. A., 1981. ed. *Coastal Upwelling*. American Geophysical Union, Washington, D.C.

Rojas de Mendiola, B., 1981. Seasonal phytoplankton distributions along the Peruvian coast. In *Coastal Upwelling*, F.A. Richards, ed. American Geophysical Union, Washington, D.C., pp. 348-356.

Roden, G. I., 1971. Aspects of the transition zone in the Northeastern Pacific. *Journal of Geophysical Research*, 76, 3462-3475.

Robles, F., 1979. Water masses and circulation in the SE Pacific and El Niño event. Ph D. Thesis, University of Wales, United Kingdom

Ruggles, K. W., 1970. The vertical mean wind profile over the ocean in light to moderate winds. *Jr. Appl. Meteor.*, 9, 389-395.

Shaffer G., O. Pizarro, L. Djurfeldt, S. Salinas y J. Rutllant, 1997. Circulation and low frequency variability near the Chile coast: Remotely-forced fluctuations during the 1991-1992 El Niño. *Journal of Physical Oceanography*, 27, 217-235.

Shaffer G., S. Hormazabal, O. Pizarro y S. Salinas, 1999. Seasonal and interannual variability of winds, current and temperature near the coast of Chile. *Journal of Geophysical Research*, (Submitted).

- Silva, N. y H. A. Sievers, 1981. Masas de agua y circulación en la región de la rama costera de la Corriente de Humboldt. Latitudes 18-33S (Operación Oceanográfica MARCHILE XERFEN I). *Ciencia. Tec. Mar, CONA*, 5, 5-20
- Schwerdtfeger, W., 1976. Climates of Central and South America. *In World Survey of Climatology*, Vol. 12, W. Schwerdtfeger, ed. Elsevier, Amsterdam.
- Soto-Mardones L., A. Parés-Sierra, J. García, R. Durazo y S. Hormazabal. 2003, Analysis of the mesoscale structure in the IMECOCAL region (off Baja California) from Hydrographic, ADCP and Altimetry Data, *Deep Sea Research II*.
- Strub, P. T., P. M. Kosro, A. Huyer y CTZ Collaborators, 1991. The nature of the cold filaments in the California Current System. *Journal of Geophysical Research*, 96, 14,743-14,768.
- Strub, P. T. y C. James, 2000. Altimeter-derived variability of surface velocities in the California Current System: 2. Seasonal circulation and eddy statistics. *Deep Sea Research, II*, Part II, 47, 831-870.
- Strub, P. T., J. M. Mesías y C. James, 1995. Altimeter observations of the Perú-Chile countercurrent, *Geophysical Research Letter*, 22, 211-214.
- Strub, P. T., J. Mesías, V. Montecinos, J. Rutllant and S. Salinas 1998. Coastal ocean circulation off Western South America. *The sea*, Volume 11, ISBN 0-471-11545.
- UNESCO, 1991. Processing of oceanographic station data. JPOTS editorial panel. Paris, Francia, 138 pp.
- Von-Schwind, J. J., 1980. Geophysical fluid dynamics for Oceanographers. *Prentice-Hall*. 307 pp.
- Walstad, L. J. y J. S. Allen, P. M. Kosro y A. Huyer, 1991. Dynamics of the coastal transition zone through data assimilation studies, *Journal of Geophysical Research*, 96, 14,959-14,977.
- Weare, B. C., P. T. Strub y M. D. Samuel, 1980. Marine climates atlas of the tropical Pacific Ocean, *Contrib. in Atmosf. Sci.*, 20, 147 pp., Univ. of Calif., Davis.
- Wyrtki K., 1996. Oceanography of the eastern Equatorial Pacific Ocean. *Oceanogr. Mar. Biol. Annu Rev.*, 4, 33-68.
- Wyllie, J. G., 1996. Geostrophic flow of the California Current at the surface and 200 m. *Calf. Coop. Oceanic. Fish. Invest. Atlas 4*.

