



Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología

Universidad Nacional Autónoma de México



Condiciones superficiales promedio de las surgencias costeras del Pacífico de la Península de Baja California y efecto del ENOS durante el periodo de 1997 al 2003, analizados a través de sensores remotos

TESIS

que para obtener el grado académico de
Maestro en Ciencias del Mar
(Oceanografía Biológica)

p r e s e n t a

Biól. Jorge Arturo Castro Sánchez

Director: Dr. Raúl Aguirre Gómez

Comité tutorial:

Dr. David Alberto Salas de León
Dra. María Adela Monreal Gómez
Dr. Gilberto Gaxiola Castro
Dr. Virgilio Arenas Fuentes

México 2007



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



Agradecimientos

David Alberto Salas de León
Raúl Aguirre Gómez
Adela Monreal Gómez
Gilberto Gaxiola Castro
Ignacio Palomar Morales
Habacuc Velasco Mendoza
Sandra Mata Castro
Edith de la Cruz Salas

Agradezco a la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), al Instituto de Ciencias del Mar y Limnología (ICML-UNAM) y al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) las facilidades y la beca otorgada para la realización de esta maestría.

Creditos

La información del radar QuickSCAT provino del Airsea/JPL/NASA por cortesía de W. Timothy Liu y Wenqing Tang. De SeaWIFS de School of Marine Sciences, University of Maine por cortesía del Dr. Andrew Thomas y la información restante del programa U.S. GLOBEC NEP, a través de Oregon State University.



CONACYT



ICML

Contenido

Resumen	6
Abstract	8
Introducción	10
Antecedentes	16
El ENOS y la ODPN en la costa del Pacífico de Norteamérica	16
Condiciones oceanográficas durante el año de 1997 al 2003	21
Área de Estudio	28
Métodos	38
Resultados	46
Condiciones Anuales Promedio	47
Vientos	47
Índice de surgencias costeras de Bakun	50
Capa de Ekman	56
Superficie de la isoterma de 15°C	58
Nivel del mar	61
Clorofila <i>a</i>	64

Variación interanual	68
Índice de surgencias costeras de Bakun	68
Superficie de la isoterma de 15°C	70
Anomalía de la temperatura superficial del mar	71
Contracorriente de California	74
Nivel del mar	77
Clorofila <i>a</i>	78
Discusión	80
Condiciones Anuales promedio	80
Variación interanual	87
Conclusiones	90
Referencias	94
Abreviaturas	106
Apéndice I	108

Resumen

Se estudia la variación estacional de las surgencias costeras del Pacífico de la Península de Baja California (PBC) y su variación interanual, relacionada con las condiciones de El Niño/Oscilación del Sur (ENOS) de 1997 a 2003, con información de sensores remotos (satélites). La variación estacional se analiza en términos del forzamiento del viento (ISB Índice de Surgencias de Bakun y el espesor de la Capa de Ekman), de la temperatura superficial del mar (TSM, área de las aguas menor e igual a 15 °C), de la altura del nivel del mar (anomalía con respecto al geoide) y de la clorofila *a*, (concentración y biomasa). La Variación interanual se cuantifica a través de las anomalías de los factores antes mencionados, calculada como la diferencia entre el valor actual y el promedio de las series de tiempo disponibles, en relación a las condiciones del ENOS definidas por el Índice de Oscilación del Sur (IOS). Los vientos a lo largo de la PBC soplaron preponderantemente del NW con una velocidad promedio paralela a la costa de $5.7 \pm 2.7 \text{ m s}^{-1}$, siendo favorables a las surgencias durante todo el año, pero con una clara tendencia bimodal. El análisis de componentes principales, modo Q (ACP-Q), del ISB definió tres regiones a lo largo de la costa, cuyas fronteras se situaron en Punta San Antonio (PSA) y Punta San Hipólito. La estación de surgencias, definida por la presencia de la isoterma de 15°C, se produjo a partir de la última semana de enero a la primera semana de julio y fue máxima en la segunda quincena de abril y transportó cerca de $110 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ por 100 m de línea de costa. En los eventos más intensos, la isoterma de 15°C se extendió hasta una distancia aproximada de 150 km mar adentro. El espesor de la Capa de Ekman promedio anual fue de $37.7 \pm 14 \text{ m}$ y cercana a los 45 m durante la estación de surgencias; de lo que se deduce que estos afloramientos arrastran Agua de la Masa Subártica, mientras que el resto del año Agua Tropical Superficial y posiblemente cuando los vientos son muy intensos Agua Subtropical Subsuperficial. La concentración y biomasa promedios de clorofila

a, fue de 0.75 mg m^{-3} y $1.81 \pm 1.6 \times 10^{12} \text{ mg m}^{-3}$, respectivamente. Los valores más altos se observaron durante el mes de abril (1.8 mg m^{-3} y $4.2 \times 10^{12} \text{ mg m}^{-3}$), coincidentes con la mayor área de la isoterma de 15°C y fueron altas cerca de la costa y se redujeron asintóticamente hacia mar adentro. Al norte de PSA la concentración y biomasa de la Clorofila *a*, a lo largo del año, estuvieron en fase con el ISB, mientras que al sur, el ISB cayó antes que lo hiciera la clorofila *a*, lo que sugiere que al norte de PSA las surgencias son preponderantemente tipo Ekman y que al sur puedan existir mecanismos adicionales de enriquecimiento. El nivel del mar tuvo dos modos de oscilación, uno costa-océano y otro a lo largo de la costa. El primero tuvo un gradiente de 22 cm y la línea nodal se localizó a ~ 150 km de la costa, mientras que el segundo fue de 6.5 cm. El menor nivel en ambos se produjo de marzo a julio y el más alto de agosto a febrero. Debido a la coincidencia temporal y espacial de descenso de nivel del mar con la presencia agua frías e intensas surgencias y ascenso del nivel del mar con las condiciones opuestas; permite suponer la existencia de una contribución termostérica importante al nivel del mar. Los resultados obtenidos del análisis de la variación interanual, mostraron que la hipótesis general de que El Niño induce una baja productividad primaria y La Niña una alta, solo es parcialmente aplicable a los eventos intensos, mientras que en los eventos suaves a moderados no lo es, debido a que la respuesta fue variable entre eventos y regiones. Lo que respalda la idea de que el ENOS es modulado por otras oscilaciones interanuales que al estar en fase pueden producir una respuesta más concreta; mientras que al no estarlo, la respuesta es más compleja y variable. Durante El Niño intenso de 1997-98, la respuesta de los factores estudiados fue coherente, al observarse fuertes anomalías positivas de la TSM y del nivel del mar y ausencia casi total de la isoterma de 15°C y disminución de la concentración y la biomasa de Clorofila *a*; adicionalmente se observó una corriente anómala que desplazó las aguas costeras hacia mar adentro, con mayor contenido de clorofila *a*, al norte de PSA. Durante La Niña de 1998-2002 la respuesta fue la opuesta, pero variable en intensidad de un año al siguiente. Mientras que durante las condiciones de El Niño débil de 2002-03, no obstante que el comportamiento de las variables físicas, fue semejante al de 1997-98 aunque de menor intensidad; la concentración y la biomasa de la clorofila *a*, fueron tan altas como lo fueron en las condiciones de La Niña. Adicionalmente no se observó ninguna corriente anómala.

Abstract

A study is presented on the seasonal variation of coastal upwelling in the Pacific side of Baja California Peninsula (BCP), along with its interannual variation, related to ENSO conditions from 1997 to 2003, using satellite information. Seasonal variation is analyzed in terms of wind forcing (BUI, Bakun's upwelling Index and Ekman's layer width), Sea Surface Temperature (with regions smaller or equal to 15 °C), Sea Surface Height (anomaly with respect to geoid) and chlorophyll *a* (Concentration and biomass). The Interannual variation is quantified through anomalies of the previous parameters, and calculated as the difference between the factual value and the average of the available time series, related to ENOS conditions as defined by the Southern Oscillation Index (SOI). Wind velocity along the BCP mainly blow from NW had an average value, parallel to the coast of $5.7 \pm 2.7 \text{ m s}^{-1}$, allowing upwelling during the year, but clearly bimodal. The Principal Component Analysis-Q of BUI defined three regions along the coast, with borders located at Punta San Antonio (PSA) and Punta San Hipólito. Upwelling season, determined by the presence of the 15 °C isotherm, occurred from the last week of January to the first week of July, reaching a maximum at the final half of April, transporting around $110 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ each 100 m from the coastline. The 15 °C isotherm was extended up to 150 km in the open sea during the more intense events. The average of the annual Ekman's layer width was $37.7 \pm 14 \text{ m}$ and close to the 45 m depth during the upwelling season. From this, it can be deduced that this upwelling carries Subarctic Mass Waters, whilst the rest of the year carries Superficial Tropical Waters and, possibly, when winds are very intense, Subsuperficial Subtropical Waters. Averaged chlorophyll *a* both concentration and biomass was 0.75 mg m^{-3} y $1.81 \pm 1.6 \times 10^{12} \text{ mg m}^{-3}$, respectively. Highest values were observed during

April (1.8 mg m^{-3} y $4.2 \times 10^{12} \text{ mg m}^{-3}$), which coincided with the highest area occupied by the $15 \text{ }^\circ\text{C}$ isotherm, being high close to the coast, asymptotically decreasing offshore. In the north of PSA concentration and biomass of Chlorophyll *a*, during the year, were in phase with the BUI, whilst in the south of PSA, BUI decreased before chlorophyll *a*. This suggests that in the north of PSA upwellings are, predominantly, Ekman-like, while in the south may exist additional mechanism of enrichment. Sea level had two modes of oscillation, one coast-ocean and the other along the coast. The first case, had a gradient of 22 cm and its nodal line was located at ~ 150 km from the coast, but in the second case it was of only 6.5 cm. The lowest level in both cases occurred from March to July and the highest from August to February. Due to the temporal and spatial coincidence of the decrement of sea level with the presence of cold water, strong upwelling and the rise of the sea level with the opposite conditions, suggest the existence of an important thermosteric contribution to the sea level. Results from interannual variation analysis showed that the general hypothesis that El Niño promotes a low primary production while La Niña a high one, is only partially applicable to intense events but in the case of smooth to moderate events it does not apply, because of the response varied between events and regions. This fact supports the idea that ENOS is modulated by other in-phase interannual oscillations that can produce a more specific response; and if they are out of phase the response is complicated and variable. During the strong El Niño event 1997-98, the response of the studied factors was logical as strong positive anomalies of the SST and the sea level and an almost absence of the $15 \text{ }^\circ\text{C}$ isotherm and a decrement on the concentration and biomass of chlorophyll *a* were observed; additionally, it was observed an anomalous current displacing coastal waters towards the open sea, with a higher amount of chlorophyll *a* at the north of PSA. During La Niña 1998-2002 the response was the opposite, but variable regarding the intensity from one year to the next. Conditions of the weak El Niño 2002-2003, despite of the similarity of physical variables with those of 1997-1998 although less intense, the concentration and biomass of chlorophyll *a*, were as high as they were in La Niña conditions. Even more non-anomalous currents were observed.

Introducción

Las corrientes marinas de frontera Este, como lo es el Sistema de la Corriente de California (SCC) y los Sistemas de la Corriente de Humboldt, de Benguela y de las Islas Canarias, físicamente se caracterizan por la presencia de vientos que soplan paralelos a la costa y por una corriente costera suave y amplia, dirigidos ambos al ecuador y por una contracorriente costera, angosta en dirección polar. En el SCC estas corrientes corresponden a la Corriente de California (CC) y a la Contracorriente de California (CcC), respectivamente.

Biológicamente constituyen ecosistemas marinos altamente productivos que sostienen altas biomásas de plancton y peces (principalmente sardina y anchoveta), así como, las principales poblaciones de aves y mamíferos marinos del mundo (Ryther 1969). No obstante que, en conjunto representan una milésima parte de la superficie total de los océanos, en ellos se capturan más del 50% de los volúmenes de la pesca mundial (Ryther 1969, Cushing 1978). Desde el punto de vista biogeoquímico, representan sitios de acumulación de materia orgánica, conocidos como "sumideros de carbono", cuyos efectos tienen implicaciones importantes en el ciclo global del carbono y por lo tanto del clima de la Tierra (Summerhayes *et al.* 1995), de ahí la importancia de su estudio.

A finales de los años 1960's se estableció que su alta productividad biológica se sustenta en que son zonas donde se generan transportes verticales de ascenso de aguas ricas en nutrientes cerca de la costa, denominados surgencias costeras, inducidas por el forzamiento del viento. En años posteriores se reconoció que estos ecosistemas se caracterizan también, por tener una relativa baja riqueza de especies y por mantener cadenas tróficas cortas; por lo que la variación en la intensidad, dirección y permanencia de los vientos, se refleja rápidamente en la intensidad de las surgencias y a su vez en la productividad primaria y en la de los demás niveles tróficos (Cushing 1978, Bakun y Nelson 1976); pudiendo por tanto, representar sitios en los que se "registra" en los sedimentos la historia climática del planeta, a través de la acumulación de material biogénico.

Bernal (1980), Bernal y McGowan (1981) y Chelton (1981, 1982) al estudiar la parte central y norte del SCC (al norte de Punta San Antonio), hicieron un planteamiento diferente al sugerir que la advección de nutrientes de latitudes mayores a través de la CC y la generación de afloramientos mar adentro, inducidos por el cizallamiento entre la CC y la CcC podrían tener una importancia mayor que las surgencias costeras sobre la productividad biológica. Los mismos autores mostraron evidencias de que la variabilidad interanual del zooplancton es resultado de las variaciones en la advección y propusieron que si bien las surgencias costeras son un proceso de indudable contribución, pueden tener más bien una importancia secundaria en la variabilidad biológica.

Chelton *et al.* (1982) propusieron también, que al estar relacionada la variabilidad del SCC con el campo de vientos en la escala de la cuenca del Pacífico norte y éstos al tener una correlación significativa con la ocurrencia del

fenómeno de El Niño, éste podría tener un papel primordial sobre la variación interanual de la productividad biológica del SCC. Adicionalmente señalaron que, sin embargo, resultaría razonable que algunos aspectos secundarios de la variabilidad de las características físicas del SCC pudieran relacionarse con el forzamiento de los vientos de escala local, por lo que tanto la advección como las surgencias, pueden tener implicaciones ecológicas muy importantes.

Este punto de vista es particularmente atractivo en el marco del conocimiento de la dinámica del clima global y en particular del fenómeno El Niño/Oscilación del Sur (ENOS) y de otras oscilaciones climáticas de escala interanual mayor, como la Oscilación Decadal del Pacífico Norte (ODPN).

El efecto que tiene El Niño sobre el SCC a penas comienza a conocerse (Lavaniegos *et al.* 2002), sin embargo, los resultados principalmente de los programas California Cooperative Oceanic Fisheries Investigation (CalCOFI), U.S. Global Ocean Ecosystem Dynamics NE Pacific (U.S. GLOBEC NEP) e Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California (IMECOCAL) en este contexto y publicados por diversos autores (e.g. Schwing *et al.* 1997, Lynn *et al.* 1998, Lluch Cota *et al.* 2001, Durazo *et al.* 2002, Lynn *et al.* 2002, Schwing *et al.* 2002b, Lavaniegos *et al.* 2003, Jiménez Pérez y Lavaniegos 2004, Durazo *et al.* 2005, Pérez Brunius *et al.* 2006) sugieren que el efecto físico, incluye aumento de la temperatura de la capa de mezcla, hundimiento de la termoclina, decremento de los afloramientos locales, advección de aguas oceánicas hacia la costa, advección anómala de aguas ecuatoriales hacia el polo y reducción del transporte hacia el sur de la Corriente de California, debido en parte al ajuste

geostrófico y al aumento del nivel del mar; todos ellos, factores que favorecen una baja productividad biológica.

La respuesta ecológica es más compleja y menos conocida, sin embargo, se han observado disminución de nutrientes y descenso de la productividad primaria y reducción diferencial del zooplancton, observándose un reemplazo de especies subárticas por especies tropicales y el abatimiento de organismos sésiles (Lavaniegos *et al.* 2003), tales como poblaciones enteras de *Macrocystis pyrifera* (Ladah y Zertuche González (2004). La misma condición de tropicalización induce también la migración de peces, aves y mamíferos marinos a latitudes mayores, e incluso llega a causar muertes masivas (Chávez *et al.* 2003).

El Efecto de La Niña es aun menos conocido, sin embargo, las observaciones de los programas antes citados (e.g. Hayward *et al.* 1999, Durazo *et al.* 2001, 2002, Lynn *et al.* 2002, Schwing *et al.* 2002a, Venrick *et al.* 2003, Jiménez Pérez y Lavaniegos 2004, Pérez Brunius *et al.* 2006), hacen suponer que su efecto físico puede incluir aumento de la advección de la Corriente de California, intensificación de los vientos locales y las surgencias costeras y disminución de la profundidad de la termoclina, factores que podrían favorecer el aumento de la productividad primaria y la dominancia de especies subárticas.

Durante los años 1997 al 2003 la variabilidad climática estuvo marcada por oscilaciones intensas de las condiciones de ENOS y posiblemente por un llamado cambio de régimen de la ODPN. Existe controversia en si este conjunto

de sucesos de variación climática en el Pacífico Norte, se trató únicamente de eventos intensos de ENOS o si consistió de un cambio de régimen de la ODPN (Mantua *et al.* 1997, Durazo *et al.* 2001, Schwing *et al.* 2002). El evento de El Niño de 1997-98 ha sido de los eventos más intensos registrados hasta el momento, mientras que las condiciones de La Niña presentes entre 1998 y 2001 es considerado como un evento intenso y sobre todo muy prolongado. Ambos eventos contrastan con el desarrollo de un evento de El Niño en 2002-03 de baja intensidad. De esta manera el estudio durante el intervalo mencionado puede dar información que permita discernir entre los efectos de los eventos intensos de El Niño y La Niña y suave de El Niño sobre las surgencias costeras y la producción primaria de la región.

El uso de los sensores remotos, complementario al estudio a bordo de buques, permite, además de corroborar la información ya obtenida en éstos, tener una visión sinóptica del sistema de diferentes factores ambientales superficiales, entre ellos temperatura, vientos, altura del nivel del mar y concentración de pigmentos fotosintéticos, durante un intervalo de años a algunas décadas y frecuencia de días a semanas.

El objetivo de este trabajo es analizar los campos de vientos, temperatura superficial del mar (TSM), nivel del mar y pigmentos fotosintéticos del ecosistema de surgencias costeras del Pacífico de la Península de Baja California (PBC), a partir de los datos disponibles obtenidos con sensores remotos, a bordo de satélites, para establecer su variación estacional e interanual, para así, determinar en que manera la variabilidad interanual ocurrida entre los años 1997 a 2003, tuvo efecto sobre la producción primaria de la región. Para ello, se hace mención de las principales

oscilaciones interanuales presentes en el Pacífico Noreste, se describe el concepto actual del El Niño/Oscilación del Sur y de la Oscilación Decadal del Pacífico Norte, la transmisión atmosférica y oceánica de la señal ecuatorial de El Niño a la costa del Pacífico de Norteamérica, su efecto sobre la generación de ondas de Kelvin y corrientes costeras, el efecto sobre los vientos, la profundidad de la termoclina y la productividad biológica. Particularmente se enfatiza las condiciones observadas por diversos autores dentro de los programas CalCOFI, U.S. GLOBEC NEP e IMECOCAL durante el intervalo de 1997 al 2003.



Antecedentes

El ENOS y la ODPN en la costa del Pacífico de Norteamérica

Ware (1995) encontró que el SCC y en general el Pacífico Noreste, se hallan dominados por cuatro escalas de oscilación interanual: una escala *quasi* bianual de 2 a 3 años, la escala del ENOS, que en la actualidad se reconoce como un evento aperiódico pero recurrente que tiende a presentarse en intervalos de 2 a 7 años (Allan, 2000) y dos escalas de la Oscilación Decadal del Pacífico Norte (ODPN) una de 20 a 25 años y otra de 50 a 70 años (Minobe 1999).

Lluch Belda *et al.* (2003) sugieren que estas escalas muestran características cualitativas semejantes que pueden constituir estados alternativos de una condición cálida y una condición fría. Schwing *et al.* (2000) mencionan que tales oscilaciones al interactuar pueden modularse.

De entre las escalas de variación climática interanual, el ENOS es la que más ha captado la atención al ser perceptible a las escalas humanas al tener un profundo impacto global (Organización Meteorológica Mundial-OMM 1999, Caviedes 2001). Lluch Cota *et al.* (2001) señalan que en el Pacífico Noreste la influencia de ENOS domina la temperatura y el nivel del mar a lo largo de la costa y decrece hacia los polos. Es más fuerte a los 31° N y llega a sentirse en el Golfo de Alaska durante los eventos intensos.

La ODPN es la otra escala de variación interanual que se ha comenzado a estudiar más recientemente (Hare 1996, citado por Hunter y Allheit 1997), sobre todo, al asociarse sus efectos a las variaciones poblacionales de algunas especies de peces pelágicos menores de importancia comercial (sardinias y anchovetas), que responden rápidamente a los cambios ambientales (Chávez *et al.* 2003). Sus eventos, llamados "*regímenes*", son más evidentes en el Pacífico noreste (Lluch Cota 2001). Algunos autores mencionan que el último régimen cálido prevaleció de 1977 hasta mediados de los años 1990's, mientras que otros lo extienden hasta finales de 1998 (Schwing y Moore 2000, Schwing *et al.* 2000). Lluch Cota *et al.* (2001) señalan que es claro que ambas oscilaciones ENOS y la ODPN influyen combinadamente toda la costa del Pacífico de Norte América desde la PBC hasta el Golfo de Alaska.

El concepto actual del ENOS es que es un fenómeno que forma parte de la naturaleza del sistema climático global y resulta de las interacciones de gran escala entre el océano y la atmósfera, ocurridas principalmente en el Pacífico tropical y subtropical y en el Océano Índico (Allan 2000). El Niño, es la componente oceánica que se refiere al calentamiento anómalo de la superficie del mar y subsuperficial (0-300 m) en el Pacífico ecuatorial (Cane 1983). Mientras que la Oscilación del Sur es la componente atmosférica referida a la variación estacional de la presión atmosférica tropical en el Pacífico Sur; cuantificada a través del Índice de la Oscilación del Sur (IOS), como la anomalía mensual estandarizada de la variación de la presión atmosférica entre la Isla de Tahití y Darwin Australia (Trenberth y Shea 1987, Allan 2000, García 2000). De esta manera, el índice cuantifica la intensidad de la componente meridional del viento en el Pacífico Tropical Este (circulación de Walker), por lo que valores positivos se asocian a una circulación intensa hacia el oeste, mientras que valores negativos con la situación opuesta.

El ENOS se manifiesta por alteraciones entre dos extremos o fases de un continuo, llamados la fase fría o La Niña, en el que sus efectos son más cercanos a las condiciones promedio y la fase cálida o El Niño propiamente, que ha sido la fase más antiguamente conocida. Los efectos climáticos de ambas fases tienden a ser opuestos, pero no en forma lineal, sobre todo en las regiones extratropicales (Allan 2000). Debido a que ambas fases son moduladas por otras oscilaciones interanuales, sus efectos entre eventos individuales, nunca son exactamente iguales y pueden variar en magnitud, extensión espacial, inicio, duración y termino (Philander 1985). Adicionalmente la ocurrencia de un evento de El Niño no es seguido necesariamente por un evento de La Niña; lo que si se ha observado es la ocurrencia de periodos de mayor preponderancia de un evento sobre el otro. Todas estas variaciones llevan a suponer que el termino El Niño, involucra a familias o tipos de eventos (Allan 2000).

En las regiones extratropicales las señales climáticas transmitidas son menos consistentes y menos marcadas y pueden variar enormemente de un evento a otro, lo que dificulta su justificación teórica y su generalización (Gimeno Presa 2000). Los estudios teóricos y de modelación indican que las variaciones de la TSM y de la distribución zonal de la precipitación, producen cambios en la magnitud de la componente zonal de la corriente de chorro troposférica, a través de cambios en las ondas de Rossby atmosféricas, que conducen, particularmente en la costa del Pacífico de Norteamérica, a cambios importantes en los sistemas de baja presión atmosférica, que se traducen en variaciones de los vientos alisios, la precipitación pluvial y las tormentas invernales.

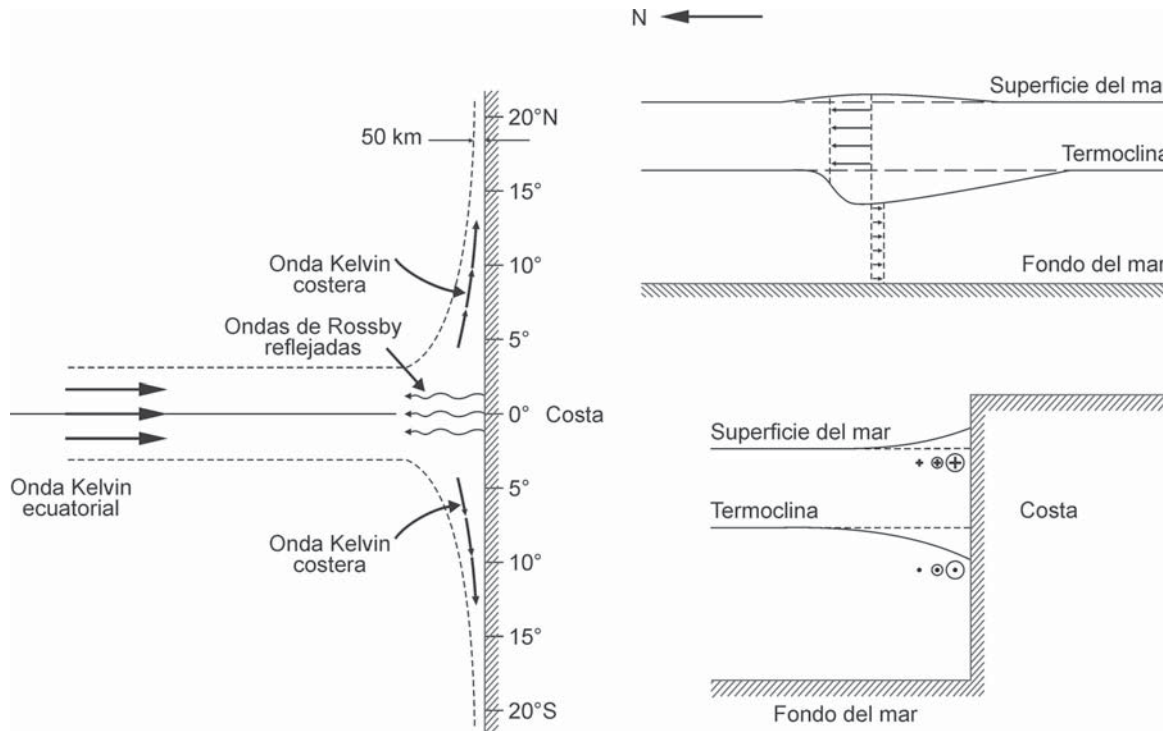


Figura 1. Transmisión de la señal de El Niño hacia la costa del Pacífico de América a través de Ondas de Kelvin y formación de corrientes costeras hacia los polos y hacia el Ecuador. Tomado de Caviedes (2001).

En el Pacífico ecuatorial durante la fase de El Niño hay una reducción o inversión de los vientos alisios. En esta circunstancia se inicia la advección de aguas cálidas desde Indonesia hacia el este, hasta llegar a América, a través de la intensificación del flujo de la CcNE (Arntz y Fahrbach 1996); así como, la formación de trenes de ondas de Kelvin, superficiales e internas, en los primeros 100 m de profundidad. Estas ondas se ciñen a la CcNE en una franja de aproximadamente 600 km de ancho por el efecto de Coriolis y se desplazan hacia las costas de América Central (Fig. 1), donde una parte de la energía se disipa como ondas reflejadas de Rossby y otra parte se desvía en forma de ondas costeras de Kelvin hacia los polos a lo largo de la costa de América (Arntz y Fahrbach 1996).

Las ondas superficiales de Kelvin tienen una amplitud de 10 a 20 cm y velocidades de fase de aproximadamente 2.5 m s^{-1} (9 km h^{-1}), por lo que demoran alrededor de dos meses en desplazarse desde Indonesia hasta América del Sur. Su presencia induce el aumento del nivel del mar en aproximadamente 20 cm en el mes de diciembre en Centroamérica (Arntz y Fahrbach 1996). En combinación con la fuerza de Coriolis generan corrientes costeras hacia los polos. Su propagación se ve fuertemente influenciada por la forma de la línea de costa y la batimetría y ocasionan que se dispersen progresivamente (Lluch Cota *et al.* 2001). Cuando los eventos de El Niño son intensos, al menos en la costa del Pacífico mexicano generan una corriente en chorro en dirección polar y giros anticiclónicos de mesoescala (Zamudio *et al.* 2001).

Las ondas de Kelvin internas se propagan a menor velocidad que las ondas de Kelvin superficiales pero ocasionan el hundimiento de la termoclina en decenas de metros y generan también una corriente ecuatorial (Arntz y Fahrbach 1996). El hundimiento de la termoclina tiene un profundo efecto sobre los ecosistemas de surgencias costeras, al impedir el afloramiento de aguas frías y ricas en nutrientes que ocasionan la disminución de la productividad primaria y en general, causan un fuerte impacto ecológico al conducir a las regiones templadas a una condición de tropicalización (Chávez *et al.* 2003).

Schwing *et al.* (2002) a partir de registros históricos de surgencias costeras, encontraron que si bien se han observado anomalías negativas de los afloramientos en años de El Niño y anomalías positivas en años de La Niña, también se ha observado que no todos los años con eventos de La Niña tienen anomalías positivas y que años con anomalías positivas no siempre están asociadas a la presencia de

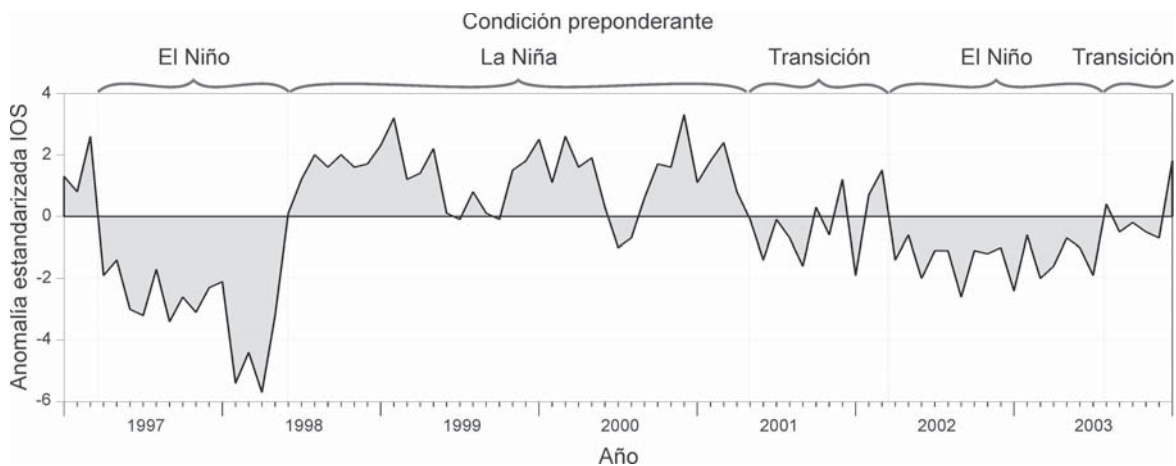


Figura 2. Índice de Oscilación del Sur (IOS).

La Niña. Adicionalmente el SCC muestra heterogeneidades espaciales, por lo que todavía nos es clara la conexión entre la variabilidad tropical y la extratropical en las escalas interanuales del Pacífico Noreste.

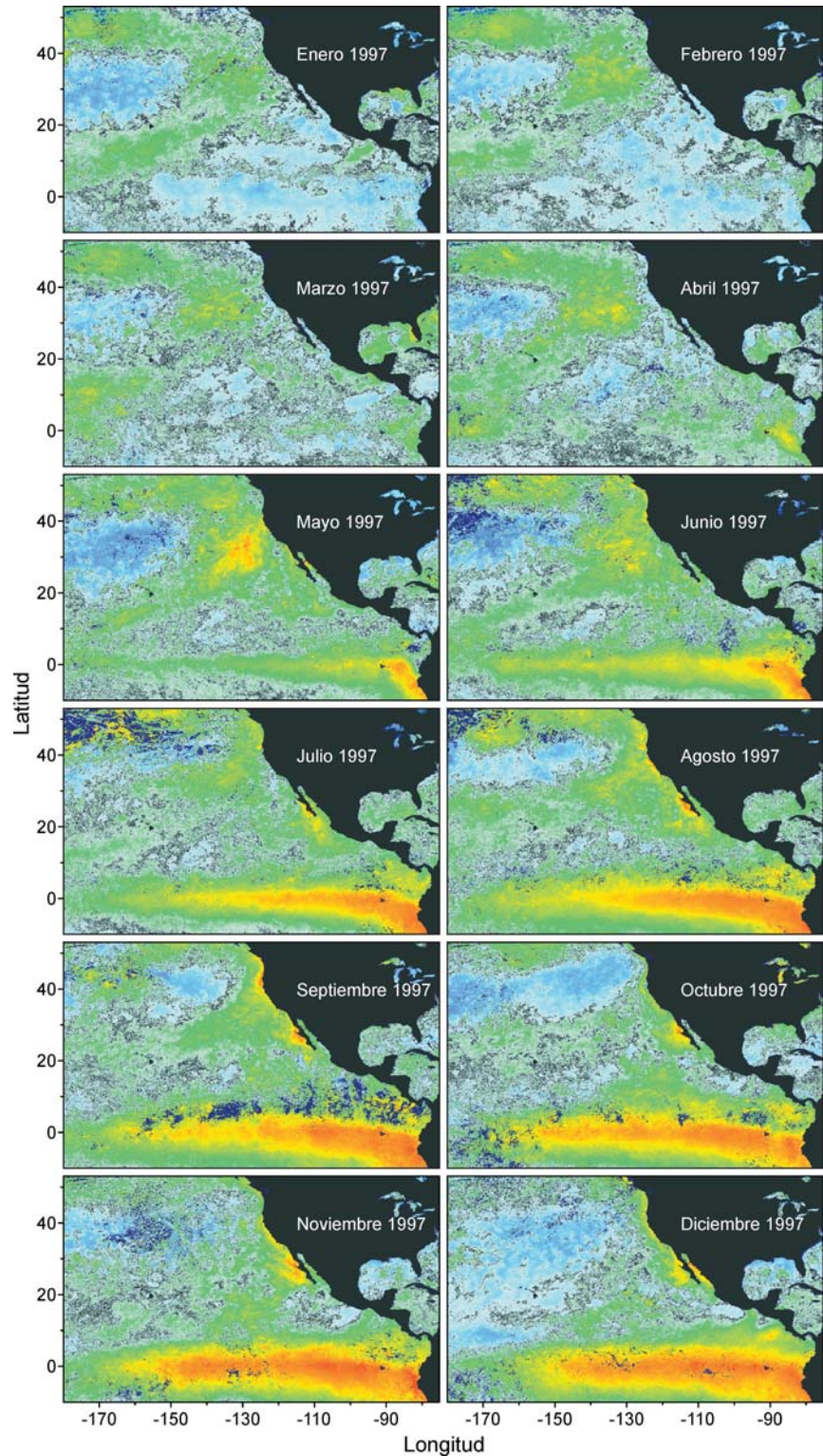
Condiciones Oceanográficas Durante el Año de 1997 al 2003

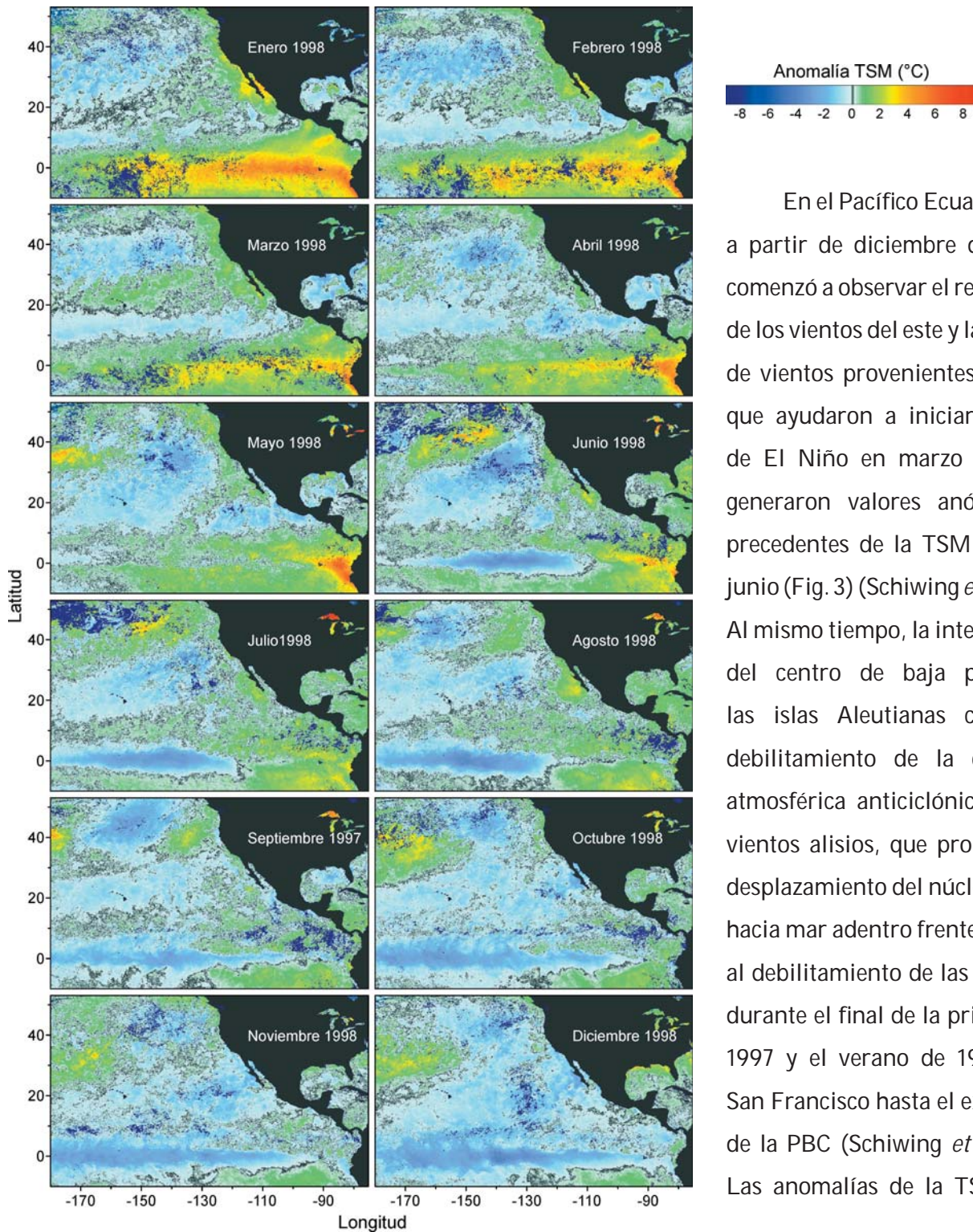
La anomalía del IOS de enero de 1997 a diciembre de 2003 correspondió a las dos condiciones extremas de ENOS y a la transición (Fig. 2). En el primer trimestre de 1997 se observaron condiciones de La Niña, todavía como una prolongación de La Niña iniciada en 1995 (Schwing *et al.* 1997). A partir de marzo de 1997 se presentaron condiciones muy intensas de El Niño que han sido señaladas como las más extraordinarias registradas hasta el momento (OMM 1999). Su caída, en mayo de 1998, fue también considerada como muy evidente y dio paso a condiciones intensas y muy prolongadas de La Niña que prevalecieron hasta abril del 2001; interrumpidas por un intervalo de relajamiento de junio a septiembre de 1999 y otro de junio a mediados de agosto de 2000 que llegó a alcanzar valores muy suaves de El Niño. Tras el relajamiento de La Niña se

Figura 3. Anomalía mensual de la TSM ($^{\circ}\text{C}$) de 1997 a 1998 en el Pacífico Noreste, tomando como base el promedio de 1985 a 2003.

observaron condiciones inestables de normalidad que se extendieron hasta finales de febrero de 2002 que dieron paso a un suave y prolongado evento de El Niño que disminuyó progresivamente hacia finales de noviembre de 2003 y fue seguido nuevamente por el inicio de La Niña (Schwing *et al.* 2002a, McPhaden 2004).

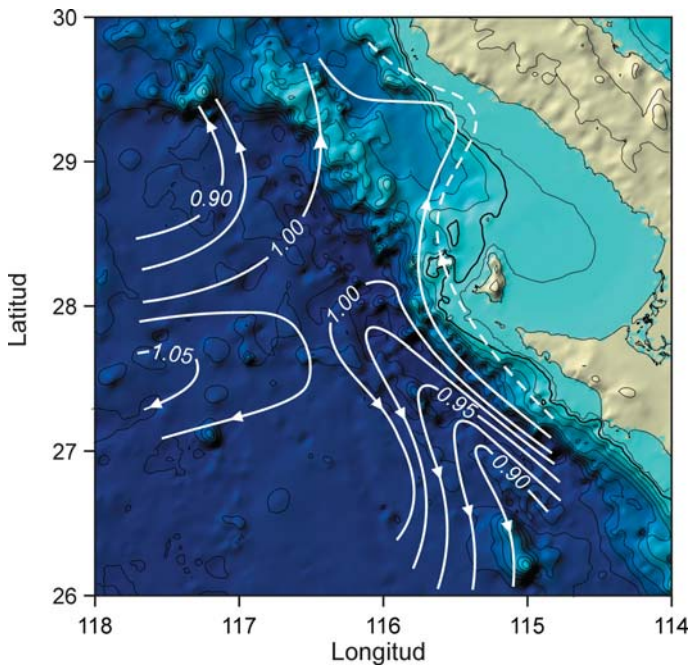
Lynn *et al.* (1998) reportaron que en los últimos meses de 1996 se produjo un patrón de anomalías positivas de la TSM, en una amplia región de la costa de Norteamérica y negativas en el Pacífico Central Norte, debidas a anomalías de los vientos alisios regionales que se anticiparon al evento de El Niño en el Pacífico Ecuatorial y que parecieron contribuir al desarrollo del mismo evento de El Niño.





En el Pacífico Ecuatorial Este, a partir de diciembre de 1996 se comenzó a observar el relajamiento de los vientos del este y la presencia de vientos provenientes del oeste, que ayudaron a iniciar el evento de El Niño en marzo de 1997 y generaron valores anómalos sin precedentes de la TSM de abril a junio (Fig. 3) (Schiwing *et al.* 2000). Al mismo tiempo, la intensificación del centro de baja presión de las islas Aleutianas condujo al debilitamiento de la circulación atmosférica anticiclónica y de los vientos alisios, que propiciaron el desplazamiento del núcleo de la CC hacia mar adentro frente a la PBC y al debilitamiento de las surgencias durante el final de la primavera de 1997 y el verano de 1998, desde San Francisco hasta el extremo sur de la PBC (Schiwing *et al.* 2000). Las anomalías de la TSM que se

Figura 4. Anomalía de la altura dinámica (10/500 dbar) durante el crucero IMECOCAL 9709/10 (24 sep–5 oct de 1997) El intervalo de contorno es de 0.025 dinas m^{-1} . Modificado de Lynn *et al.* (1998).



extendieron hasta la costa Sudamericana en mayo, fueron evidentes en el SCC a partir de noviembre de 1997 y perduraron hasta abril de 1998 (Fig. 3) (Lynn *et al.* 1998).

La transmisión de la señal oceánica hacia las costas de América y al SCC se produjo a través de la generación de ondas de Kelvin a partir del verano de 1997 y por la formación de una corriente en chorro costera en dirección polar (Lynn *et al.* 1998) de agua subtropical (Fig. 4), desde la PBC hasta Oregon (Schwing *et al.* 2002b, Pérez Brunis *et al.* 2006), que propició intensas anomalías de la TSM de hasta 9°C y de la salinidad superficial de 0.8 (Durazo y Baumgartner 2002).

La respuesta biológica del SCC fue heterogénea, al mostrar diferencias regionales notables (Jiménez Pérez y Lavaniegos 2004). Desde el Golfo de Alaska hasta la parte central de California, las concentraciones de nutrientes y fitoplancton se redujeron considerablemente, mientras que en la PBC Lavaniegos *et al.* (2002) reportaron que la concentración de clorofila *a* se mantuvo en el intervalo usual de valores. La biomasa de la comunidad zooplanctónica frente a Vancouver y el sur de California fue baja, mientras que en la PBC fue relativamente alta debido a florecimientos de salpas (Lavaniegos

et al. 2002). Otros cambios en la comunidad, registrados desde Vancouver y hasta la PBC, fueron la reducción de las especies de copépodos y eufausidos afines a aguas frías y templadas y el aumento de las especies asociadas a aguas de mayor salinidad del suroeste (Jiménez Pérez y Lavaniegos 2004).

Las condiciones de El Niño en el SCC cambiaron drásticamente, en enero de 1998 el flujo de la corriente en chorro hacia el polo desapareció y fue sustituido por un flujo del suroeste que introdujo agua ecuatorial hasta el sur de California que en el mes de abril se invirtió por el flujo hacia el ecuador, marcándose este momento, como el pico de mayor intensidad del nuevo evento de La Niña. En el mes de julio la intensificación de la CC se hizo evidente por el núcleo de baja salinidad observado frente a Punta San Quintín (Jiménez Pérez y Lavaniegos 2004), observándose anomalías negativas intensas de la temperatura que fueron evidentes hasta octubre del mismo año (Lynn y Bograd 2002).

A finales de 1998 se produjo un cambio dramático de las condiciones oceanográficas, que fue señalado como el punto del posible cambio del régimen de la ODPN (Schwing *et al.* 2000). Durante la primavera de 1999 y hasta la primavera de 2000 los afloramientos costeros desde Punta Concepción hasta el Río Columbia y frente al sur de Baja California, fueron los más intensos registrados en los últimos 50 años; mientras que fueron anómalamente suaves en el sur de California y el norte de la PBC (Schwing *et al.* 2000, Durazo *et al.* 2001). La biomasa zooplanctónica en California y Vancouver se recuperó y alcanzó valores muy altos en 1999. Mientras que la composición de copépodos frente a la PBC mostró una rápida transición, de una comunidad ecuatorial/tropical/subtropical durante El Niño a templada o de transición, típica del SCC durante La Niña (Jiménez Pérez y Lavaniegos 2005).

Durante el 2000 y principios del 2001, en el Pacífico Ecuatorial Este prevalecieron condiciones de La Niña, al soplar vientos del Este anómalamente intensos, al mismo tiempo hubo una intensificación de la presión en el centro de alta presión del Pacífico Norte que fortaleció los afloramientos costeros y el descenso de la TSM en todo el SCC y en el Pacífico Ecuatorial Este hasta los 180°W (Durazo *et al.* 2001).

Durazo *et al.* (2002) reportaron para la PBC que de octubre de 2000 a julio de 2001 los vientos al norte de los 30° N fueron anómalamente intensos, lo que provocó intensas surgencias y que la TSM disminuyera en 1 ó 2° C; mientras que al sur de los 30° N las condiciones fueran normales.

Durante el evento de El Niño de 2002-2003, catalogado como débil, se produjeron en el ecuador, anomalías positivas de la TSM (~1 a 1.5° C) desarrolladas entre septiembre y diciembre de 2002. Así mismo, se observó el flujo anómalo de la corriente superficial hacia el este a partir julio de 2002, detectado en el Este del Pacífico ecuatorial durante el segundo semestre de 2002 (McPhaden 2004). Este evento, sin embargo, no evolucionó en la forma esperada de la condición de El Niño al reducirse su intensidad considerablemente a inicios del 2003, sin que incluso las anomalías de la TSM ecuatorial se desarrollaran totalmente en la costa del Pacífico de Sudamérica (Venrick *et al.* 2003).

En el SCC, el fortalecimiento anómalo de la baja presión de las islas Aleutianas en el verano de 2002 provocó intensos vientos ciclónicos que persistieron hasta el inicio del 2003, lo que contribuyó a la presencia de hundimientos y afloramientos suaves en el norte del SCC y a la presencia de

anomalías positivas de la TSM. En abril de 2003 estas anomalías de baja presión, se redujeron y fueron remplazadas por la intensificación de la alta presión del Pacífico Norte que propició vientos intensos en el SCC.

Algunos autores (e.g. Kosro 2003, Venrick *et al.* 2003, Durazo *et al.* 2005, Pérez Brunius *et al.* 2006) han señalado que los efectos de El Niño fueron amortiguados al norte de los 28° N durante julio de 2002 a abril de 2003, de la superficie a los 100 m de profundidad, por la intrusión anómala de Agua Subártica de la CC. Los efectos de El Niño sólo pudieron notarse por debajo de los 100 m a través del incremento del volumen de la ScC. En el SCC no se observaron anomalías en la intensidad y la dirección de los vientos dominantes (Durazo *et al.* 2005). El enriquecimiento de agua Subártica remarcó los cambios estacionales del plancton mostrando un fuerte decremento a partir de julio, en el otoño e invierno. La biomasa zooplanctónica en la costa del norte de la península fue baja, no obstante que la biomasa fitoplactónica fue relativamente alta por debajo de los 10 m de profundidad. En cambio, al sur de Punta Eugenia y en especial en el Golfo de Ulloa, las biomásas fitoplanctónicas y zooplanctónicas fueron altas, debido probablemente a la presencia de un giro ciclónico. A partir de octubre de 2002 la reducción de los afloramientos y el incremento de la temperatura llevo a que ambas biomásas fueran anómalamente bajas. Durante el invierno las surgencias fueron muy débiles, presentándose anomalías negativas en la biomasa planctónica. Sin embargo, a partir de abril de 2003 hubo una recuperación de la biomasa zooplanctónica asociada al incremento del esfuerzo del viento y del flujo hacia el ecuador (Durazo *et al.* 2005).

Área de estudio

El área de estudio comprende la costa del Pacífico de la Península de Baja California (PBC) que forma parte del centro del Sistema de la Corriente de California (SCC) y constituye la totalidad de la parte sur del mismo (Schwing *et al.* 1996). El SCC se extiende, desde Vancouver, Canadá hasta el extremo sur de la Península de Baja California por alrededor de 3000 km. El área de estudio se localiza entre los 22.5° y 32.5° de latitud norte y los 109.5° y 119.5° de longitud oeste (Fig. 5). En ella confluyen aguas del Pacífico Subártico, del Pacífico Central Norte, del Sistema Ecuatorial del Pacífico Tropical Este, de surgencias costeras y ocasionalmente aguas del Golfo de California (Lynn y Simpson 1987, Badan Dagon 1997, Parés Sierra *et al.* 1997).

Los principales rasgos que describen el litoral, son una línea de costa de aproximadamente 1500 km de longitud, orientada de noroeste a sureste con una inclinación promedio de 15° (325° geográficos), a lo largo de la cual existen numerosas islas, bahías y puntas, de las que sobresalen por sus dimensiones: Isla Guadalupe, Punta San Antonio, Bahía Sebastián Vizcaíno, Isla Cedros, Punta Eugenia, Golfo de Uiloa, Cabo San Lázaro y Bahía Magdalena.

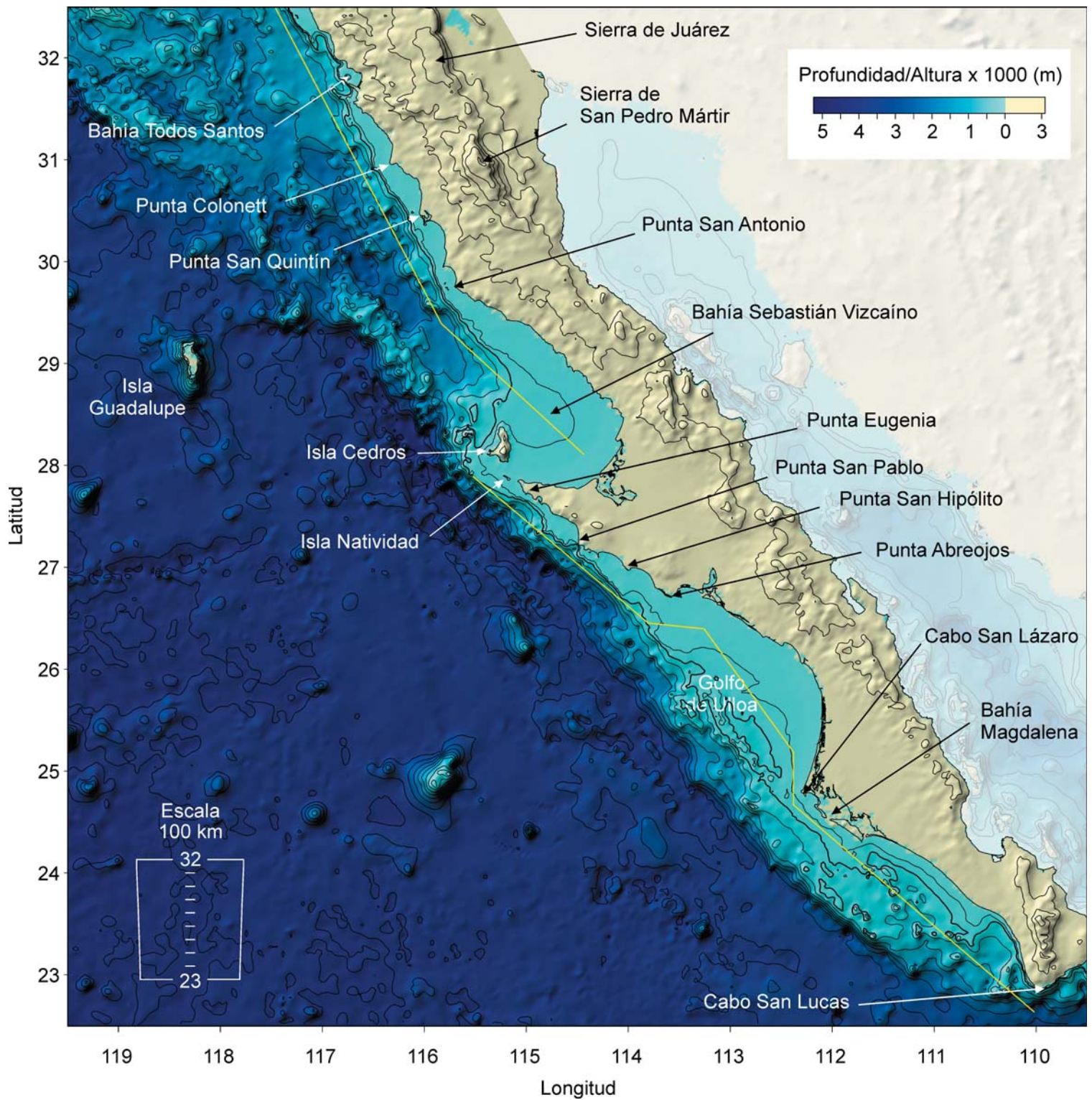


Figura 5. Área de estudio. Isolíneas de altura y profundidad cada 500 m, las isóbatas de 100 y 200 m en línea gruesa. La línea amarilla es el transecto a lo largo del cual se analiza la variación del nivel del mar, referido en la figura 24.

Los rasgos geomorfológicos más notables que componen a la península, son la presencia de una serie de sierras montañosas que se suceden en el sentido longitudinal próximas al litoral del Golfo de California y descienden a la costa del Pacífico formando llanuras costeras de anchura variable; angostas al norte de los 29° N y mucho más amplias al sur. La plataforma continental tiene también una amplitud muy irregular; frente a la frontera México-Estados Unidos alcanza apenas 3 km y se amplía a 13 km frente a Bahía Todos Santos. Al sur fluctúa entre 15 y 30 km y se incrementa en las bahías y alcanza su máxima extensión en la Bahía Sebastián Vizcaíno y el Golfo de Ulla donde alcanza entre 140 y 150 km, mientras que en el extremo sur de la península es casi inexistente (Lugo 1985).

El SCC está compuesto por la Corriente de California (CC) y por la Contracorriente de California (CcC). La CC es una corriente superficial que tiene una velocidad menor a 25 cm s^{-1} (0.9 km h^{-1}), está constituida por agua de la masa de Agua Subártica que se origina al sur del Golfo de Alaska a partir de las Corrientes de Kuroshio y de Alaska. Se desplaza a lo largo de la costa de California y Baja California durante todo el año, con una anchura de alrededor de 700 km en la superficie y hasta una profundidad promedio de 300 m.

La CcC se origina a partir de la Contracorriente Norecuatorial (CcNE) que se desplaza hacia el norte a lo largo de la costa de Centroamérica y México, constituyendo la Corriente Costera de Costa Rica (CCCR), hasta confluir con la CC en una zona de transición, cuya posición varía estacionalmente entre Cabo Corrientes y Cabo San Lázaro. En este punto se divide en una rama que gira al oeste y junto con la CC alimenta la Corriente Norecuatorial (CNE), la otra rama continúa hacia el norte cerca de la costa formando la CcC. Estacionalmente

fluye superficialmente cerca de la costa y en otra, lo hace subsuperficialmente sobre el talud continental en una franja de 20 km de la costa, en un núcleo localizado entre los 200 m y 500 m de profundidad (Wooster y Jones 1970, Chelton 1982, Lynn y Simpson 1987). Esta constituida por las masas de Agua Tropical Superficial (ATS) y por la masa Subtropical Subsuperficial (AStSs). La primera tiene un espesor de 20 m a 50 m y se caracteriza por tener una temperatura mayor a 25°C y salinidad menor a 34.0. La segunda, se origina en la Contracorriente Ecuatorial Subsuperficial (CcESs) y se caracteriza por tener un máximo de salinidad a los 200 m (Wyrcki 1965). Según Peláez y McGowan (1986, citado por Pérez Brunius 2006) la CC frente a la Bahía del Sur de California, forma un giro ciclónico permanente en el que la corriente en el borde sur del giro que se localiza entre los 31° y 32° N y a una distancia aproximada de 200 km de la costa, se divide en dos ramas, una se desplaza hacia el sureste a lo largo de la costa de la PBC y otra se desplaza hacia el norte formando parte de las aguas superficiales de la CcC, mientras que en el borde sur del giro forma un frente físico y biológico, conocido como el Frente de Ensenada. A partir de Punta Concepción la CcC se le denomina Corriente Davison (CD) y se extiende hasta el Golfo de Alaska (Reid *et al.* 1958, Chelton 1982).

Tanto la CC como la CcC varían estacionalmente en respuesta a los vientos de la Cuenca del Pacífico Norte, cuya intensidad y dirección esta determinada por la posición y los gradientes establecidos entre el Centro de Alta Presión del Pacífico Norte y el Centro de Baja Presión de las Islas Aleutianas (Wyrcki 1965).

Wyrcki (1966 citado por Badan Dagon 1997), distinguió tres épocas principales a lo largo del año del SCC. La primera se desarrolla de marzo a mayo

cuando los vientos del noroeste alcanzan su máxima intensidad y la CC alcanza su mayor extensión y alimenta en mayor medida a la CNE. En esta época, las surgencias costeras son muy intensas, por lo que impiden que la CCCR, que en esta temporada alcanza su mínima intensidad, se desplace superficialmente y lo haga subsuperficialmente sobre el talud continental en dirección polar, constituyendo la llamada Subcorriente de California (ScC). La CCCR y la CC confluyen aproximadamente frente a Cabo Corrientes, donde forman una serie de frentes y alimentan a la ScC. La segunda época, se produce a partir de julio y agosto cuando la CC se debilita progresivamente y entonces domina la CCCR, ahora como CcC y CD; confluyendo con la CC frente a Cabo San Lázaro. La tercera época se produce de septiembre a diciembre cuando la CC se retrae y la CcC adquiere su mayor intensidad confluyendo ambas en Cabo San Lázaro.

Los vientos promedio mensuales desde Punta Concepción hasta el extremo sur de la PBC, provienen del noroeste y son por lo general, paralelos a la costa y favorables a la formación de surgencias costeras. Su variación estacional es mayor en magnitud que en dirección (Bakun y Nelson 1976). A lo largo del SCC las surgencias son más intensas al sur de Cabo Mendocino, Punta Concepción y Punta Eugenia que en el resto de la costa (Reid *et al.* 1958).

Schwing *et al.* (1996) analizaron los vientos geostroficados calculados a partir del campo de presión atmosférica y dividieron al SCC en tres regiones principales. La primera abarca del Golfo de Alaska a Oregon, la segunda de Oregon a Punta San Antonio y la tercera de Punta San Antonio hasta el extremo sur de la PBC. En la segunda y tercera, región, las surgencias costeras se producen durante todo el año pero son de mayor intensidad de marzo a junio, cuando los vientos del noroeste son más fuertes (Bakun y Nelson 1977).

Las surgencias costeras más intensas se producen de marzo a abril en los 21° N y en mayo en los 30° N; es decir, hay un corrimiento en la intensidad que avanza hacia el norte en función del tiempo. Los volúmenes de agua ascendentes, vertical positivo de masa, varían entre 50 y 150 m³ s⁻¹ por 100 m de línea de costa (transporte vertical de 0.5 y 1.5 m² s⁻¹). Los afloramientos producidos entre Punta San Antonio a Oregon siguen un comportamiento sinusoidal anual. En la zona al sur de Punta San Antonio a Cabo San Lucas, se presenta además, un máximo secundario. Walsh *et al.* (1974) reportaron que en Punta San Hipólito el agua aflora desde una profundidad aproximada de 50-60 m, arrastrando agua de la Masa Subártica de la Corriente de California.

Las surgencias en la costa del Pacífico de la PBC, tienden a ser menos intensas que las que se observan en California y Oregon y se presentan típicamente, en intervalos de una a tres semanas, con periodos de relajamiento inducidos por la intermitencia del viento (Walsh *et al.* 1977).

Regionalmente son más intensas al sur de cabos y puntas, como los reportó Walsh *et al.* (1974) en Punta San Hipólito, Amador Buenrostro (1978) y Barton y Argote (1980) en Punta Colonett. Particularmente son intensas en Punta Baja y de Punta San Antonio a Punta Canoas en el norte de la Bahía Sebastián Vizcaíno (Reid *et al.* 1958, Roden 1972 y Bakun 1975, citados por Palacios Hernández *et al.* 1995). A partir de julio, las surgencias aminoran su intensidad y comienza a observarse la influencia de las masas del agua del sur, disminuyendo los nutrientes. En septiembre y octubre las temperaturas del océano, en la zona de estudio, son las mayores del año y hasta enero las concentraciones de nutrientes son bajas debido a la mayor intensidad de la CcC (Reid *et al.* 1958). En general en el SCC durante la primavera, cuando

los vientos del noroeste son más fuertes, empujan la CC hacia el sur e inducen la formación de remolinos frente a Cabo Mendocino y Punta Concepción en California y entre isla Guadalupe y la PBC y provocan también afloramientos intensos. El balance geostrófico de la corriente y los afloramientos, estimulan la presencia de un declive general de las isolíneas de la costa hacia el océano, con la presencia de aguas costeras frías y densas en la superficie, con menor contenido de oxígeno y mayor contenido de nutrientes que las oceánicas. Adicionalmente, la baja temperatura del océano sobre una atmósfera relativamente cálida, provoca la formación de nubes de altura baja (*stratus* y *estratocumulus*) en las áreas costeras (García y Mosiño 1968). En otoño se desarrollan la CcC y la CD, disminuyéndose los afloramientos considerablemente. En febrero y marzo al intensificarse nuevamente los vientos provenientes del norte, la CcC y la CD se disipan y reaparece la CC intensificándose los afloramientos nuevamente (Reid *et al.* 1958). Por lo que, estacionalmente se produce un rasgo característico de afloramientos en primavera y verano y de contracorriente en otoño e invierno (Cervantes Duarte *et al.* 1993).

En los meses de octubre a mayo, en el sur de California y norte de la PBC, se producen los vientos conocidos como "Santa Ana" (Sommers 1978), que soplan del continente a mar abierto durante varias horas a algunos días; ellos se presentan cuando se intensifica el gradiente entre los centros de alta y baja presión formando un flujo anticiclónico de vientos intensos del este y noreste. Al interactuar con las montañas y cruzar por los pasos de menor altura, incrementan su velocidad (40 a 60 km h⁻¹ y en casos extremos 100 km h⁻¹) y temperatura y disminuyen su humedad, promoviendo la generación de incendios forestales (Westerling *et al.* 2004) y el transporte de polvo (Sosa Ávalos *et al.* 2005) (Fig.

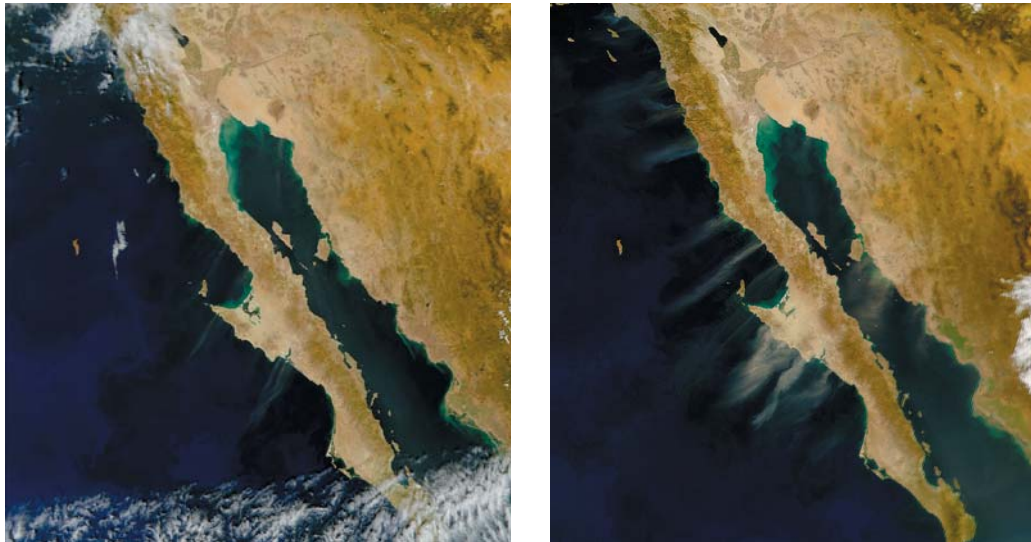


Figura 6. Vientos Santa Ana arrastrando polvo y humo de la costa hacia el océano. La imagen de la izquierda corresponde a 8 de diciembre de 2001 y la de la derecha al 10 de febrero de 2002. Imágenes SeaWIFS-SeaStar en color real.

6). Al llegar a la costa y soplar sobre el océano producen surgencias costeras similares a las presentes en el Istmo de Tehuantepec (Trasviña *et al.* 2003).

Trasviña *et al.* (2003) reportaron la presencia de vientos Santa Ana del 9 al 11 de febrero de 2002 desde el sur de California hasta la mitad norte de la PBC, que ocasionaron surgencias costeras que cubrieron desde la costa hasta 130° W y formaron dos corrientes en chorro que indujeron la formación de filamentos de agua con temperaturas superficiales menores a 14.5° C hacia mar adentro.

Otro de los eventos océano-atmósfera que afectan el área de estudio son las tormentas tropicales y los huracanes, su presencia altera las condiciones de viento del noroeste generadores de surgencias costeras tipo Ekman y producen además mezcla turbulenta en la capa superficial del mar y un considerable flujo de calor entre el océano y la atmósfera.

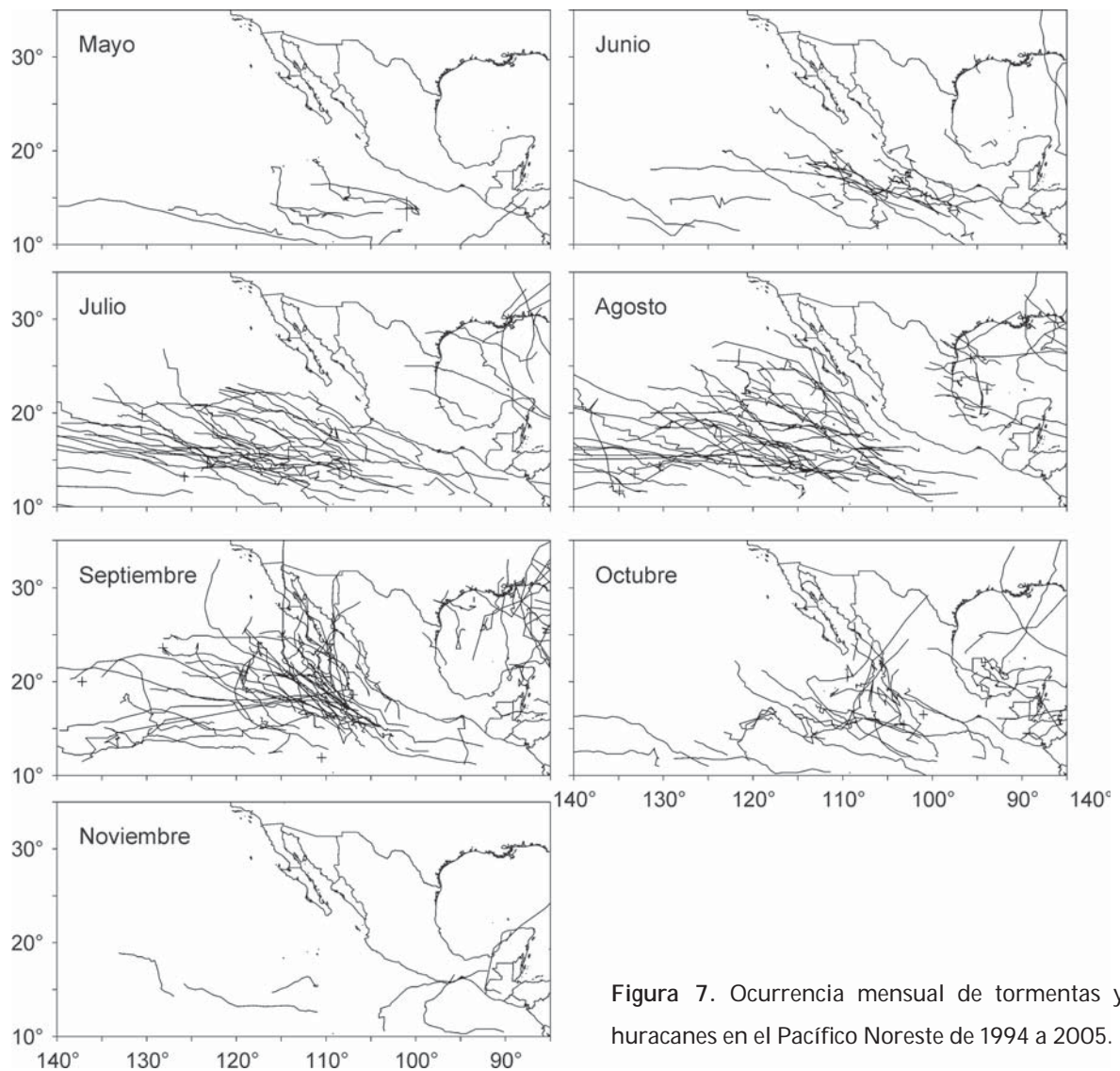


Figura 7. Ocurrencia mensual de tormentas y huracanes en el Pacífico Noreste de 1994 a 2005.

Los registros de 1994 al 2005 en el Pacífico mexicano, muestran que las tormentas tropicales y huracanes tienen mayor actividad en los meses de mayo a noviembre y alcanzan el área de estudio y la costa de la PBC únicamente durante agosto y septiembre (Fig. 7). Son más frecuentes al sur de Punta Eugenia y solo esporádicamente alcanzan latitudes más altas. En el intervalo de 1997 a 2003 ocurrieron un total de 16 tormentas tropicales y huracanes, con un promedio de 1 a 4 por año (Fig. 8).

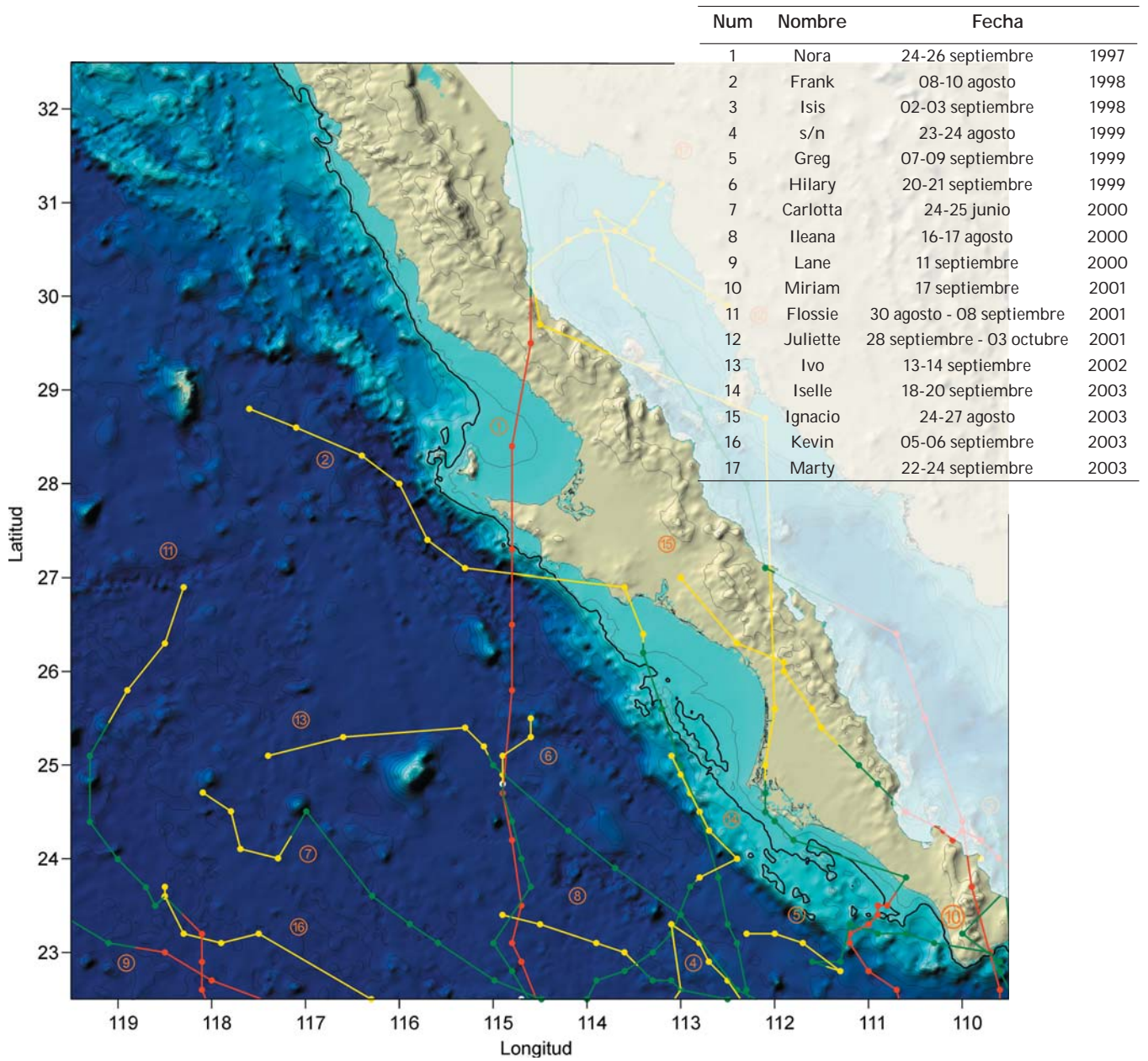


Figura 8. Tormentas tropicales y huracanes que alcanzaron el área de estudio de 1997 al 2003. Se señala en amarillo las depresiones tropicales, en verde las tormentas y en rojo los huracanes.

Métodos

La información analizada consiste de datos de vientos, temperatura superficial del mar, nivel del mar y pigmentos fotosintéticos, provenientes de sensores remotos, a bordo de satélites que cubrieron diferentes intervalos (Tabla 1) y estuvieron disponibles a través del U.S. Global Ecosystems North-East Pacific Program (U.S. GLOBEC-NEP) y del Jet Propulsion Laboratory (JPL-NASA/NOAA), depositados en Oregon State University. Estos programas de investigación han intercalibrado la información generada por los diferentes sensores, para asegurar su calidad y precisión.

Tabla 1. Disponibilidad de los datos de sensores remotos de cada uno de los factores analizados.

Factor ambiental	Intervalo analizado	Resolución temporal	Resolución espacial	Sensor/Satélite
Vientos de superficie	12/2000-10/2003	12 h	0.25 °	Dispersómetro SeaWind-QuickScat
Temperatura superficial del mar	01/1997-12/2003	4 pasos/día	1.1 km	Radiómetro AVHRR-NOAA 12, 14, 15, 16 y 17
Temperatura superficial del mar	01/1985-10/2003	8 días	9 km	Radiómetro AVHRR-NOAA
Anomalía del nivel del mar	10/1992-12/2003	10 días	0.33 °	Altímetro-Radar Jason, Topex-Poseidon, Ers 1, Ers 2 y Geosat
Pigmentos fotosintéticos	09/1997-05/2003	24 h	4 km	SeaWIFS-SeaStar

La información de los vientos superficiales fueron adquiridos por el dispersómetro SeaWinds-QuickSCAT de enero de 2000 a diciembre de 2003, obtenidos a partir del Sponsored Data System NASA/NOAA-JPL vía FTP¹. Los datos consistieron de pares de matrices (zonal y meridional) de 30' de resolución espacial y 12 h de resolución temporal; a partir de las cuales se obtuvieron series de tiempo en cada punto de registro. La falta de datos intermedios, "gaps", en las serie de tiempo no fue mayor al 5.8% y la información faltante se reconstruyó mediante interpolación lineal obteniéndose una nueva serie de tiempo de promedios corridos de tres días.

El análisis del viento como el principal mecanismo de forzamiento de las surgencias costeras en la zona, se realizó a través del estudio de la componente del viento paralela a la costa, el transporte de Ekman perpendicular a ella, estimado a partir del Índice de Surgencias de Bakun (ISB) (Schwing *et al.* 1996) y la profundidad a partir de la cual afloran las aguas, estimada por el grosor de la Capa de Ekman (Mann y Lazier 1991).

El ISB que cuantifica los volúmenes promedio de agua transportados verticalmente a lo largo de 100 m de línea de costa, se calculó cada doce horas y en cada punto de registro del sensor. Para facilitar el manejo de estas unidades se propone la unidad Bakun (B) como unidad de masa equivalente a $1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \times 100 \text{ m}$ de línea de costa o $10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ como transporte vertical.

¹ <ftp://ftp-airsea.jpl.nasa.gov/pub/www/DATA/QUICKSCAT/>

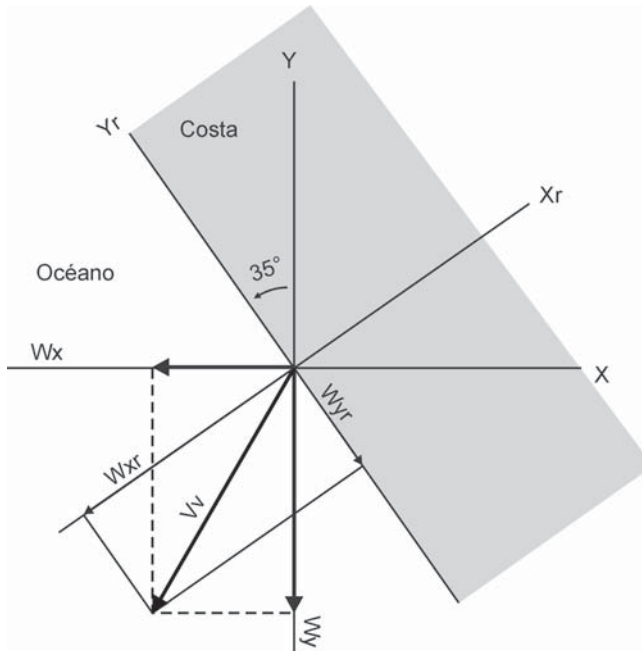


Figura 9. Geometría del sistema usado en la obtención de la componente del viento paralela a la costa a través de la rotación de los componentes vectoriales del viento.

El ISB se obtuvo a partir de la componente del viento paralela a la costa, para esto fue necesario obtener la proyección sobre la línea de costa de las componentes del vector velocidad mediante una rotación trigonométrica de los ejes, para lo cual se consideró una inclinación general de 35° (325° geográficos) (Fig. 9). Los cálculos se hicieron usando un programa que se describe en el Apéndice 1. Las componentes del viento paralela y perpendicular a la costa, se denominaron componentes rotadas, W_{xr} y W_{yr} , respectivamente.

El ISB está dado por (Schwing *et al.* 1996):

$$ISB = \frac{\tau}{\rho W_f} \times 100$$

donde:

$$\tau = k \rho_a W_{xr} \cdot W_{yr}$$

El esfuerzo del viento (τ) depende de un coeficiente empírico de arrastre adimensional (k). Se usó el coeficiente empírico de arrastre adimensional (k) propuesto por el Pacific Fisheries Environmental Group, quienes estiman el viento geostrófico a partir de campos de presión y consideran una atmósfera sinóptica y estable y la rugosidad de la superficie del océano debida al oleaje (Large y Pond 1981, Trenberth *et al.* 1990).

Se usó una densidad del aire (ρ_a) de $1.225 \times 10^{-3} \text{ kg m}^{-3}$ y del agua de mar (ρ_w) de $1.027 \times 10^{-3} \text{ kg m}^{-3}$, la magnitud de la velocidad del viento (W) esta dada en m s^{-1} y el Parámetro de Coriolis (f) fue calculado con base a (Schwing *et al.* 1996):

$$f = 2 \Omega \text{sen}\varphi$$

Donde φ es la latitud y Ω es la velocidad angular de la tierra ($\Omega = 2 \times \pi / t$; donde $t = 86400 \text{ s}$). El Coeficiente de Arrastre (k) toma los siguientes valores (Large y Pond 1981, Trenberth *et al.* 1990):

$$k = \begin{cases} 0.00218, & W \leq 1 \text{ m s}^{-1} \\ \left(0.62 + \frac{1.56}{W}\right) \times 0.001, & 1 \text{ m s}^{-1} < W < 3 \text{ m s}^{-1} \\ 0.00114, & 3 \text{ m s}^{-1} \leq W < 10 \text{ m s}^{-1} \\ (0.49 + 0.065 W) \times 0.001, & W \geq 10 \text{ m s}^{-1} \end{cases}$$

Donde W es la rapidez del viento en m s^{-1} .

La Capa de Ekman (CE) se calculó en los puntos de registro de vientos más cercanos a la costa con base a lo propuesto por Mann y Lazier (1991):

$$CE = \frac{4.3 W_r}{\sqrt{\sin \varphi}}$$

Donde W_r es el vector de viento rotado, calculado a partir de las componentes rotadas W_{xr} y W_{yr} y la latitud (φ).

A las series de tiempo de los ISB calculados en cada punto de registro del viento se les aplicó un Análisis de Componentes Principales modo Q (ACP-Q), que sirvió como base para establecer una regionalización a lo largo de la costa y hasta 150 km mar adentro. A partir de ella se cuantificó regionalmente la variación estacional promedio y la variación interanual de los otros factores estudiados, en las condiciones preponderantes de El Niño y La Niña, definidas a partir del Índice de Oscilación del Sur² (IOS) (Fig. 2).

El estudio de la TSM se efectuó a través del análisis del área que ocupan las aguas de surgencia, así como, de las anomalías interanuales de la TSM (ATSM). En el primer caso se seleccionaron aguas con temperatura menor o igual a 15° C como indicadoras de surgencias; para su cálculo se utilizaron imágenes AVHRR-NOAA de enero de 1997 a diciembre de 2003; sin embargo, debido a la frecuente presencia de nubes, fue necesario construir compuestos quincenales promedio y alcanzar la mayor cobertura y resolución temporal posibles, dada esta circunstancia. En el segundo caso, se usaron imágenes AVHRR-NOAA Pathfinder de compuestos mensuales de enero de 1985 a diciembre de 2003.

² <http://www.cgd.ucar.edu/cas/catalog/climind/soi.html>

Las imágenes usadas para el análisis de la isoterma de 15° C fueron obtenidas del Oregon State University COAST SST Image Archive disponibles vía FTP³, generadas por el U. S. GLOBEC-NEP; las cuales consisten de matrices rectangulares simples de 0.01 grados de latitud y longitud (~1.1 km) de resolución espacial, resolución radiométrica de 0.1° C y temporal de cuatro pasos por día en promedio. La corrección geométrica, geo-referenciación y la corrección atmosférica, fueron realizadas usando el programa Global Imagine/Telonic de Ocean Imaging Inc., el sistema utiliza un algoritmo multicanal (McClain *et al.* 1985). Las imágenes se reducen de 16 a 8 bytes en el intervalo de 7 a 32.5° C para disminuir el tamaño de memoria, conservando la resolución radiométrica. La información resultante comprenden pares de archivos que corresponden a las imágenes de TSM y a las coberturas de nubes; estas últimas construidas con el algoritmo CLAVR descrito por Stowe *et al.* (1991).

El proceso restante de remoción de nubes y filtrado del efecto de frío superficial "*temperature surface skin sea*" ocasionado por el viento superficial, se realizó visualmente imagen por imagen para retirar los píxeles "fríos" claramente contrastantes. Se analizaron alrededor de 9063 imágenes, descartándose aquellas cuya cubierta nubosa cubrió más del 90% de la superficie del mar y aquellas donde la línea de costa no fue evidente y por lo tanto su georeferenciación era dudosa.

Las imágenes utilizadas en el cálculo de la ATSM se obtuvieron del PODAAC-JPL-NASA disponibles vía FTP⁴. Consisten en matrices rectangulares

³ <ftp://pisco.oce.orst.edu/ebc/globec/south/>

⁴ <http://podaac.jpl.nasa.gov/sst/>

simples de 9 km de resolución espacial aproximada y 0.1° C de resolución radiométrica y temporal de un mes. La anomalía se calculó como la diferencia de la imagen mensual y la imagen mensual promedio construida a partir de la serie completa de 1985 al 2003.

El estudio de la variación estacional del nivel del mar se realizó a partir de imágenes provenientes de diferentes altímetros-radar (Tabla 1), todos ellos con una resolución espacial de 0.33° de latitud y longitud, temporal de 10 días y precisión vertical de 2 cm. Fueron obtenidas del Oregon State University COAST ALTSSH Image Archive disponibles vía FTP⁵, generadas por el programa U.S. GLOBEC-NEP. Se analizó la variación estacional de las oscilaciones espaciales costa-océano y a lo largo de la costa con respecto al geoide, a lo largo de la costa de la PBC y para cada una de las regiones definidas por el ACP-Q del ISB, para lo cual se construyeron compuestos mensuales utilizando imágenes de octubre de 1992 a diciembre de 2003. Igualmente se obtuvo la anomalía de las mismas oscilaciones cada 10 días sobre un transecto a lo largo de la costa, como la diferencia entre el valor mensual actual y el promedio mensual de la serie de enero de 1997 a diciembre de 2003.

La variación temporal de la concentración de la clorofila *a* superficial se analizó a través de imágenes SeaWIFS-SeaStar, de resolución espacial de 4 km y temporal de un día, en el periodo de noviembre de 1997 a mayo de 2003. Las imágenes fueron obtenidas de Oregon State University COAST SeaWIFS Image Archive disponibles vía FTP⁶, a partir del mismo programa

U.S. GLOBEC-NEP. Al igual que en las imágenes AVHRR-NOAA se obtuvieron compuestos promedio quincenales debido a la frecuente presencia de nubes. La concentración promedio quincenal a lo largo del año y de la costa, se realizó a partir de datos puntuales localizados cada medio grado de latitud, a una distancia aproximada de 20 km mar adentro, para evitar la interferencia costera. La biomasa promedio quincenal anual, se calculó en el área cubierta por las regiones definidas por el ACP-Q de ISB .

El procesamiento de las imágenes y los datos de los factores ambientales estudiados, se realizó con el uso de los sistemas Windows Image Manager 6.11, The Environment for Visualizing Images (ENVI 3.6) y HDF Viewer 2.0 de University of Illinois.

⁵ <ftp://pisco.oce.orst.edu/ebc/globec/altssh/>

⁶ <ftp://pisco.oce.orst.edu/ebc/seawifs/>



RESULTADOS

El ACP modo Q del ISB evidenció la existencia de cuatro factores, de los cuales se consideraron los tres primeros como componentes principales, que en conjunto explicaron el 70.1 % de la varianza total (Tabla 2). Sus coeficientes factoriales se representan espacialmente en la figura 10. La primera componente, define una región situada del límite norte del área de estudio a Punta San Antonio. La segunda componente, establece una región localizada entre Punta San Antonio y Punta Abrejos; y la tercera componente indica una región que abarca de Punta Abrejos hasta el extremo de sur de la PBC. En lo sucesivo se refiere a estas componentes como región norte, centro y sur, respectivamente.

Condiciones Anuales Promedio.

Vientos

Los vientos registrados de enero de 2000 a diciembre de 2003 tuvieron una velocidad a lo largo de la costa de $5.7 \pm 2.7 \text{ m s}^{-1}$ y procedieron preponderantemente del NW (Fig 11a), cambiaron paulatinamente su dirección al NNW hacia el extremo sur de la península (Fig. 11b). La variación estacional más evidente se observó en la parte norte y sur de la península, mientras que

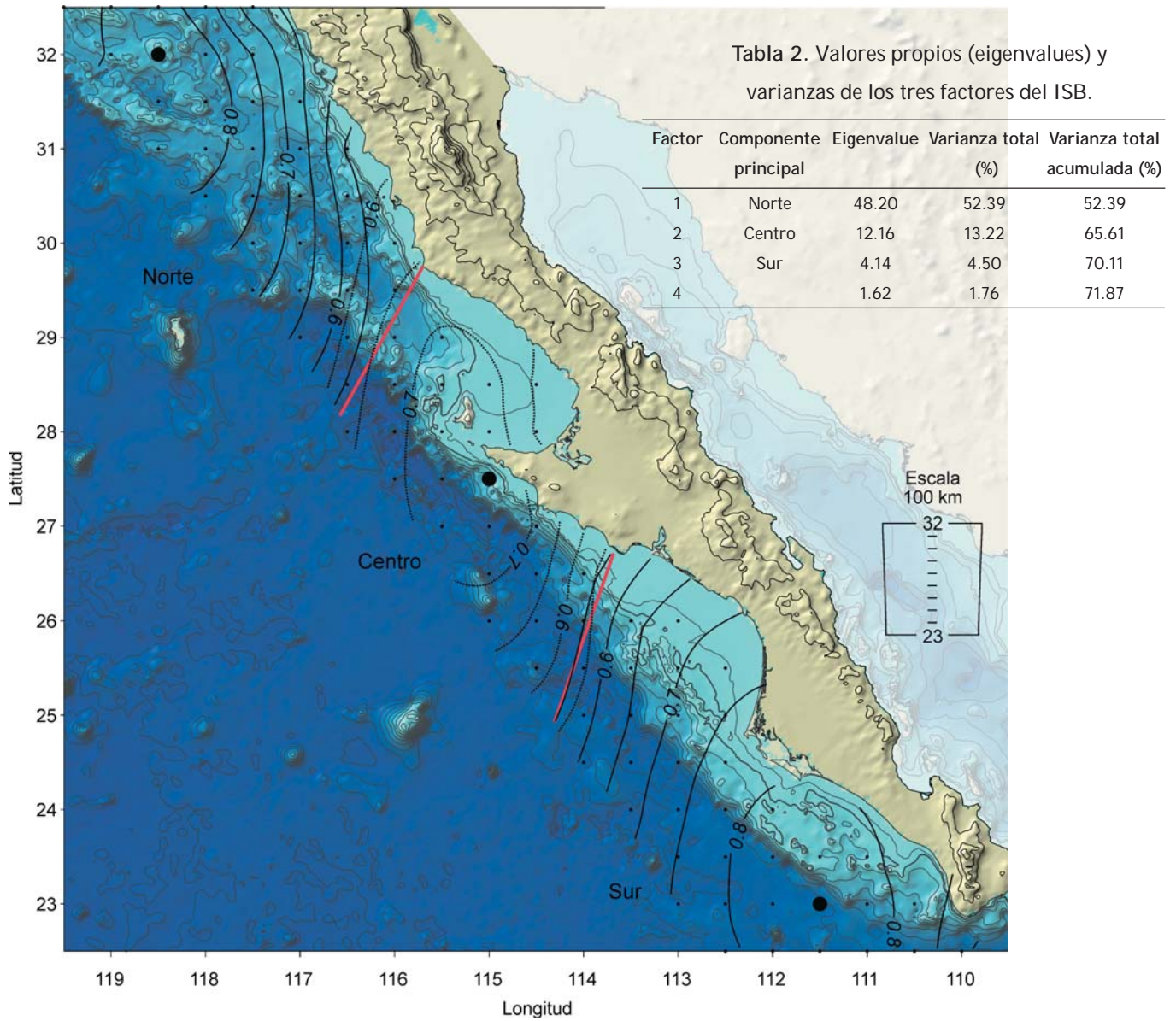


Figura 10. Regionalización obtenida del ACP-Q del ISB. Se muestran los puntos de registro del viento, los coeficientes factoriales y los puntos en negritas donde se alcanzaron los valores máximos.

fueron más estables en la parte media (Fig 11a). Hacia el norte los vientos fueron variables en dirección e intensidad de diciembre a marzo, mientras que en el sur la mayor variación se observó de agosto a septiembre (Fig 12). En las tres regiones se observaron oscilaciones en la escala de semanas.

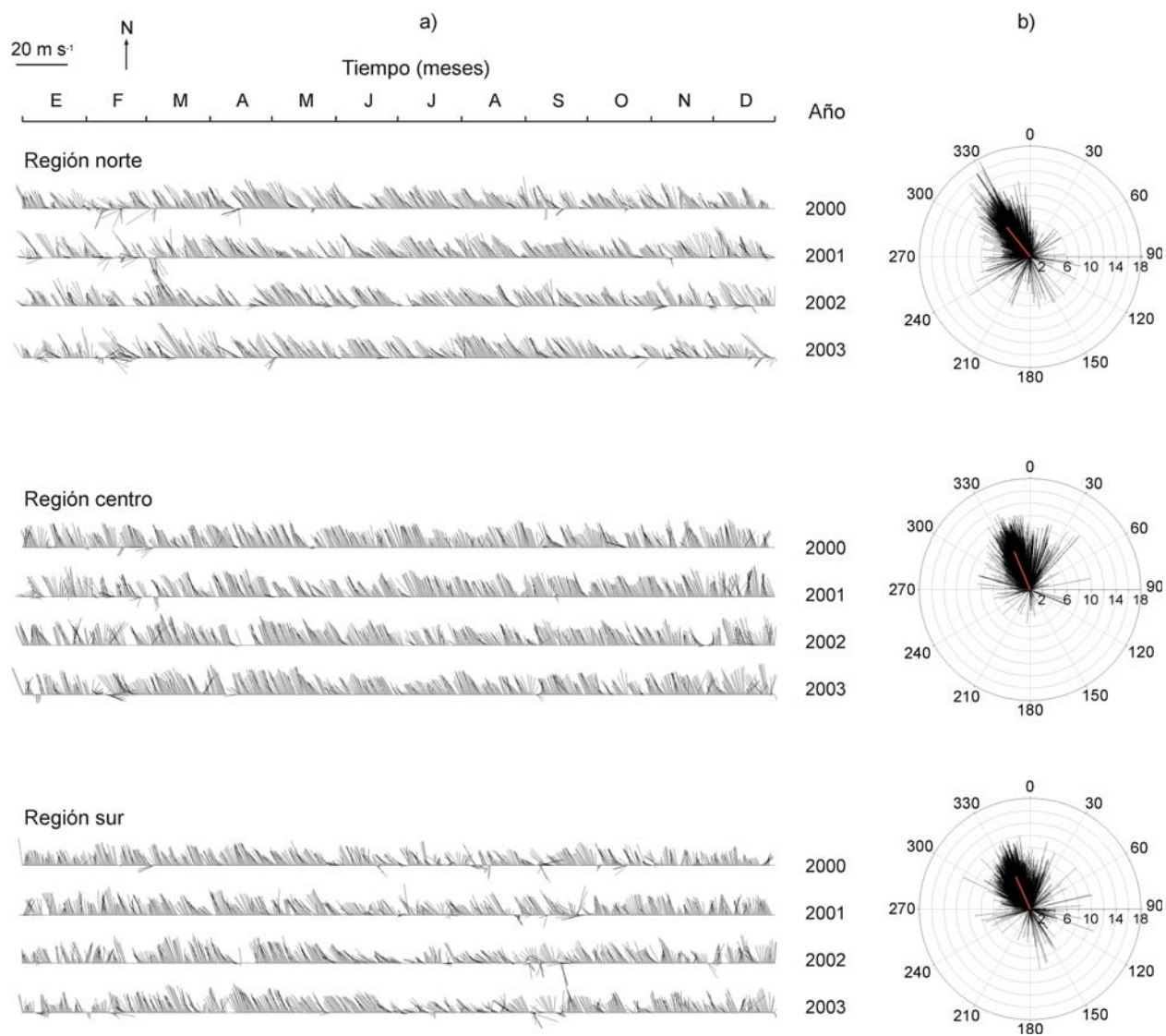


Figura 11. a) Vientos (m s^{-1}) cada 12 horas y b) rosa de vientos en los tres puntos de registro que mejor definieron las regiones a trav3s del ACP-Q del ISB, se muestra en l3nea roja el viento promedio.

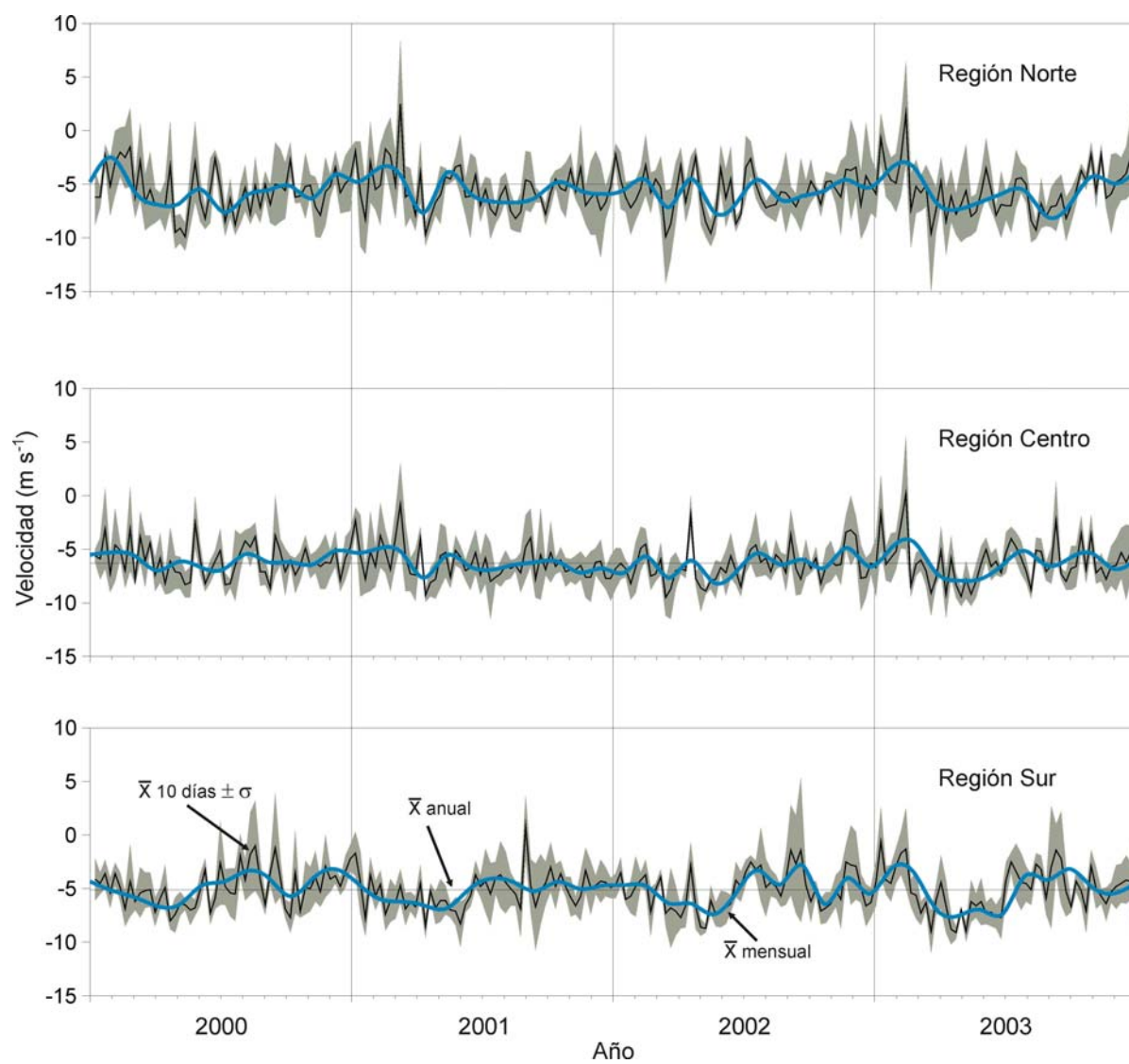
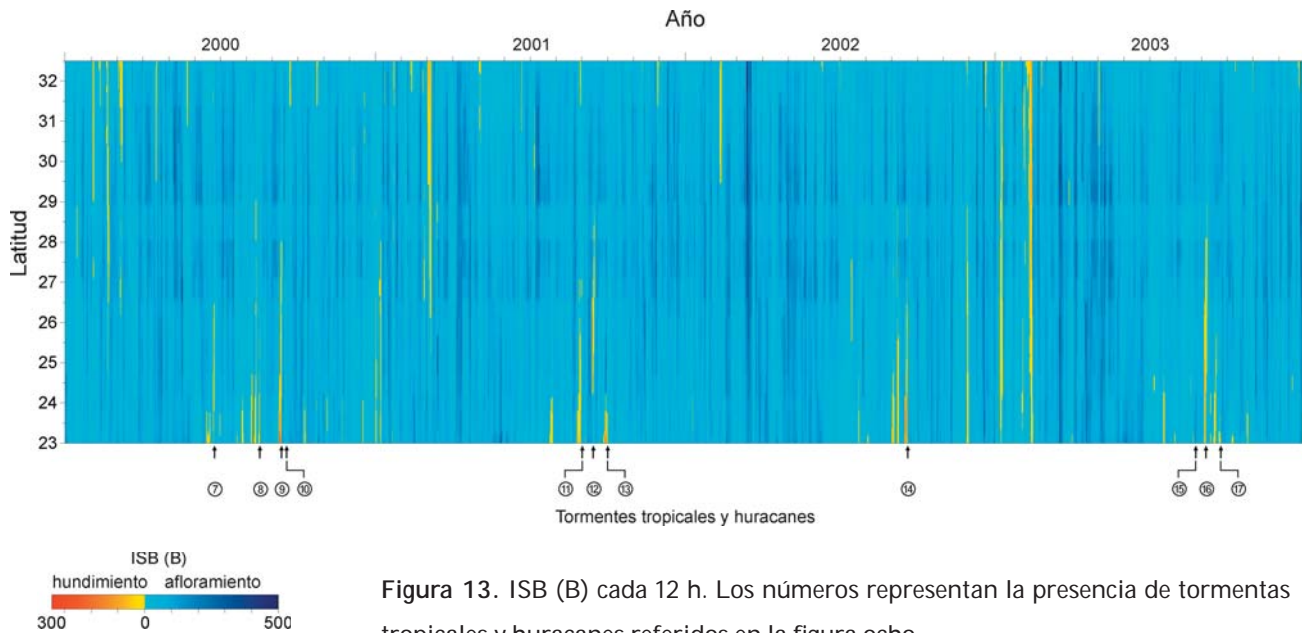


Figura 12. Velocidad del viento (m s^{-1}) a lo largo de la costa, en los tres puntos que definen con mayor claridad las tres áreas obtenidas por el ACP-Q. Se muestra el promedio corrido de 10 días y su desviación estándar, el promedio mensual y el promedio anual.



Índice de surgencias costeras de Bakun

El ISB mostró la presencia de transportes verticales ascendentes (surgencias) y descendentes (convergencias) de agua a lo largo de la costa durante todo el año (Fig. 13), marcadamente estacionales. El transporte de ascenso se presentó en el 97 % del tiempo, mientras que el de descenso solo lo hizo esporádicamente y representó el restante 3 % del tiempo.

El transporte de ascenso promedio anual fue de 74.5 B, el promedio quincenal varió en un intervalo máximo de 49.9 y 105.1 B. El análisis de las frecuencias relativas mostró que el transporte menor a 100 B se presentó en el 62% del tiempo, el de 100 a 200 B, en el 30% y los transportes mayores a 200 B, únicamente en el 5% del tiempo. Fue mínimo en febrero (Fig. 14 y 15a) y alcanzó el máximo de marzo a junio. Mostrando adicionalmente, tres picos secundarios de menor intensidad en septiembre, noviembre y diciembre.

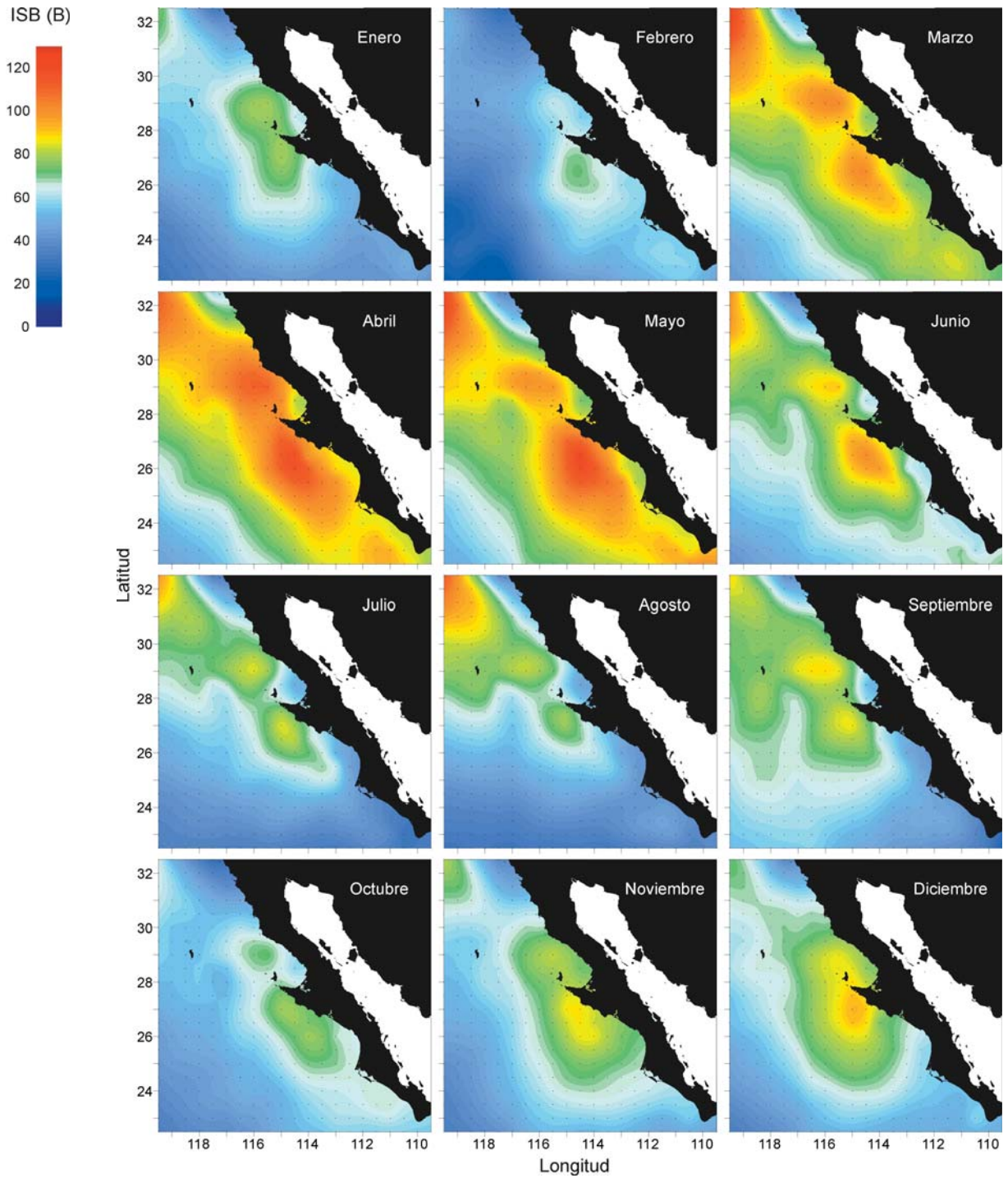


Figura 14. Índice de surgencias de Bakun (B) promedio mensual (2000-2003).

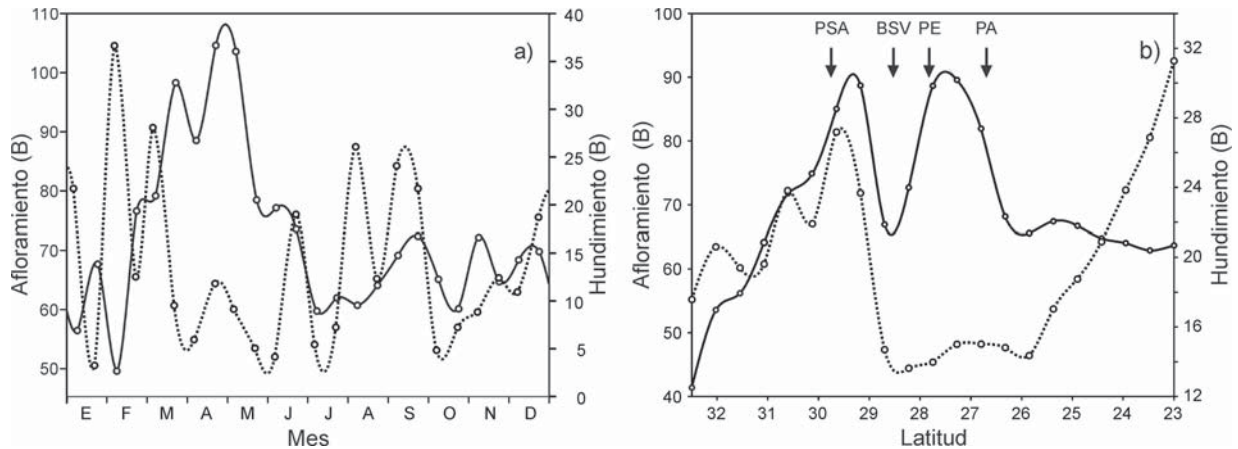


Figura 15. ISB (B) promedio en las costas de la Península de Baja California, de 2000 a 2003 de ascenso (línea continua) y de descenso (línea de puntos). a) Promedio quincenal y b) Promedio latitudinal anual. Punta San Antonio (PSA), Bahía Sebastián Vizcaíno (BSV), Punta Eugenia (PE) y Punta Abreojos (PA).

El transporte fue más intenso entre Punta Eugenia y Punta Abreojos y al sur de Punta San Antonio y menor hacia el extremo sur de la península y aun menor al norte de Punta San Antonio (Fig. 15b).

El transporte de descenso tuvo un valor promedio anual de 13.5 B y un intervalo promedio quincenal máximo entre 3.1 B y 36.6 B. Fue más intenso en dos momentos del año (Fig 15a), el primero de diciembre a marzo, que coincidió con la presencia de vientos Santa Ana (Fig. 16) y el segundo de junio a septiembre, que coincidió con la presencia de tormentas tropicales y huracanes hacia el sur de los 27° N (Fig. 8 y Fig. 13).

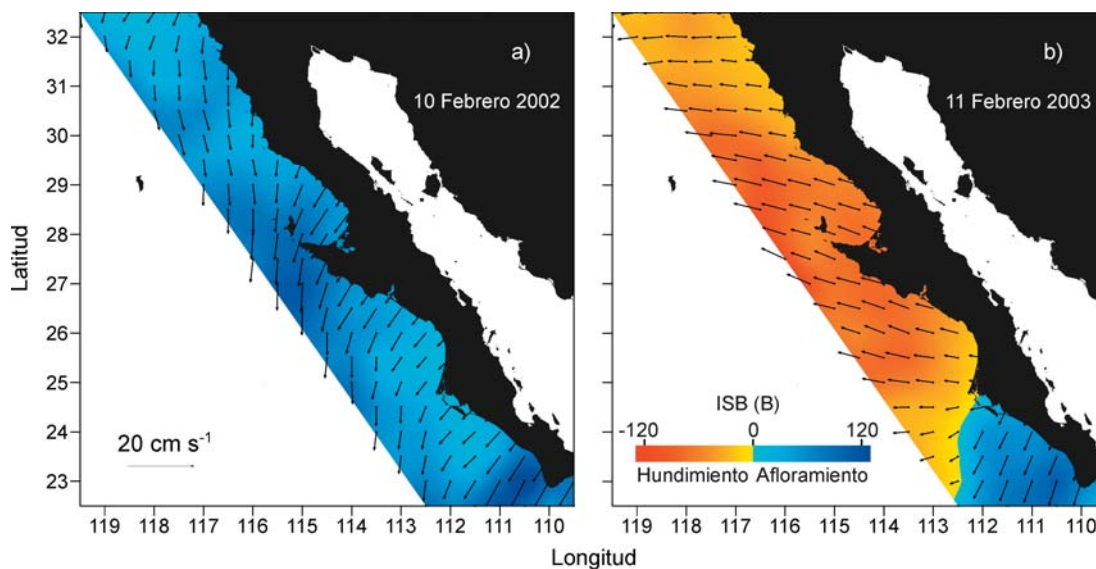


Figura 16. Eventos de vientos Santa Ana (cm s^{-1}) e ISB (B), a) El viento produce transporte de afloramiento, b) induce al norte de 25 °N hundimiento y al sur afloramiento.

Los vientos Santa Ana ocasionaron transporte de ascenso y de descenso dependiendo de la dirección local de los vientos y de la línea de costa. Así por ejemplo, durante el 10 de febrero de 2000 los vientos fueron propicios para inducir transporte de ascenso (Fig 16), mientras que al año siguiente se produjeron descensos al norte de Cabo San Lázaro y ascensos al sur del mismo punto.

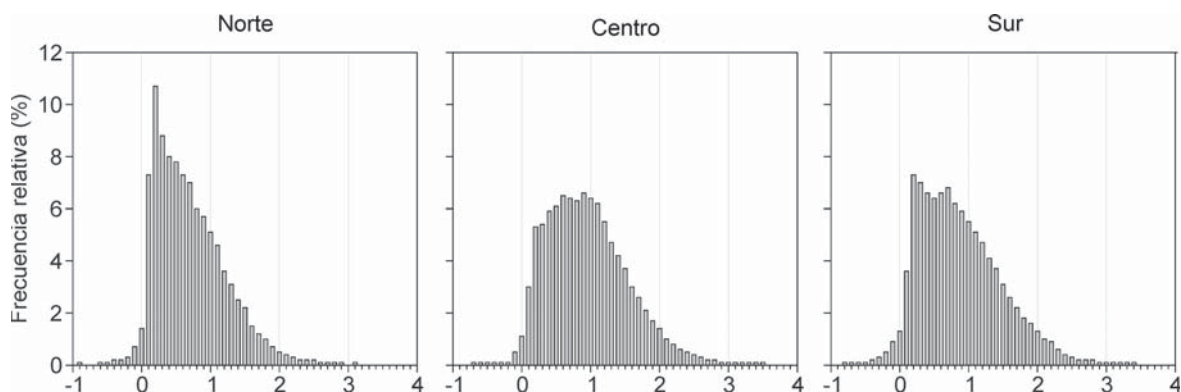


Figura 17. Frecuencias relativas de la intensidad del ISB (B) en las tres áreas, durante el año 2000 al 2003.

El análisis de frecuencias relativas del transporte de ascenso de las regiones definidas por el ACP-Q mostró diferencias notables (Fig. 17). En la región norte las frecuencias siguieron una curva asimétrica, sesgada a la derecha, en el que el transporte promedio fue de 78.7 B y moda de 25.0 B. La región centro fue la más simétrica de las tres, tuvo un valor promedio de 98.8 B y moda de 85.0 B. La región sur tuvo una distribución igualmente asimétrica, sesgada a la derecha y ligeramente bimodal de 25.0 B y 70.0 B y promedio de 85.9 B.

La región norte mostró el menor transporte a lo largo del año de las tres regiones (Fig. 18). Las frecuencias del ISB mayor a 100 B se presentaron

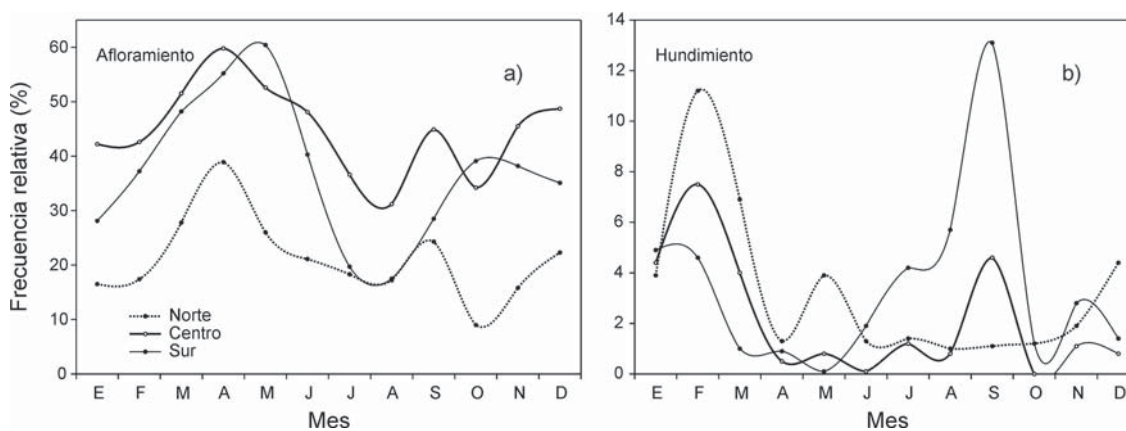


Figura 18. a) Frecuencia relativa del ISB (B) de afloramiento mayor a 100 B y b) hundimiento de las áreas definidas por el ACP-Q.

en un pico máximo de marzo a mayo y otro secundario en septiembre. El primero estuvo precedido por hundimientos en febrero y marzo y el segundo en septiembre, seguido por afloramientos menos intensos en octubre. En la región centro el transporte mayor a 100 B representó la frecuencia relativa más alta; presentándose de principios de febrero hasta mediados de julio. En la región sur el transporte mayor a 100 B en esta región, fue el que tuvo la mayor variación estacional de las tres regiones; con dos intervalos de intensificación, el mayor de principios de marzo a finales de junio y el menor de principios de septiembre a finales de diciembre, con dos periodos de relajamiento marcado.

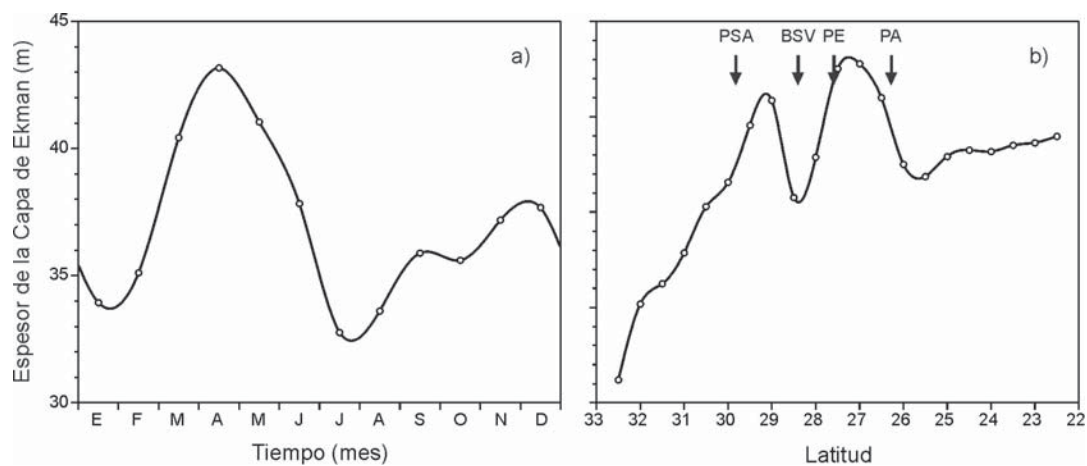


Figura 19. Ancho promedio de la capa de Ekman (m): a) mensual y b) latitudinal, a lo largo de la costa. Punta San Antonio (PSA), Bahía Sebastián Vizcaíno (BSV), Punta Eugenia (PE) y Punta Abreojos (PA)

Capa de Ekman

La capa de Ekman tuvo un ancho promedio de 37.5 ± 14.4 m. Latitudinalmente tuvo una tendencia general a aumentar al disminuir la latitud (Fig. 19); sin embargo, alcanzó los valores más altos de marzo a junio al sur de Cabo San Antonio y al sur de Punta Eugenia, donde fue mayor a 48 m, (Fig. 20).

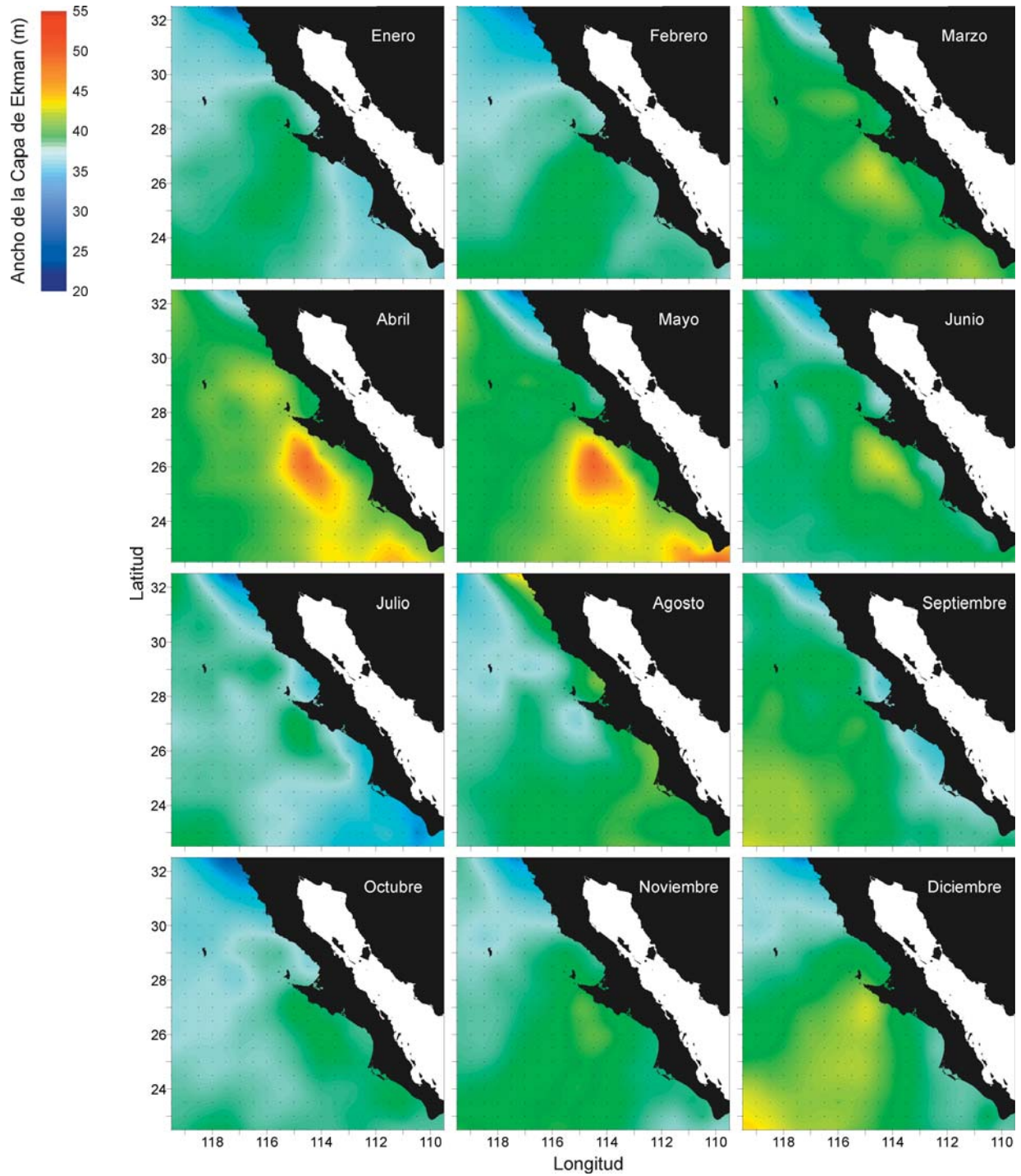


Figura 20. Ancho de la capa de Ekman, promedios mensuales de la serie de tiempo de enero de 2000 a diciembre de 2003.

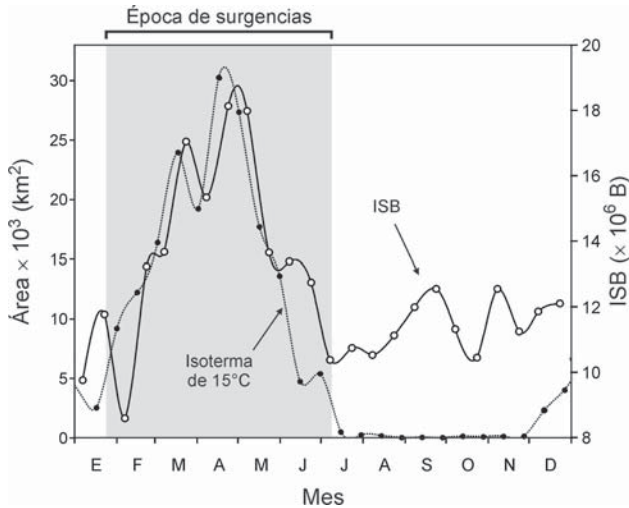


Figura 21. Promedio quincenal del área superficial (km^2) que envuelve la isoterma de $15\text{ }^\circ\text{C}$ y del ISB (B) a lo largo de la costa de la PBC.

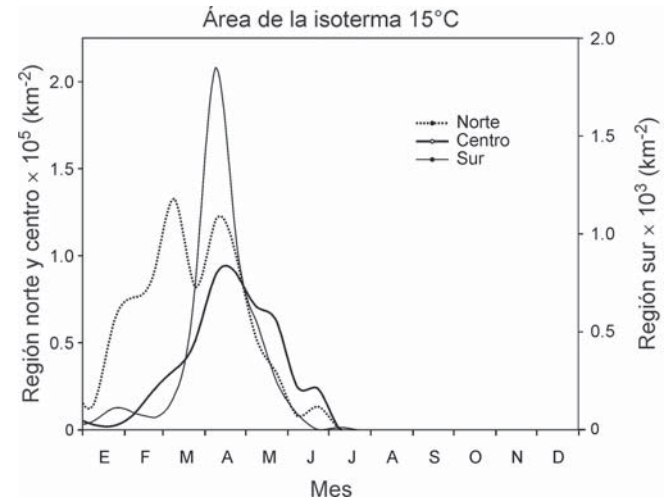


Figura 22. Área de la isoterma de $15\text{ }^\circ\text{C}$ (km^2).

Superficie de la isoterma de $15\text{ }^\circ\text{C}$

A partir de las imágenes AVHRR (1997–2003) se determinó que la estación promedio de surgencias, indicada por el área de las aguas con temperatura superficial igual o menor a $15\text{ }^\circ\text{C}$, tuvo una duración aproximada de 23 semanas. Se produjo a partir de la tercera semana de enero a la primera semana de julio y alcanzó la máxima intensidad en la segunda quincena de abril (Fig. 21).

La superficie de la surgencia promedio en la primera quincena de enero fue de alrededor de 17641 km^2 ; aumentó rápidamente hasta alcanzar valores 12 veces más altos en abril, de aproximadamente 211722 km^2 . Se puede inferir de la figura 21, que hubo una alta correspondencia entre el ISB y la superficie de la isoterma de $15\text{ }^\circ\text{C}$ hasta principios del mes de julio. El resto del año si bien, los vientos fueron favorables a la generación de transporte vertical, éstos

no transportaron aguas "características" de surgencias, debido seguramente a la presencia en la superficie y en esta época del año de aguas tropicales y subtropicales en la superficie de las masas de agua transportadas por la CcC.

No obstante que la isoterma de 15°C se presentó sincrónicamente en las tres regiones (principios de enero a mediados de julio), su comportamiento a lo largo del tiempo varió entre ellas (Fig. 22). En la región norte, se observaron dos momentos de máxima superficie, el primero de mediados de febrero a finales de marzo, pero que a partir del análisis visual de las imágenes AVHRR de compuestos quincenales (Fig. 23), pareció más relacionado con el ingreso de agua subártica desde el norte y lejos de la costa que con el transporte vertical de ascenso. El segundo, presente a mediados de abril, se relacionó más propiamente con las surgencias costeras. En las regiones central y sur tuvieron un solo máximo que se produjo en abril, coincidente con el segundo máximo de la región norte, sin embargo, en la región sur el área cubierta fue dos órdenes de magnitud inferior al de las regiones al norte, además de presentarse abruptamente.

Las imágenes de TSM en las que se observaron las surgencias más intensas, durante cada uno de los siete años analizados, mostraron que hubo una intensa variación en la extensión y distribución espacial (Fig. 23). Siempre fueron mayores en la región centro, menores en la región norte y sumamente reducidas en la región sur. En la región norte, la isoterma de 15°C se extendió hasta una distancia aproximada de 100 km mar adentro, mientras que en punta San Antonio fue evidente la formación de un filamento hacia el suroeste de alrededor de 140 km y otro al sureste, que entro a Bahía Sebastián Vizcaíno y que junto con las surgencias desarrolladas al norte de la misma bahía, la

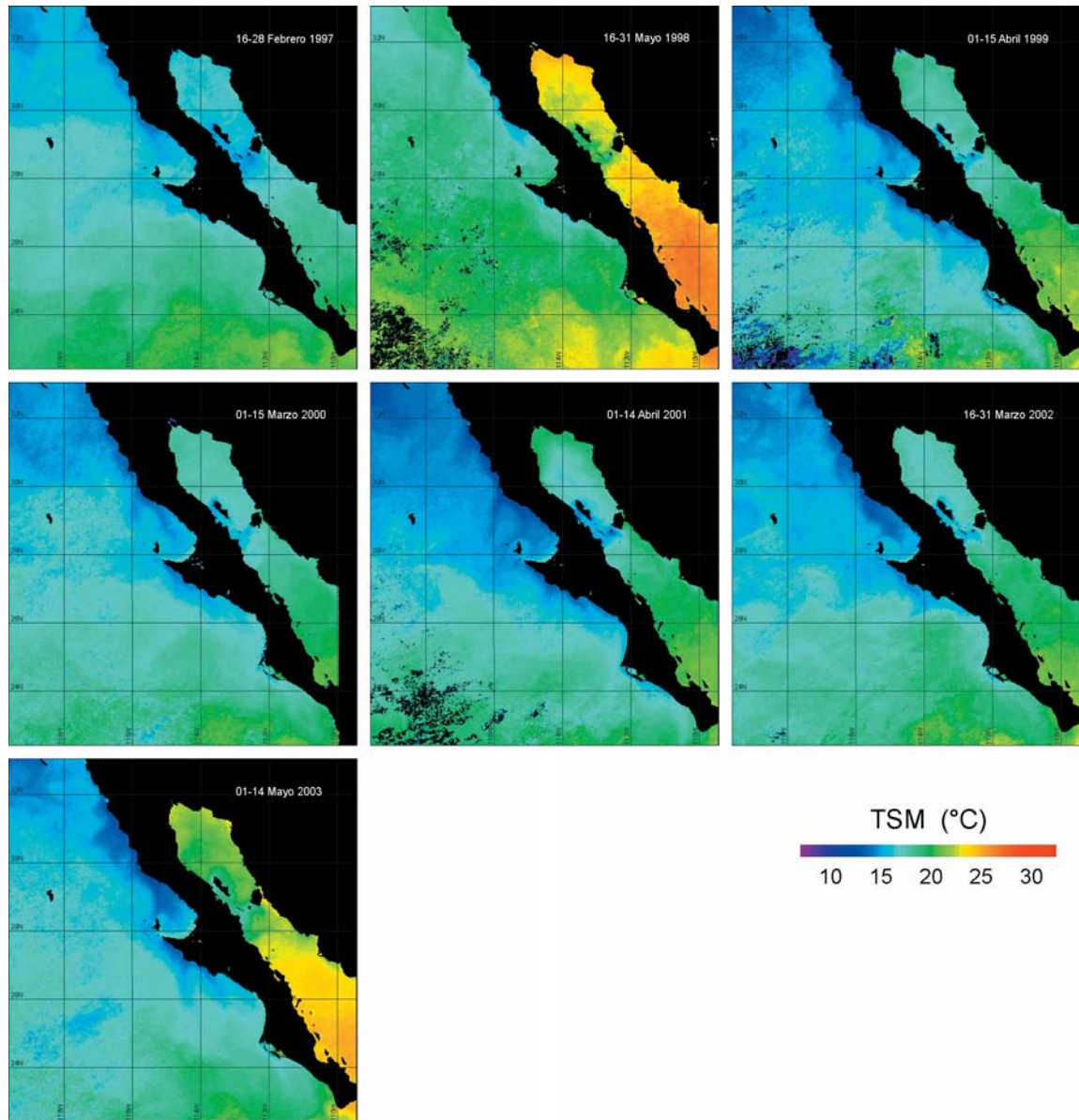


Figura 23. Temperatura superficial del mar ($^{\circ}$ C) promedio de 15 días durante los eventos de surgencias más intensos de los años 1997 al 2003.

invadió casi en su totalidad. En la región central se produjeron dos filamentos que se extendieron hasta alrededor de 70 km hacia el suroeste, uno al sur de Punta Eugenia y el otro en Bahía Tortugas. En la región sur, la isoterma de 15 °C se redujo a un filamento formado frente a Isla Margarita y a la entrada de Bahía Magdalena que se extendió hacia el sur por alrededor de 100 km.

Nivel del mar

El nivel del mar mostró una variación muy compleja; sin embargo, estacionalmente se pueden reconocer algunos rasgos importantes; entre ellos, la presencia de dos modos de oscilación: el primero costa-océano y el segundo a lo largo de la costa. El gradiente costa-océano alcanzó una diferencia de nivel máximo de 22 cm y el frente se localizó a 150 km de la costa aproximadamente (Fig. 24). El nivel del mar en la costa fue bajo de marzo a julio; mientras que fue alto, durante los meses de agosto a febrero. En el sentido paralelo a la costa, el nivel del mar fue máximo en el mes de enero al alcanzar 5 cm por arriba de cero, tuvo una pendiente general hacia el sur de 1 cm y fue particularmente más alto entre Punta San Antonio y Bahía Todos Santos (Fig. 25). En el mes de abril el nivel del mar fue el más bajo de todo el año y alcanzó -6.5 cm y mostró adicionalmente un desnivel de alrededor de 4 cm entre los extremos de la PBC, siendo más alto en la parte norte y más bajo en la parte sur. En octubre el nivel del mar fue positivo pero se mantuvo un desnivel norte-sur, que en este mes se invirtió, estando el extremo sur 6.5 cm por arriba del extremo norte. Fue notorio que el nivel del mar permaneció a lo largo de todo el año más bajo al sur de Punta San Antonio y al sur de Punta Eugenia con respecto al resto de

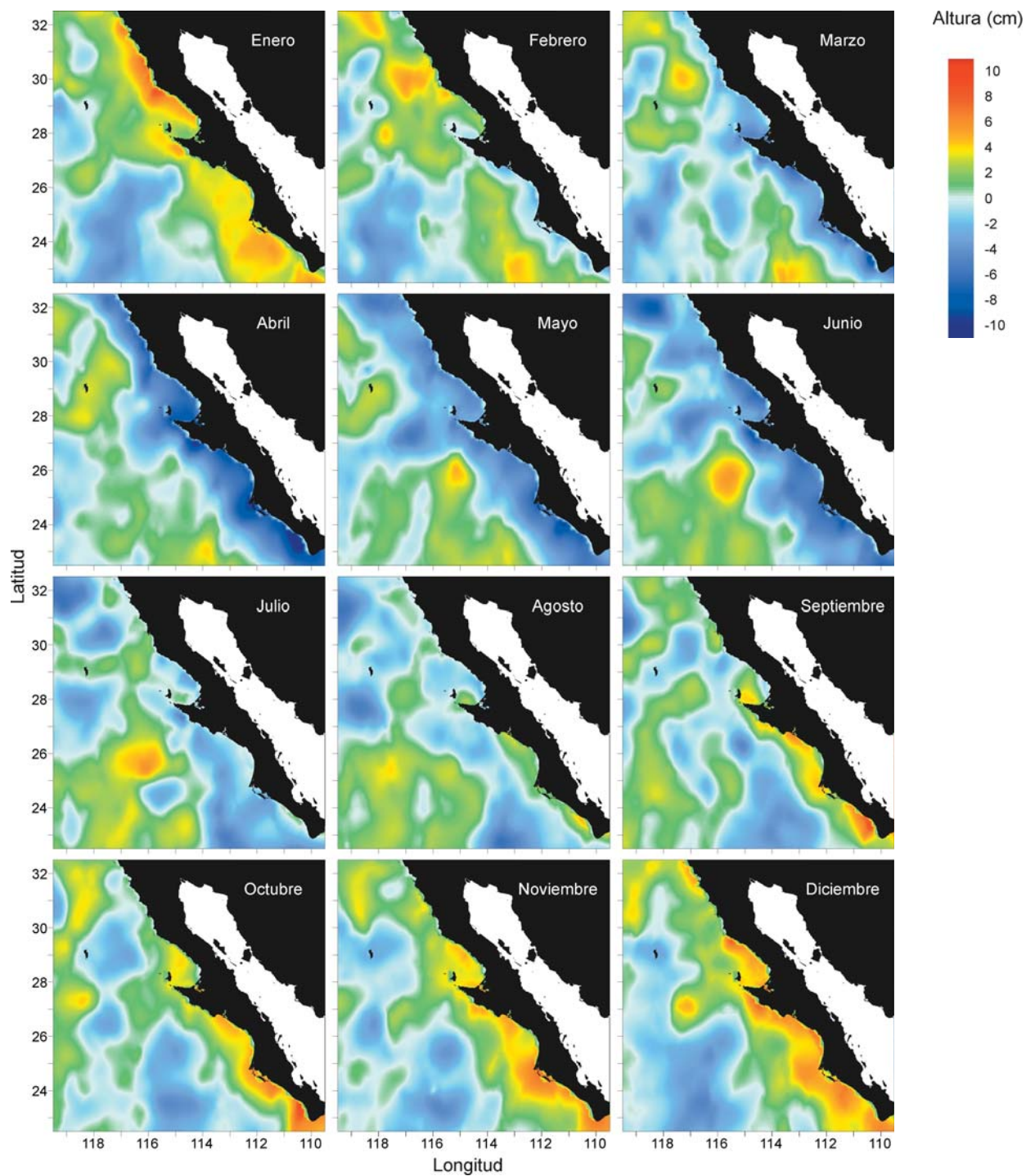


Figura 24. Altura promedio mensual del nivel del mar (cm), considerando el intervalo de noviembre de 1992 a diciembre de 2003.

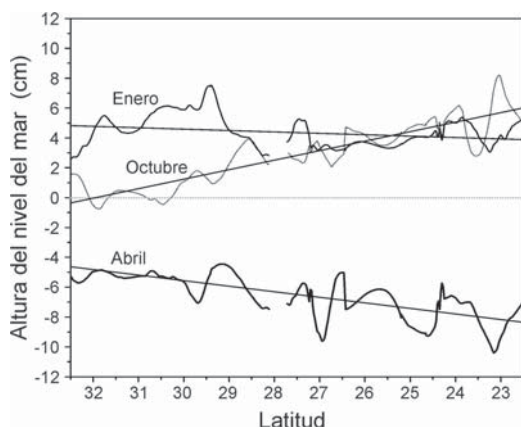


Figura 25. Altura promedio y tendencia general del nivel del mar (cm), en los periodos extremos, a lo largo del transecto paralelo a la costa referido en la figura 1.

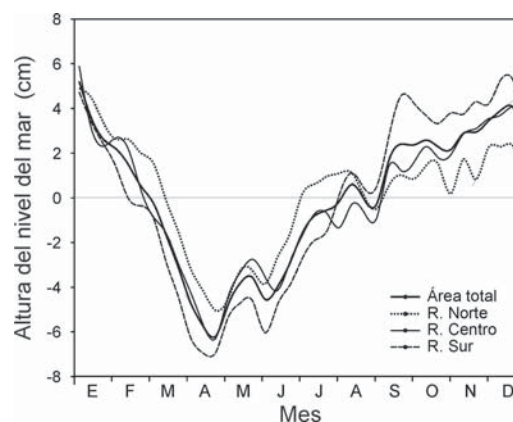


Figura 26. Altura del nivel del mar (cm), promedio cada diez días a lo largo de la costa de las regiones definidas por el ACP-Q del ISB.

la costa. Regionalmente las tres áreas definidas por el ACP-Q siguieron un comportamiento estacional semejante entre sí (Fig. 26) y reflejaron fielmente la presencia estacional de aguas frías, vientos intensos y surgencias costeras con descenso del nivel del mar en la primera mitad del año y aguas cálidas y vientos menos intensos, en la segunda mitad. Igualmente se observó la presencia de giros de mesoescala, algunos de los cuales permanecieron semiestáticos por varios meses, entre ellos el par ciclónico-anticiclónico presente entre Punta San Antonio y Bahía Todos Santos (frente de Ensenada) y otro ciclónico de mayor tamaño frente a Punta Eugenia de abril a junio (Fig. 24).

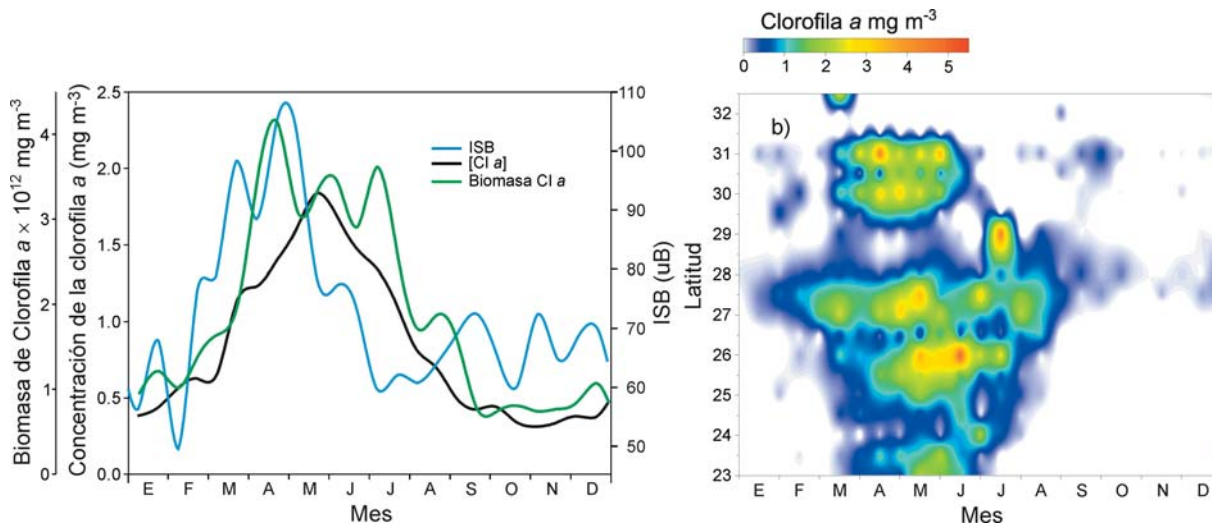


Figura 27. a) ISB (B), concentración de clorofila a (mg m^{-3}) y biomasa ($\text{mg m}^{-3} \times 10^{12}$) de clorofila a , promedio mensual a lo largo de la costa, b) concentración de clorofila a (mg m^{-3}) latitudinal a lo largo del año.

Clorofila a

Los datos puntuales de clorofila a , a lo largo de la costa, tuvieron una concentración promedio anual de 0.78 mg m^{-3} , el 96% de los valores estuvieron por debajo de 3 mg m^{-3} y el máximo valor se produjo en mayo (1.8 mg m^{-3}). La biomasa promedio anual a lo largo de la costa de la PBC y hasta 150 km mar adentro, fue de $1.81 \pm 1.6 \times 10^{12} \text{ mg m}^{-3}$, observándose el máximo valor ($4.2 \times 10^{12} \text{ mg m}^{-3}$) en el mes de abril.

La concentración y la biomasa tuvieron una variación estacional muy evidente y semejante entre sí (Fig. 27). Ambas tuvieron valores mayores al promedio de mediados de marzo a mediados de agosto y los valores por debajo de él, de septiembre a enero. Si bien, las dos siguieron la misma tendencia general que el ISB, mantuvieron valores altos de mayo a julio, aun cuando el ISB comenzó a declinar a partir de mayo. Inversamente en los meses restantes aun cuando el ISB alcanzó máximos secundarios, la concentración y la biomasa se mantuvieron bajas.

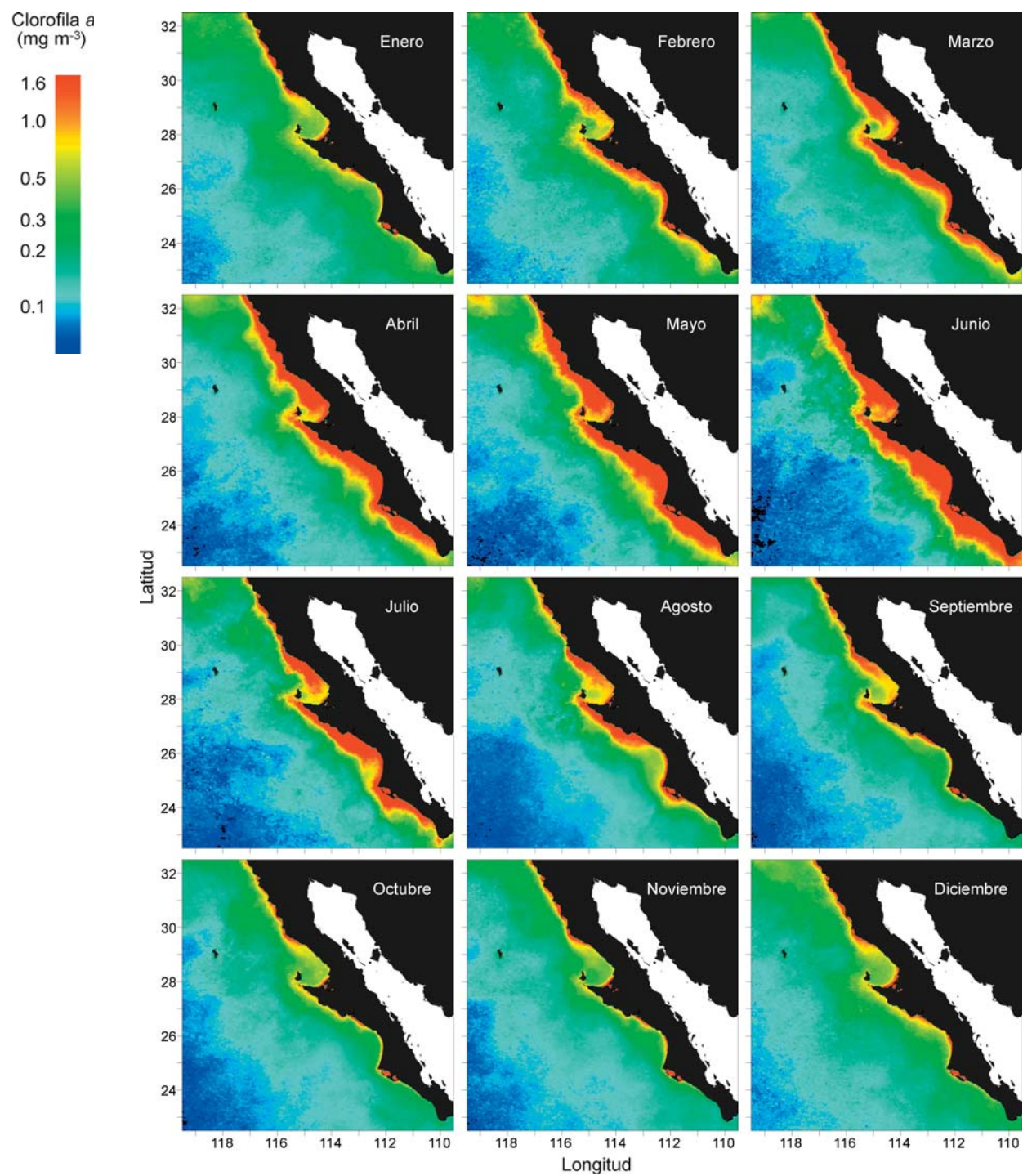


Figura 28. Concentración promedio mensual de la clorofila *a* (mg m^{-3}) calculada a partir de septiembre de 1997 a diciembre de 2003.

En el plano horizontal la mayor biomasa se concentró en la costa y declinó asintóticamente hacia mar abierto llegando a valores muy reducidos a una distancia aproximada de 150 km mar adentro sin que se observara un máximo secundario mar adentro (Fig. 28). Regionalmente la concentración en la región central fue la más alta (1.03 mg m^{-3}), seguida por la región sur (0.68 mg m^{-3}) y después por la región norte (0.65 mg m^{-3}).

La variación estacional de la biomasa entre regiones fue muy distinta (Fig. 29). En la región norte las mayores biomásas se presentaron a partir de la última semana de marzo a la primera semana de mayo, constituyendo más del 51% de la biomasa anual. En la región central en comparación, tuvo una biomasa más alta y relativamente más homogénea a lo largo del año; sin embargo, los valores más altos se presentaron de principios de marzo a finales de agosto. Mientras que en la región sur se incrementó paulatinamente a partir de febrero a junio y disminuyó progresivamente, hasta mantenerse con valores muy bajos el resto del año.

La relación de las tendencias a lo largo del año del ISB, la concentración y la biomasa de la clorofila *a*, fueron diferente entre regiones. En la región norte, tuvieron una correspondencia muy cercana, el aumento del ISB fue acompañado por el aumento de la concentración y la biomasa de la clorofila *a*, estando la mayor parte del tiempo en fase (Fig. 29). En la región central la misma correspondencia fue clara, sin embargo, mostró un claro desfase de aproximadamente un mes durante la primera mitad del año. Un evento muy relevante es que la biomasa llegó a su valor máximo en el mes de julio aun cuando el ISB se encontraba muy disminuido. En los meses siguientes la concentración y la biomasa de

la clorofila *a*, disminuyeron considerablemente alcanzando los valores más bajos de todo el año.

En la región sur a pesar de que el ISB tuvo una intensidad considerable y una variación estacional fuerte, el área de la isoterma de 15 °C fue mínima y dos órdenes de magnitud menor a las observadas en las regiones al norte. En tanto que la concentración y la biomasa de la clorofila *a*, mostraron un desfase de alrededor de un mes con respecto al ISB.

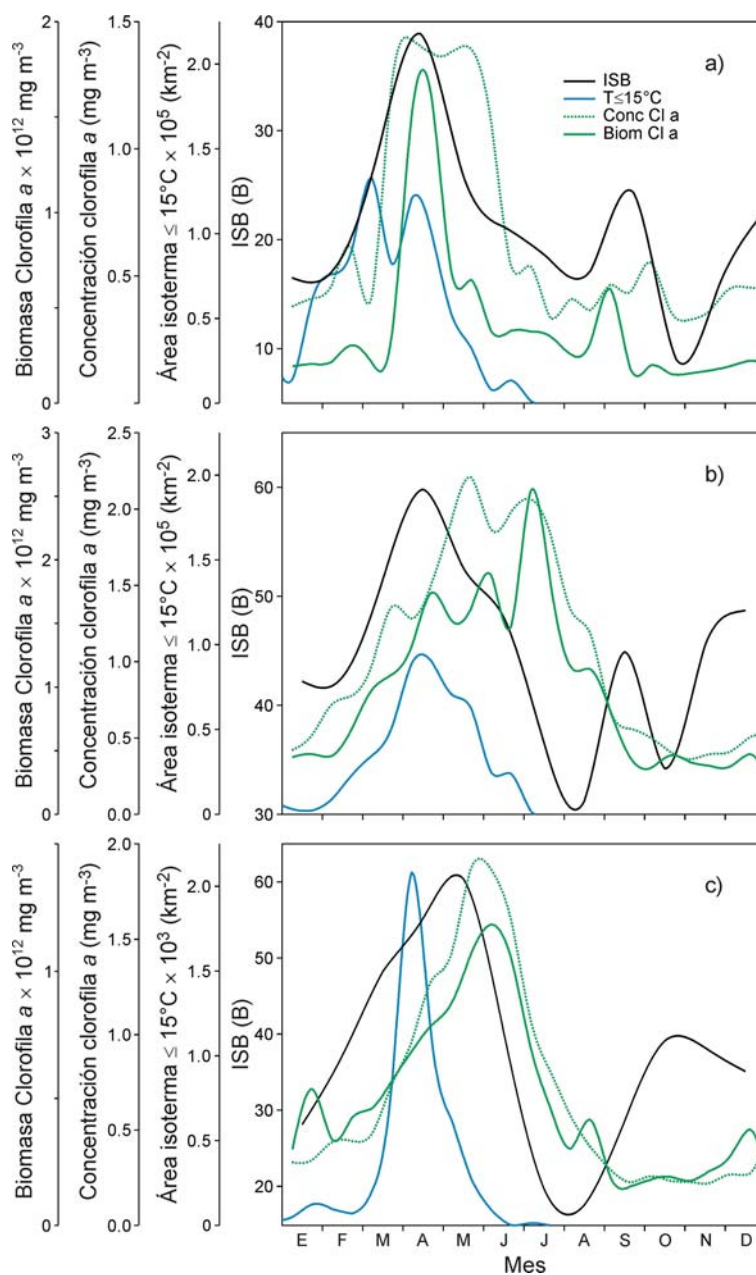


Figura 29. Promedio mensual del ISB (B), área de la isoterma de 15°C, concentración (mg m^{-3}) y biomasa de la clorofila *a* (mg m^{-3}), en cada una de las regiones definidas por el ACP-Q. a) región norte, b) región centro y c) región sur.

Variación Interanual

Índice de surgencias costeras de Bakun

El ISB tuvo una considerable variación interanual (Fig. 30), durante el año 2000 y 2001 la intensidad y la variación estacional del transporte fueron reducidos; no así las oscilaciones en la escala de meses que fueron altas. Mientras que en los años posteriores hubo un incremento tanto en la variación estacional como en la intensidad, que fueron máximas en el 2003; aun cuando hubo una reducción en las oscilaciones en la escala de meses. Es importante recalcar que el ISB anual acumulado se incremento hacia el 2003.

El transporte de descenso mostró cambios interanuales considerables. El transporte de invierno durante el 2000 y 2001 tuvo una frecuencia relativa de alrededor del 10%, en el 2002 fue del 3% y durante el 2003 llego al 20%. El transporte de verano y otoño mantuvo intensidades semejantes en los cuatro años, pero estuvo presente por más tiempo durante el año 2002.

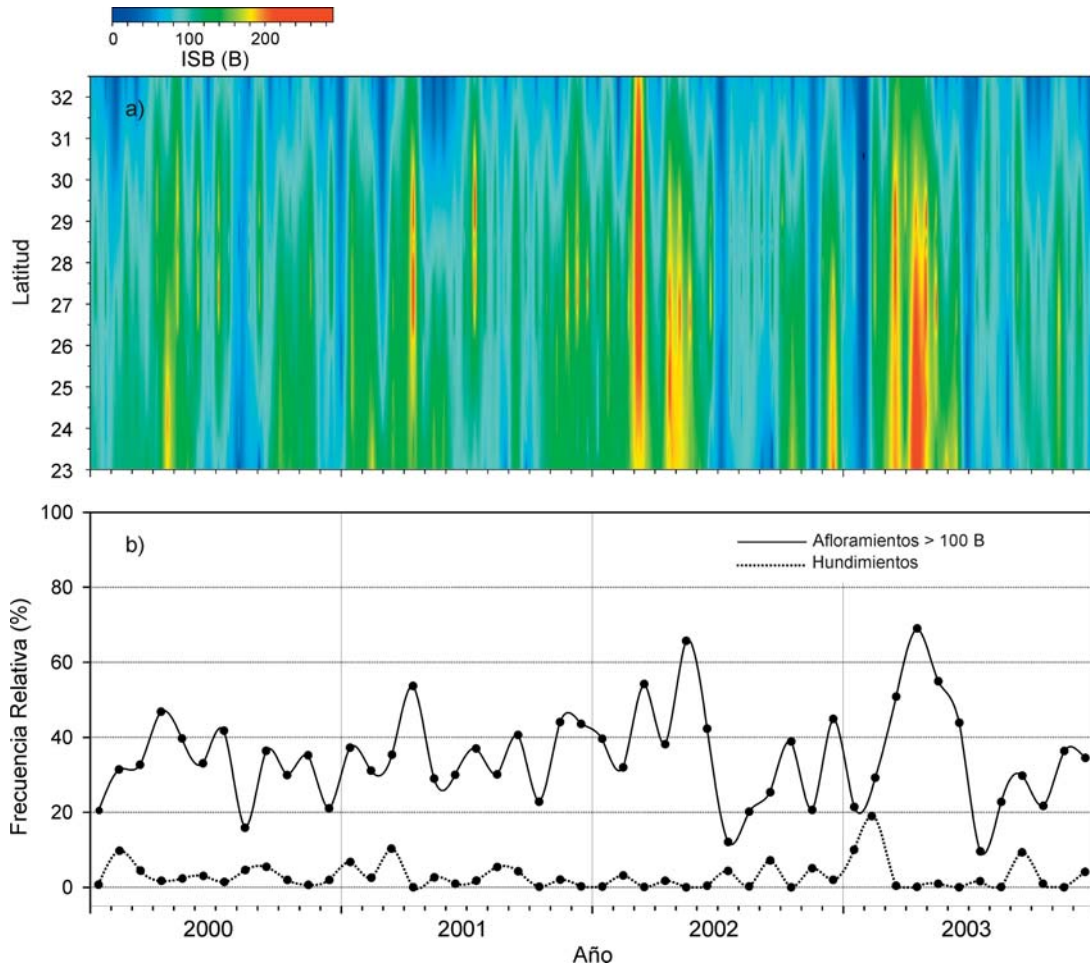


Figura 30. a) ISB (B) acumulado cada 15 días a lo largo de la costa, cada medio grado de latitud. b) Frecuencia relativa (%) de los eventos de hundimiento total y de afloramiento mayor a 100 B.

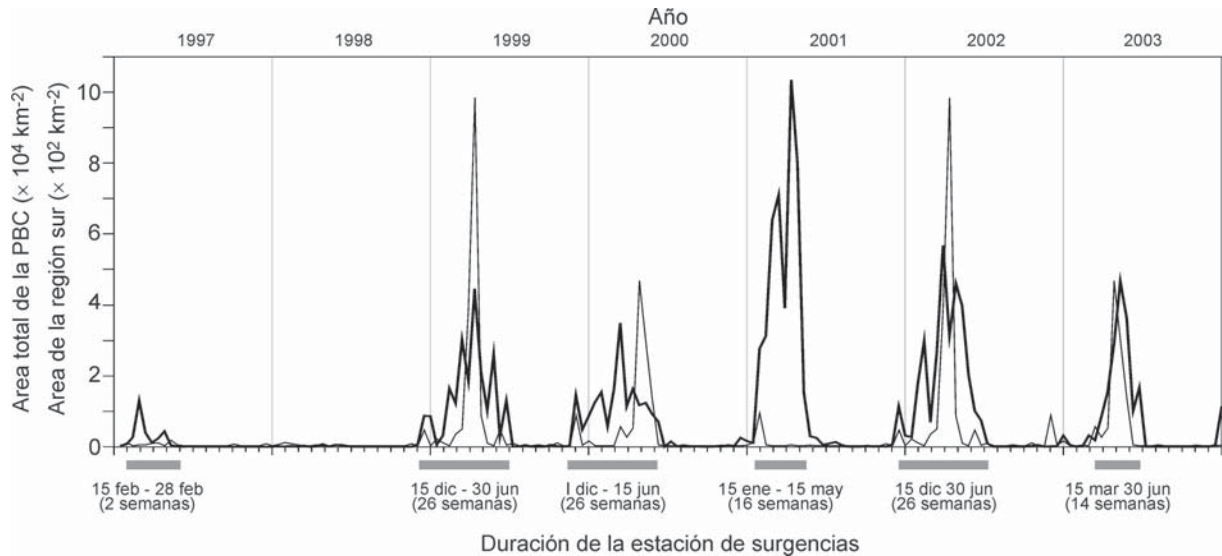


Figura 31. Área que contiene la isoterma de 15 °C, promedio cada 15 días, de enero de 1997 a diciembre de 2003. Total (negritas) y de la región sur (gris) y longitud de la época de surgencias. Note que el área de la región sur es dos órdenes de magnitud menor que el área total.

Superficie de la isoterma de 15 °C

La superficie ocupada por la isoterma de 15 °C indicó que si bien las surgencias se presentaron en los siete años analizados (Fig. 23), éstos tuvieron una amplia variación espacial y temporal en la escala de semanas (Fig. 31). Durante las condiciones de El Niño de 1997-98 la superficie ocupada por la isoterma de 15 °C fue casi inexistente y estuvo presente solo por algunos días. En los años posteriores durante La Niña, hubo una rápida recuperación; en 1999 los afloramientos se incrementaron considerablemente y estuvieron presentes por 26 semanas, mientras que en año 2000 los afloramientos se redujeron 30% y estuvieron presentes por las mismas 26 semanas. En el 2001 en cambio, los afloramientos fueron muy intensos pero solo estuvieron presentes durante 16 semanas, sin prácticamente mostrar eventos de relajamiento. Durante las siguientes condiciones de El Niño, la superficie se redujo 30% en el 2002; sin embargo, estuvieron presentes durante 26 semanas. En el 2003 la superficie continuó reduciéndose hasta 60% y permaneció únicamente 14 semanas.

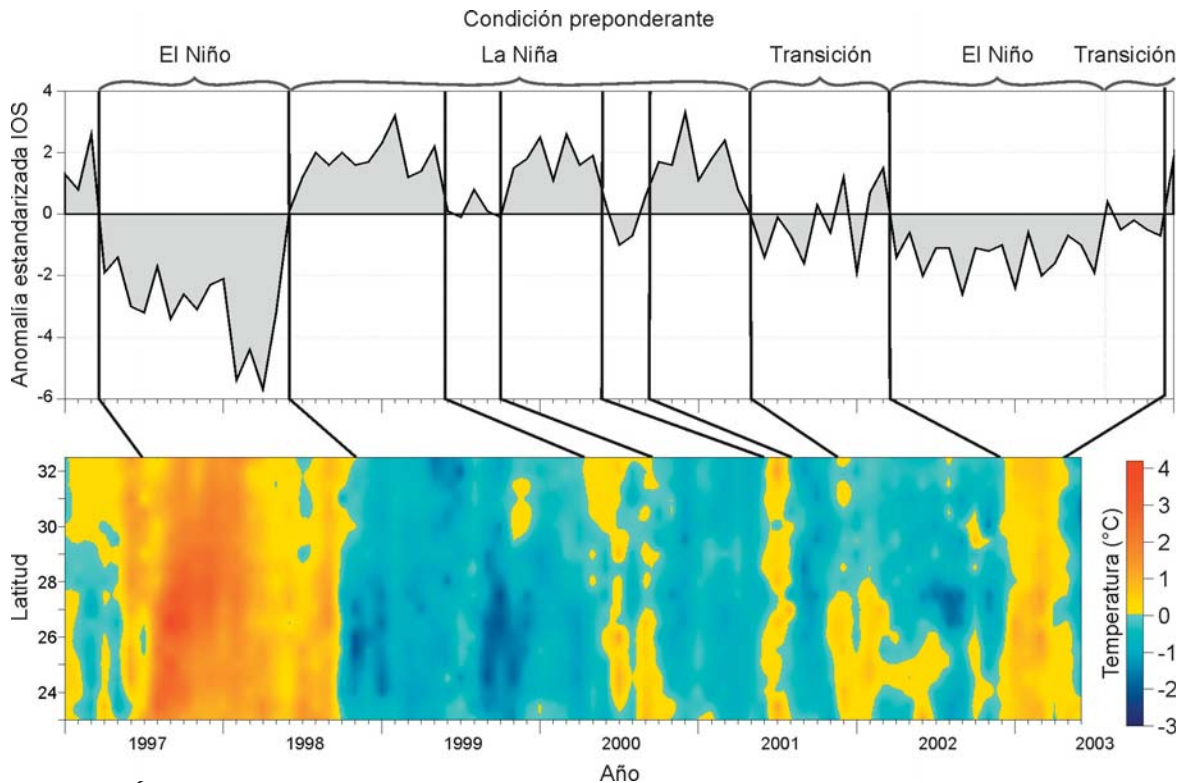


Figura 32. Índice de Oscilación del Sur (IOS) y anomalía de la temperatura superficial del mar ($^{\circ}\text{C}$) a lo largo de la costa de la PBC.

Anomalía de la temperatura superficial del mar

Las ATSM presentes durante 1997 a 2003 tuvieron variaciones en la intensidad como respuesta al forzamiento de ENOS, sin embargo, tuvieron un retraso con respecto a cada una de las condiciones preponderantes de La Niña y El Niño y en algunos casos parecieron anticiparse.

Durante las condiciones del evento de la Niña de 1996-1997 que finalizó a mediados de marzo, las anomalías negativas, menores a 1°C , se prolongaron hasta finales de junio, al sur de Punta San Pablo (Fig. 32). En cambio, al norte de esta misma punta, las anomalías fueron positivas, aparentemente anticipándose a las condiciones de El Niño de 1997-1998, como también fue reportado por Lynn *et al.* (1998).

En el evento de El Niño iniciado en febrero de 1997 y finalizado en mayo de 1998, se presentaron anomalías positivas muy intensas de hasta 4.2 °C en agosto de 1997. Fueron inicialmente más acentuadas al sur de Punta Eugenia y después se hicieron más suaves y se extendieron a toda la costa (Fig. 32 y 33). Aun cuando el evento concluyó en mayo de 1998, las anomalías positivas fueron altas hasta septiembre del mismo año.

Durante las condiciones prolongadas e intensas de La Niña iniciadas en junio de 1998, las anomalías negativas se produjeron 5 meses después, en octubre de 1998 y se prolongaron hasta noviembre de 2001 aun cuando las condiciones habían concluido en abril del 2001 (Fig 32). Fueron muy intensas (-2.3°C) y se presentaron principalmente al sur de los 28° N con anomalías positivas menores a 1.3 °C.

En el periodo de condiciones de transición o "normales" de mayo de 2001 a marzo de 2002 las anomalías también se retrazaron alrededor de 6 meses y fueron negativas al norte de los 28° N y positivas al sur de la misma latitud. A partir de octubre de 1998 y hasta noviembre de 2002, las anomalías fueron preponderantemente negativas pero interrumpidas por anomalías positivas. Las anomalías negativas fueron muy intensas y máximas (-2.3°C) principalmente al sur de los 28° N en octubre de 1998, septiembre y agosto de 1999 y en julio de 2002. Las anomalías positivas en cambio fueron menores a 1.3 °C.

El suave evento de El Niño de marzo 2002 a julio de 2003, produjo a partir de diciembre de 2002 y hasta marzo de 2003, anomalías positivas a lo largo de la costa con máximos de 1.4 °C. A partir de abril se hicieron negativas, con alrededor de -1.9 °C.

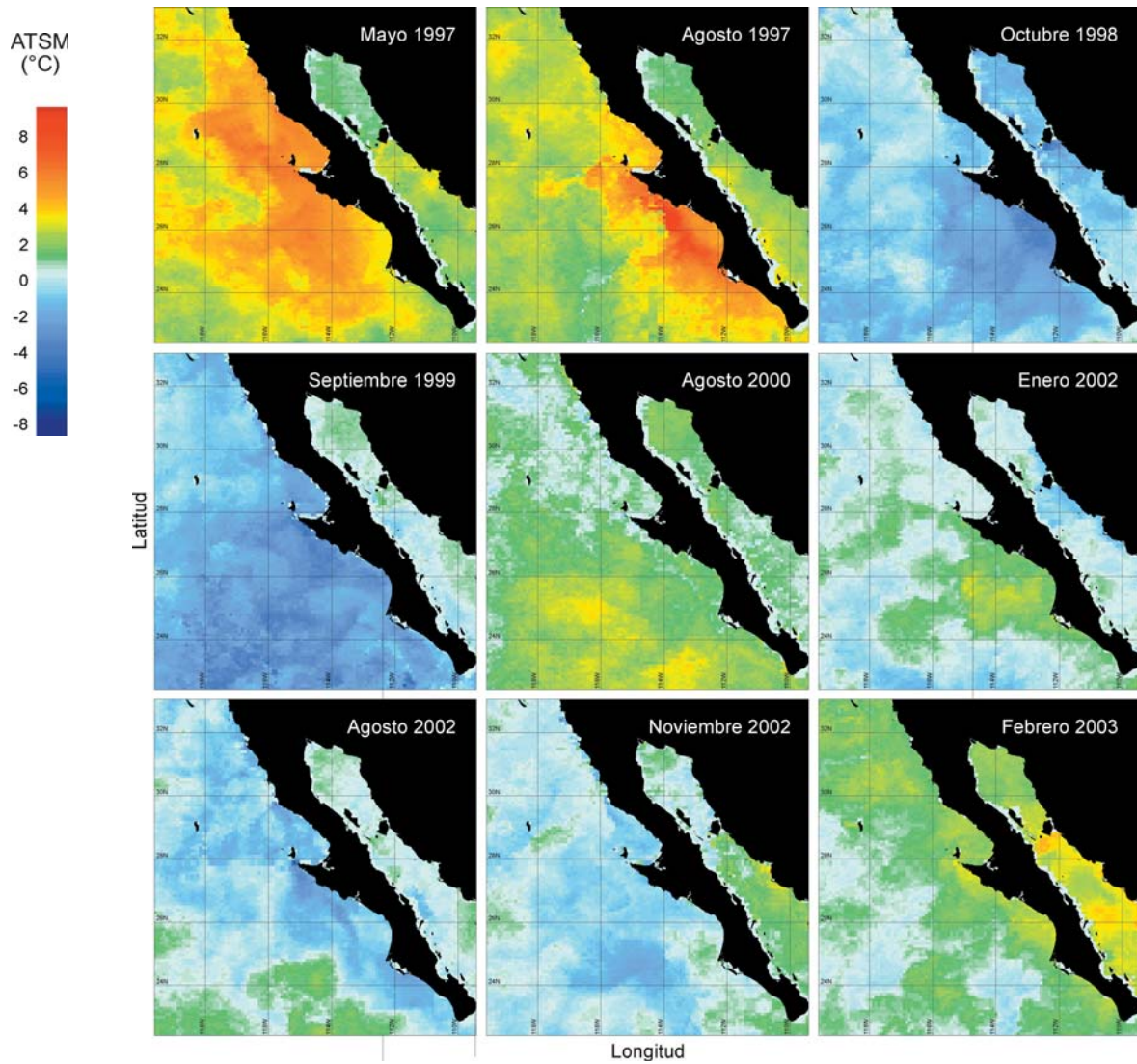


Figura 33. Anomalías mensuales de la TSM (°C), más intensas, calculadas a partir del promedio de enero de 1985 a mayo de 2003.

Contracorriente de California

El análisis de las imágenes AVHRR de TSM de 1997 a 2003, evidenció el ingreso de agua subtropical a las costas del extremo sur de la PBC entre los últimos días del mes de mayo y la primera quincena de junio, que podría corresponder a la CcC. En la figura 34 únicamente se muestran las imágenes correspondientes al año de 1997. En todos los años esta agua fue evidente al tener una TSM superior a 24°C y a que formó gradientes intensos con respecto a las aguas templadas subárticas. Su desplazamiento se produjo a lo largo de la costa y hasta una distancia hacia mar abierto de 120 km aproximadamente. Al llegar a Punta Eugenia se desvió al oeste donde ambos tipos de aguas confluyeron.

En mayo de 1997 el frente de la corriente se observó al oeste de Cabo San Lucas y se desplazó a lo largo de la costa y alcanzó Punta Eugenia el 24 de julio; de lo que se pudo estimar una velocidad promedio de la corriente, en la superficie, de 18 cm s⁻¹. Su presencia fue todavía evidente a finales del mes de agosto y hasta al menos 320 km al oeste de la costa. Durante este mismo año ocurrieron algunos eventos singulares. La corriente de agua subtropical formó al sur de punta Eugenia, una estructura en forma de hongo (conocida en la dinámica de fluidos como vértice de von Karman, ver Fig. 34 10/10/97), con la presencia de un giro ciclónico a la izquierda de la corriente y otro anticiclónico a la derecha, ámbos mayores a 150 km de diámetro. Parte de este último giro invadió la Bahía Sebastián Vizcaíno. Algunas semanas después la corriente se desplazó paralela a la costa en dirección de Isla Guadalupe a una distancia aproximada de 80 km. Esta estructura reportada por Lynn *et al.* (1998) como una corriente en chorro (Fig. 4) dejó de ser evidente en las imágenes de AVHRR en la tercera semana de noviembre.

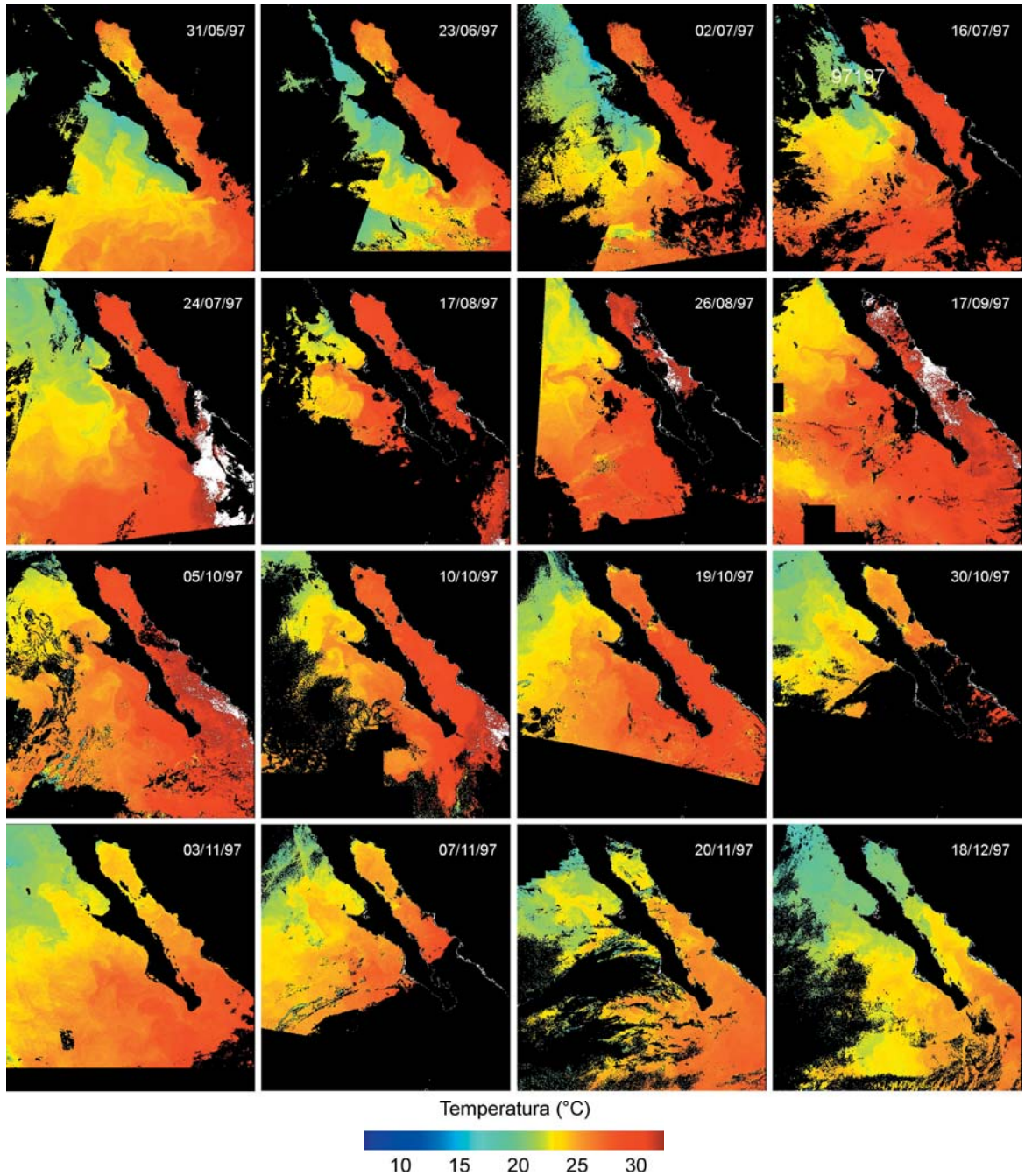


Figura 34. Imágenes AVHRR de temperatura (°C) superficial del mar, en las que se muestra el ingreso de la Contracorriente de California (CcC) y el desarrollo de una corriente en chorro, durante 1997.

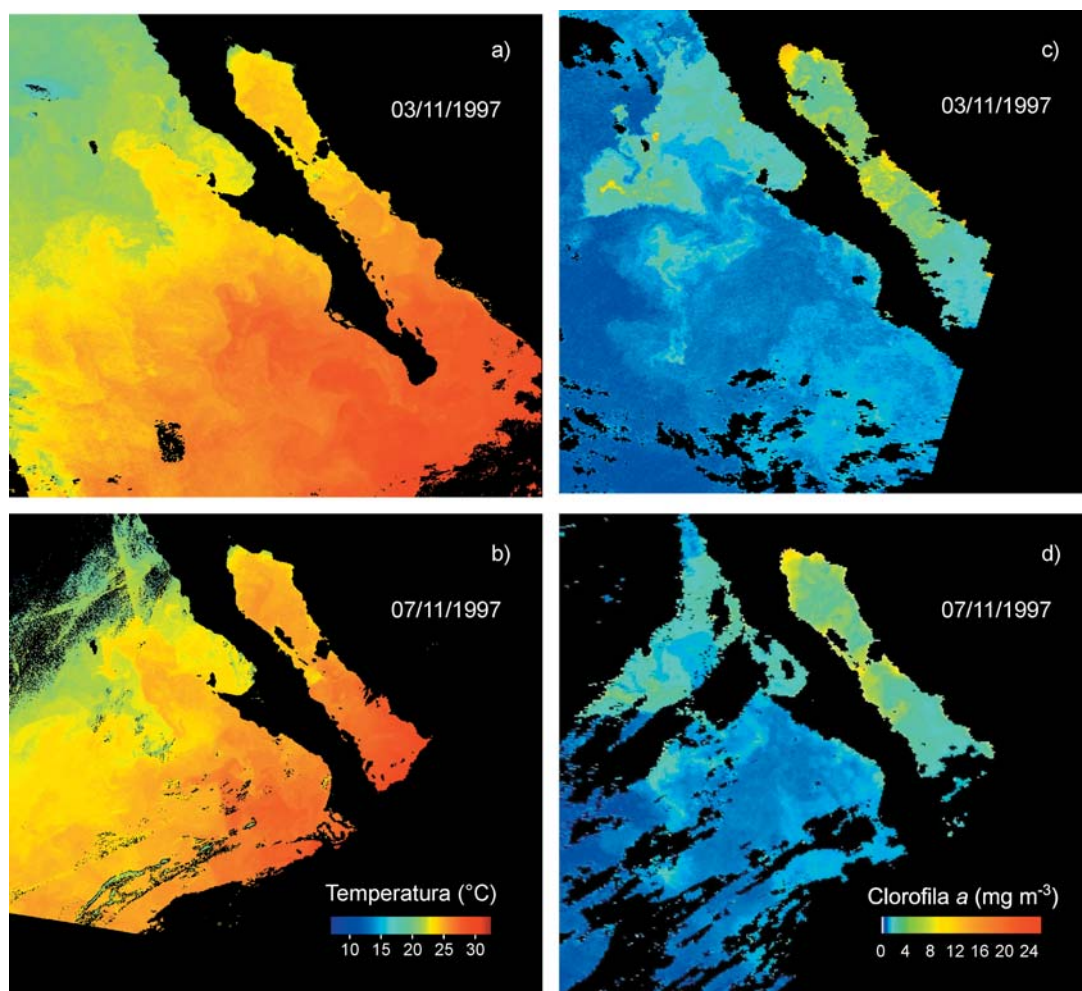


Figura 35. a) y b) Imágenes AVHRR de TSM (°C) de 1997 en las que se muestra la corriente en chorro paralela a la costa. c) y d) Imágenes SeaWifs de pigmentos fotosintéticos (mg m⁻³) en las que se aprecia el desplazamiento de las aguas cercanas a la costa, hacia mar abierto.

El paso de esta corriente ocasionó el desplazamiento de las aguas cercanas a la costa hacia mar adentro, evidenciadas en las imágenes SeaWifs de pigmentos fotosintéticos de la misma fecha (Fig. 35).

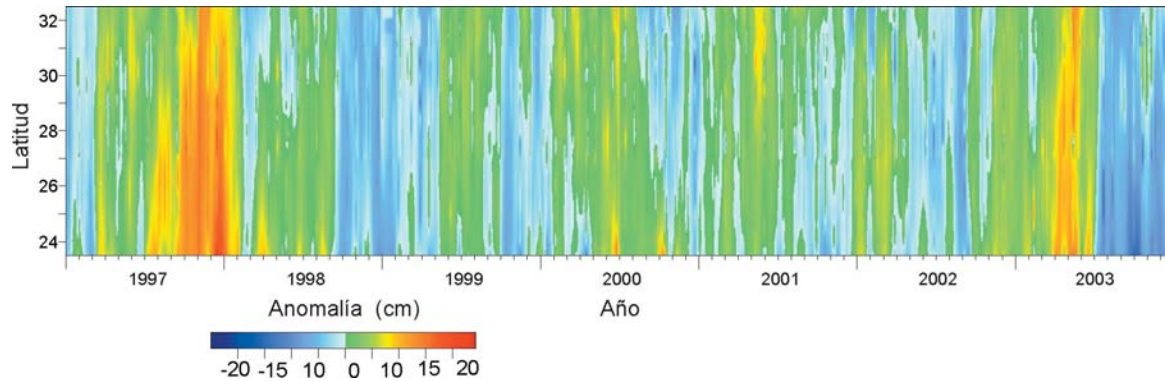


Figura 36. Anomalía de la altura del nivel del mar (cm) cada 10 días, a lo largo de la costa, para el periodo de enero de 1997 a diciembre de 2003, con respecto al promedio de noviembre de 1992 a diciembre de 2003.

Nivel del mar

La anomalía de la altura del nivel del mar (Fig. 36) fue en general consistente con el IOS (Fig. 2). Durante los dos primeros meses de 1997 las anomalías fueron negativas y comenzaron a hacerse positivas a partir de marzo. Alcanzaron un primer máximo al sur de la PBC en julio extendiéndose a toda la costa a mediados de septiembre. En diciembre de 1997 alcanzó el valor más alto (27 cm) del periodo de estudio, particularmente al sur de Punta Eugenia. Durante el mes de enero a febrero de 1998 la anomalía cayó drásticamente a valores cercanos a -10 cm. A partir de entonces y hasta julio de 2002 se observaron oscilaciones positivas y negativas de magnitudes relativamente reducidas, que nuevamente se acentuaron en septiembre de 2002 al alcanzar -14 cm. A partir de este momento y hasta la primera mitad del 2003 se produjo un aumento considerable del nivel del mar de hasta 17 cm, que no llegó a ser tan intenso como el presente en la segunda mitad de 1997. Después de julio de 2003 se observó el descenso más importante y más prolongado en todo el periodo de estudio de aproximadamente -13 cm.

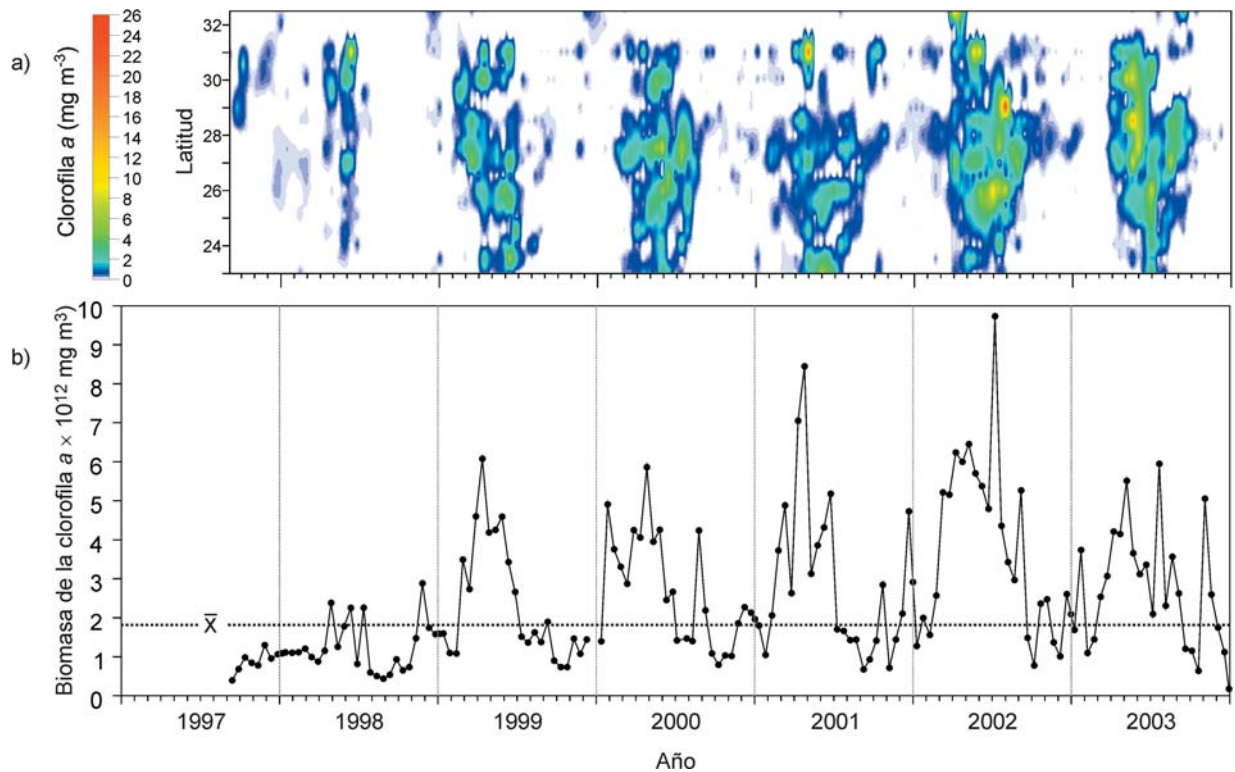


Figura 37. a) Distribución latitudinal de la concentración de clorofila *a* (mg m⁻³) quincenal a una distancia aproximada de 20 km de la costa. b) Biomasa anual acumulada (mg m⁻³).

Clorofila *a*

La biomasa de clorofila *a* durante 1998 a 2003, tuvo una fuerte variación interanual (Fig. 37). Durante 1998 fue la más reducida observándose una clara tendencia ascendente hacia el 2002 para nuevamente comenzar a declinar hacia el 2003 (Fig. 38).

El número de días por año en que la biomasa fue igual o superior a la biomasa promedio, también varió notablemente. Mostró un aumento lineal

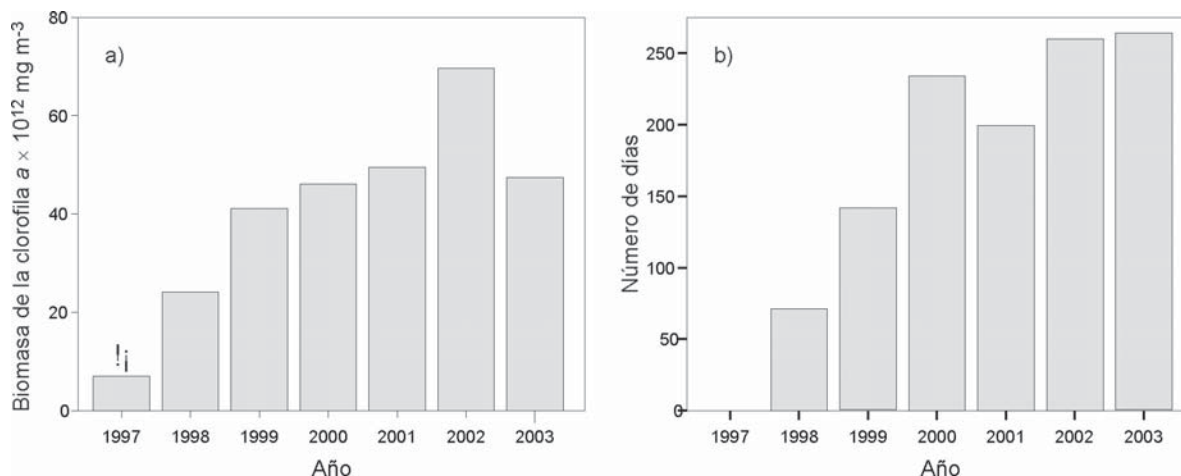


Figura 38. a) Biomasa anual de la clorofila a ($\times 10^{12} \text{ mg m}^{-3}$) de 1997 a 2003 y b) número de días por año con biomasa de clorofila a igual o mayor al promedio de septiembre de 1997 a diciembre de 2003. Note que en ambos gráficos en el año de 1997 solo estuvo disponible la información de los meses de septiembre a diciembre.

de 1998 al 2000, después siguió un leve descenso en el 2001 y nuevamente aumento a valores máximos en el 2002 y 2003. Igualmente se observó que a partir del 2000 hubo una tendencia al aumento de los días con biomasa iguales o mayores al promedio durante los últimos meses del año; así como, la aparición de eventos de corta duración de alta producción de clorofila a . Fue también notable que durante el año 2003, la estación de mayor productividad primaria comenzó y terminó más tarde que en los años anteriores (Fig. 37).



Discusión

Condiciones Anuales Promedio

En el periodo de análisis del viento de enero de 2000 a diciembre de 2003 considerado como condiciones moderadas a intensas de La Niña y suaves de El Niño, los vientos promedio fueron la mayor parte del tiempo favorables al transporte de ascenso al soplar preponderantemente del NW y tener una componente a lo largo de la costa de $5.7 \pm 2.9 \text{ m s}^{-1}$. Su variación estacional, si bien fue más evidente en la magnitud que en la dirección, en la escala de días también lo fue en dirección durante eventos esporádicos, que generaron transporte de hundimiento y reducción de las surgencias.

No obstante que hubo una casi total dominancia de la frecuencia de ocurrencia del transporte de ascenso (97 %) sobre el de hundimiento (3 %), ambos tuvieron un comportamiento estacional definido. El transporte de ascenso fue en promedio de 74.5 B, su variación estacional tuvo una tendencia bimodal; el máximo primario ocurrió de mediados de febrero a finales de junio y el secundario, considerablemente más pequeño, se produjo entre septiembre y octubre. El transporte de descenso fue en promedio de 13.5 B, su máxima intensidad se observó de diciembre a marzo sobre todo al norte de Punta San Antonio por la presencia de vientos Santa Ana y de junio a septiembre al sur

de Punta Eugenia, coincidente con el paso de tormentas tropicales y huracanes. Debido a su presencia esporádica, corta duración y reducida magnitud, este transporte podría interpretarse más como eventos de interrupción o relajamiento de los afloramientos, que de transporte de hundimiento en si mismo.

El análisis de TSM que ocupó el periodo de enero de 1997 a diciembre de 2003 y que representó el promedio de las condiciones intensas y suaves de El Niño e intensas y prolongadas de La Niña, mostraron que en la costa de la Península de Baja California la presencia en la superficie de aguas característicamente de surgencia menores o iguales a 15 °C que inducen alta productividad primaria, se presentaron por alrededor de 23 semanas, a partir de la última semana de enero a la primera semana de julio. Su tendencia a lo largo del año fue semejante a la del ISB hasta el mes de julio, mientras que el resto del año aun cuando el ISB mantuvo valores de ascenso de 10 a 20 B, la isoterma de 15 °C no se observó en la superficie. Es decir, durante el primer semestre del año, la presencia de la Masa de Agua Subártica y de vientos favorables a las surgencias generan alta producción primaria; mientras que durante la segunda mitad del año, la productividad primaria esta limitada no tanto por la ausencia de vientos favorables a las surgencias, sino por la presencia de aguas cercanas a la superficie tropicales y subtropicales.

La concentración promedio de la clorofila *a*, fue de 0.78 mg m⁻³. La distribución promedio anual, perpendicular a la costa de la Península de Baja California, fue máxima cerca de ella y se redujo asintóticamente hacia mar adentro. A diferencia de lo mencionado por Chelton (1982), para la biomasa

zooplanctónica al norte de Baja California y California, no se observaron máximos mar adentro que pudieran relacionarse con el cizallamiento entre la Corriente y la Contracorriente de California y advección de latitudes más altas.

La capa de Ekman tuvo un grosor promedio de 37.0 ± 14.7 m, con una tendencia a aumentar al disminuir la latitud. Alcanzó los valores más altos al sur de Cabo San Antonio y al sur de Punta Eugenia donde fue en promedio de 43 m, llegando a alcanzar esporádicamente 100 m. De los espesores encontrados se desprende que las surgencias transportan Agua de la Masa Subártica a través de la CC, durante la estación de surgencias y el resto del año, ATS transportada por la CcC y posiblemente cuando los vientos son intensos AStSs.

El ACP-Q del ISB evidenció la existencia de tres regiones costeras en las que la variación estacional del transporte de Ekman perpendicular a la costa, responde a la variación de los vientos y la geomorfología locales. Si bien el comportamiento estacional del ISB fue similar a lo largo de toda la costa, su intensidad promedio varió considerablemente entre regiones. La misma regionalización se hizo evidente en la variación estacional del área ocupada por la isoterma de 15 °C y la concentración y la biomasa de la clorofila *a*.

La región situada al norte de Punta San Antonio que forma parte de la Región Central del SCC, definida por Schwing *et al.* (1996), se distingue por tener una línea de costa menos accidentada que las regiones al sur y por la presencia de cadenas montañosas de considerable altura cercanas a la costa. En ella la intensidad de los vientos fue favorable a los afloramientos durante los meses de marzo a mayo. A diferencia de lo señalado por Schwing *et al.* (1996),

que mencionan que los afloramientos tienen una tendencia sinusoidal anual, se observó un segundo máximo secundario en septiembre, como en el resto de la península. En esta región, los afloramientos fueron más reducidos y tendieron hacia una moda de 25 B, adicionalmente la presencia de vientos Santa Ana provocaron durante los meses de octubre a mayo, fuertes variaciones en la intensidad y dirección del transporte.

El análisis de los vientos Santa Ana, respaldan la idea de Trasviña *et al.* (2002), de que tales vientos pueden inducir surgencias costeras, en forma similar a lo que se observan en el Golfo de Tehuantepec. Sin embargo, también se plantea que los mismos vientos Santa Ana pueden, ocasionar hundimientos dependiendo de la dirección local de la línea de costa y de los vientos. En esta región el aumento del ISB fue acompañado por el aumento de la superficie de la isoterma de 15 °C y de la biomasa de clorofila *a*, por lo que con excepción de las surgencias generadas por los vientos Santa Ana, la surgencias costeras son quizá preponderantemente tipo Ekman.

Las regiones centro y sur localizadas al sur de Punta San Antonio y limitadas entre si por Punta Abrejos, correspondieron a la Región Sur del SCC, definida por Schiwing *et al. op cit.* Ambas regiones se diferencian de la región norte en que poseen una línea de costa muy accidentada y complicada por la presencia de islas de altura considerable, bahías amplias y puntas muy prolongadas y en general por una extensa llanura costera, que hacen suponer que la dinámica de los vientos superficiales puede ser mucho más compleja, como ha sido señalado por Palacios Hernández *et al.* (1995) para la Bahía Sebastián Vizcaíno.

La región central tuvo los vientos más intensos ($6.3 \pm 2.5 \text{ m s}^{-1}$) y el mayor transporte de afloramiento de las tres regiones, particularmente al sur de Cabo San Antonio y del sur de Punta Eugenia a Punta Abreojos; así como, el menor transporte de hundimiento, debido quizá, a que es menos afectada por la presencia de vientos Santa Ana y por el paso de tormentas tropicales y huracanes. Los mayores afloramientos se producen de principios de febrero a mediados de julio y el máximo secundario en el mes de septiembre. El promedio anual fue de 93.3 B y la moda de 85.0 B. En esta región fue clara la concordancia entre el ISB y el área de la isoterma de $15 \text{ }^\circ\text{C}$, hasta la primera semana de julio, lo mismo sucedió con la isoterma de $15 \text{ }^\circ\text{C}$ y la biomasa de la clorofila *a*, hasta mediados mayo. Sin embargo, aun cuando el área de la isoterma decreció, la biomasa siguió aumentando y llegó al máximo valor en julio disminuyendo hacia finales de agosto. Este comportamiento hace entrever la presencia de otros fenómenos que generan alta productividad, no necesariamente de surgencias tipo Ekman. Algunas posibilidades pueden ser las siguientes: uno, que los vientos sean suficientemente intensos para generar transporte hasta la superficie o cerca de ella de la Masa Subtropical Subsuperficial y generar altas biomásas superficiales o subsuperficiales. Dos, que la Contracorriente de California al cambiar de dirección hacia el oeste al sur de Punta Eugenia produzca giros ciclónicos de mesoescala que eleven la termoclina y generen turbulencia que favorezca el aumento de la producción primaria. Otra es la propuesta por Bernal (1980), Bernal y McGowan (1981) y Chelton (1982), relacionada con el cizallamiento entre la Corriente y la Contracorriente de California; sin embargo, debido a que esta última se desplaza superficialmente en una franja costera muy angosta de 20 km, no fue posible diferenciarla de la productividad generada por las surgencias costeras. Morales-Zárate *et al.* (2000) mencionan que una

posibilidad es la presencia de estructuras oceanográficas (frentes y giros) que generan mecanismos físicos de convergencia de aguas enriquecidas, que pueden permitir una mayor concentración y retención de partículas orgánicas.

En la región sur la frecuencia relativa de la intensidad de los afloramientos tuvo un comportamiento bimodal de 25 y 70 B y promedio de 86.3 B. El mayor transporte ocurrió de mayo a junio y el máximo secundario en octubre. La región mostró el mayor intervalo de variación estacional y es la zona con mayor perturbación causada por la presencia de tormentas tropicales y huracanes; cuyos efectos se traducen en un mayor transporte de hundimiento. La superficie de la isoterma de 15 °C es dos órdenes de magnitud menor a las de las regiones al norte y su presencia no parece reflejarse en un aumento de la biomasa de clorofila *a*.

Los datos disponibles del nivel del mar de octubre de 1992 a diciembre de 2003, mostraron que su variación es compleja, debido a la presencia de una multitud de factores; entre ellos los vientos de superficie, la Corriente y la Contracorriente de California y las aguas de surgencias, que interactúan con la línea de costa y con los accidentes topográficos y batimétricos. No obstante, fue evidente la presencia estacional de dos modos principales de oscilación, uno costa-océano y otro en el sentido a lo largo de la costa. En el modo costa-océano la línea nodal fue paralela a la costa y se localizó a 150 km de ella, aproximadamente. Alcanzó un gradiente máximo de 22 cm, el nivel del mar en la costa fue bajo de marzo a julio y alto durante agosto a febrero, reflejando el efecto de arrastre del viento, que durante invierno tiende a acumular agua en la costa y lo disminuyó con la presencia de surgencias en la primera mitad del año.

El modo de oscilación a lo largo de la costa fue de aproximadamente de 6.5 cm de amplitud. Durante enero el nivel del mar es de alrededor de 5 cm por arriba de cero y es particularmente más alto al norte de Punta San Antonio y Bahía Todos Santos, quizá relacionado con la presencia de la rama sur originada en el giro ciclónico y el frente de Ensenada (Peláez y McGowan 1986, citado por Pérez Brunius 2006). En abril el nivel es el más bajo y sigue además una pendiente entre los extremos de la PBC de alrededor de 4 cm, como resultado del efecto combinado de los vientos favorables a las surgencias, las surgencias de aguas frías y de la Corriente de California. En octubre el nivel vuelve a ascender y el desnivel se invierte, estando el extremo sur 6.5 cm por arriba del extremo norte, debido a la reducción los vientos favorables a las surgencias y por la presencia de aguas más cálidas de la Contracorriente de California.

En los cuatro sub-modos de oscilación, resultado de la combinación de los dos armónicos fundamentales, el descenso del nivel del mar coincidió con la presencia de las aguas de menor temperatura de la CC y los vientos del NW que inducen el desplazamiento de agua hacia mar abierto, con desnivel cercano a la costa y el afloramiento de aguas de surgencia de baja temperatura. Mientras que el ascenso del nivel coincidió con la reducción de los afloramientos y con aguas cálidas de la CcC que ocasionan el aumento del volumen de agua y el apilamiento de agua cercano a la costa, como resultado del balance entre el gradiente de presión y el efecto de Coriolis. Esto podría indicar también, la posibilidad de una contribución termostérica importante en las variaciones del nivel del mar, ya que la disminución del nivel coincide con la intrusión de aguas frías y de baja salinidad; mientras que el aumento coincide con la intrusión de aguas cálidas y salinas. La mayor intensidad de las surgencias observadas al sur de Punta San Antonio y al sur de Punta Eugenia fueron también reflejadas en un menor nivel del mar en comparación al resto de la costa durante todo el año.

Es interesante mencionar las pequeñas oscilaciones que se forman durante los periodos de inversión de la anomalía del nivel del mar, son el resultado del relajamiento del forzamiento inducido por el viento y le dan la configuración de una onda estacionaria, resultado de la suma de dos ondas ortogonales, con periodos de 6 meses, mientras que los sub-harmónicos muestran oscilaciones más rápidas, como es de esperarse, y son múltiplos de la frecuencia de los modos básicos, en este caso son de tres meses, una situación similar en cuanto a modos de oscilación del nivel del mar como resultados de forzamientos por vientos estacionales es la mostrada por Salas de León et al. (2006) para el sur del Golfo de México, lo que es interesante es que en el caso de los autores antes mencionados gran parte de sus resultados se atribuye a que existe una frontera cerrada en el sur. En este caso no hay frontera cerrada al sur y sin embargo, se observa el relajamiento y la propagación de una onda en dirección contraria a la formada por el esfuerzo del viento, con sus respectivos sub-harmónicos.

Variación Interanual

Los resultados parecen mostrar que la hipótesis general de que las condiciones del El Niño en la costa de la Península de Baja California disminuyen la producción primaria, solo es aplicable parcialmente durante eventos intensos, mientras que no lo es, a los eventos con intensidades suaves a moderadas, que parecen tener una respuesta variable entre eventos y regiones. Adicionalmente parece haber un periodo de retraso o defasamiento entre las condiciones observadas en el ecuador y en el SCC entre eventos, tanto durante El Niño como durante La Niña.

No obstante que no hay información de los vientos durante las condiciones intensas de El Niño de 1997-98 por lo que no es posible hablar de cambios en el

transporte vertical de agua, la respuesta de la TSM mostró un abatimiento casi total de la isoterma de 15 °C, particularmente en 1998, debido a la inhibición de las surgencias de aguas frías como resultado de la advección de agua cálida de la Contracorriente de California y por el hundimiento de la termoclina, producto de la presencia del tren de ondas de Kelvin. La anomalía de la TSM en la región costera llegó en promedio a los 4.2 °C, según Durazo y Baumgartner (2002) alcanzó valores extremos de 9.0 °C. No obstante que la clorofila *a* mostró valores significativamente menores (~50%) a los presentes en los años con condiciones intensas de La Niña, se mantuvo una relativa alta biomasa, que Lavaniegos *et al.* (2002) y Kahru y Mitchell (2000), señalan que fue atribuible a cambios en la composición de la comunidad fitoplanctónica, mayormente dominada por cianobacterias fijadoras de nitrógeno. La presencia de la corriente en chorro no se observó que alcanzara velocidades altas como las reportada por Schwing *et al.* (2002b); sin embargo, si se observó que provocó el transporte de las masas de agua con mayor contenido de clorofila *a*, al norte de Punta San Antonio y de la costa hacia mar adentro.

Durante la presencia del siguiente evento de El Niño de 2002-03 considerado como moderado, las condiciones fueron enteramente atípicas para este evento, aparentemente debidas a la presencia de un enriquecimiento de agua Subártica al norte de los 28° N durante julio de 2002 a abril de 2003 (Huyer, 2003; Kosro, 2003; Venrick *et al.* 2003; Durazo *et al.* 2005; Pérez Brunius *et al.* 2006) y a la presencia de un giro ciclónico al sur de Punta Eugenia que elevó la productividad, amortiguando la señal de El Niño entre la superficie y los 100 m (Durazo *et al. op cit*). Sin embargo, también se observó un incremento del flujo de la Subcorriente de California por debajo de esta profundidad. El ISB

fue el más intenso y la biomasa de la clorofila *a*, la más alta de todo el intervalo analizado, incluyendo a los años de La Niña. Notablemente también tuvieron una variación estacional muy marcada. Esta misma tendencia también fue reportada para la biomasa zooplanctónica por Durazo *et al. op cit.*

En cuanto a la hipótesis general de que el evento de La Niña aumenta la producción primaria, si se observó un aumento considerable de la biomasa de la clorofila *a*, que fue en aumento cada año, hasta presentarse el evento moderado de El Niño de 2002-03.

Tanto en las condiciones de La Niña como las de El Niño la regionalización observada de la variación estacional de ISB y de la biomasa de la clorofila *a*, pueden jugar un papel importante que marquen respuestas significativamente distintas a lo largo de la Península de Baja California. Al norte de Punta San Antonio las surgencias parecen ser más sensibles a las variaciones interanuales de los vientos. Es decir la reducción de los vientos favorables a las surgencias es seguida por la disminución de la producción primaria. Mientras que en la región central parecen existir otros procesos que promueven una mayor producción primaria que aparentemente no están directamente relacionados con los vientos locales. Adicionalmente en la región sur no obstante que en 1999 y 2002 el ISB fue muy intenso y que hubo un aumento de la superficie ocupada por la isoterma de 15 °C, no se generaron grandes biomásas de clorofila *a*, lo cual respalda la idea de que la región sur es menos sensible a las variaciones del viento que inducen surgencias que las regiones al norte.

Conclusiones

En condiciones moderadas a intensas de La Niña y suaves de El Niño se encontró que los vientos fueron la mayor parte del ciclo anual, favorables al transporte de ascenso, al soplar preponderantemente del NW, pero con una fuerte tendencia bimodal. No obstante, el aumento de la biomasa de la clorofila *a*, estuvo limitada a una estación de surgencias de 23 semanas, presente a partir de la última semana de enero a la primera semana de julio, indicadas por la isoterma de 15°C. Las surgencias más intensas y estables a lo largo del año se localizaron al sur de Punta San Antonio y entre Punta Eugenia y Punta Abreojos.

La presencia de los vientos Santa Ana pueden inducir la formación de divergencias y convergencias dependiendo la dirección local de los vientos y de la línea de costa.

La capa de Ekman tuvo una tendencia a aumentar al disminuir la latitud, pero fue más profunda en los sitios señalados de máximas surgencias. De su espesor se desprende que las surgencias transportan agua de la Masa Subártica durante la estación de surgencias, mientras que el resto del año arrastran Agua Tropical Superficial transportada por la Contracorriente de California y posiblemente cuando los vientos son muy intensos Agua Subtropical Subsuperficial.

La biomasa de clorofila *a* más alta, se concentró cerca de la costa y disminuyó asintóticamente hacia mar adentro, lo que no permitió encontrar indicios de surgencias de mar abierto, generadas por cizallamiento entre la Corriente y la Contracorriente de California propuesto por Bernal (1980), Bernal y McGowan (1981) y Chelton (1982), sin embargo, dado lo angosto de la Contracorriente de California pudieran estar enmascaradas.

La costa de la Península de Baja California se divide en tres regiones en las que la variación estacional del transporte de Ekman perpendicular a la costa, responde a la variación local de los vientos, la geomorfología local, así como a la influencia de los vientos Santa Ana y de las tormentas tropicales y huracanes. Esta regionalización se ve reflejada en la variación estacional de la biomasa de la clorofila *a*.

La región al norte de Punta San Antonio la biomasa de la clorofila *a*, parece ser dominada por las surgencias costeras tipo Ekman, mientras que en las región al sur de Punta San Antonio a Punta Abreojos, la dinámica parece ser más compleja y estar involucrados otros fenómenos distintos a las surgencias Ekman que generan también alta biomasa de la clorofila *a*. Otra posibilidad es que en la región la menor profundidad del límite superior de la masa de Agua Subtropical Subsuperficial puede ascender a la superficie o cerca de ella con vientos de menor intensidad y generar altas biomásas de clorofila.

Al sur de Punta Abreojos la biomasa de la clorofila *a*, tiene la mayor variación estacional y es dos órdenes de magnitud menor a las encontradas al norte y tampoco parece responder estacionalmente al mayor transporte de Ekman perpendicular a la costa.

Se encontraron dos modos fundamentales de oscilación en la variación de la anomalía del nivel del mar con respecto al geóide, con periodos estacionales, uno costa-océano y otro en el sentido a lo largo de la costa y cuatro sub-armónicos derivados de la combinación de los modos fundamentales.

Los resultados parecen mostrar que la hipótesis general de que El Niño induce una baja producción primaria y La Niña una alta producción, funciona a lo largo de toda la costa de la Península de Baja California pero solo en los eventos intensos. Mientras que en los eventos suaves a moderados la respuesta es regionalmente distinta seguramente relacionada con las propias particularidades de los factores que promueven la alta productividad primaria y con las otras oscilaciones interanuales que producen una respuesta compleja.

En condiciones suaves de El Niño y de La Niña en la región al norte de Punta San Antonio podría ser la región mayormente influenciada debido a que es la que sigue un comportamiento más cercano a las surgencias tipo Ekman, mientras que al sur podría ser menos susceptible debido a que la variación estacional de la biomasa de la clorofila *a*, parece ser menos sensible a las variaciones del viento.

Referencias

- Allan, R. 2000. *ENSO and climatic variability in the past 150 years*. En: H. Diaz y V. Markgraf (Ed). *El Niño and the Southern Oscillation. Multiscale variability and global and regional impacts*. 3-55.
- Amador Buenrostro, A. 1978. *Análisis de vientos, corrientes y nivel del mar en una zona de surgencias cerca de Punta Colonet*. Tesis de maestría. Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada. 32 p.
- Arntz, W. E. y E. Fahrbach. 1996. *El Niño: Experimento climático de la naturaleza*. Fondo de Cultura Económica. México. 312 pp.
- Badan Dagon, A. 1997. *La Corriente Costera de Costa Rica en el Pacífico mexicano*. En: *Contribuciones a la oceanografía física en México*. Lavín M. (Ed). Monografía No. 3. Unión Geofísica Mexicana. 99-112.
- Bakun, A. 1973. Coastal Upwelling Indices, west coast of North America, 1946-71. U.S. Dept. of Commerce, *NOAA Tech. Rep.* NMFS SSRF-671, 103P.
- Bakun, A. y C. Nelson. 1976. Climatology of upwelling related processes off Baja California. *Calif. Coop. Ocean. Fish. Invest. Rep.* 19. 107-127.
- Barton, E. D. y M. L. Argote. 1980. Hydrographic variability in an upwelling area of northern Baja California in June 1976. *J. Mar. Res.* 38, 4631-4649.

- Bernal, P. 1980. A Review of the Low-Frequency Response of the Pelagic Ecosystem in the California Current. *Calif. Coop. Ocean. Fish. Invest. Rep.* 23, 49-62.
- Bernal, P. A. y J. A. McGowan. 1981. *Advection and upwelling in the California Current*. En: *Coastal upwelling*, F. Richards, ed., A.G.U. Washington, D.C. 318-399
- Cane, M. A. 1983. Oceanographic events during El Niño. *Science*. 222 1189-1195.
- Caviedes, C.N. 2001. *El Niño in history: Storming through the ages*. University Press of Florida. 279 pp.
- Cervantes Duarte, R., S. Aguíñiga García y S. Hernández Trujillo. 1993. Condiciones de Surgencia Asociadas a la Distribución de Zooplancton en San Hipólito, B.C.S. *Cienc. Mar.* 19(1), 117-135.
- Chavez, F.P., J. Ryan, S.E. Lluch-Cota y M. Niquen. 2003. From anchovies to sardines and back: Multidecadal change in the Pacific Ocean. *Science (Wash.)*. 10 Jan. 299, 217-221.
- Chelton, D.B. 1981. Interannual variability of the California Current-Physical Factors. *Calif. Coop. Ocean. Fish. Invest. Rep.* 22, 34-48.
- Chelton, D.B. 1982. Large-Scale response of the California Current to forcing by the wind stress curl. *Calif. Coop. Ocean. Fish. Invest. Rep.* 23, 130-148.

- Cushing, D. H. 1978. Upper trophic level in upwellings areas. In: *Upwelling Ecosystems*, Boje y M. Tomczak. Ed. pp. 101-110. Heidelberg. Springer.
- Durazo R., T. Baumgartner, S. Bograd, C. A. Collins, S. De La Campa, J. García, G. Gaxiola Castro, A. Huyer, K. D. Hyrenbach, D. Loya, R. J. Lynn, F. B. Schwing, R. L. Smith, W. Sydeman y P. Wheeler. 2001. The State of the California Current, 2000-2001: A Third Straight La Niña year. *Calif. Coop. Ocean. Fish. Invest. Rep.* 42, 29-60.
- Durazo R., T. Baumgartner. 2002. Evolution of oceanographic conditions off Baja California: 1997–1999. *Prog. Oceanogr.* 54, 7–31.
- Durazo R., J. García, G. Gaxiola y T. Baumgartner. 2002. Condiciones oceanográficas frente a Baja California en el tercer año de La Niña. *Unión Geofísica Mexicana.* 251.
- Durazo, R., G. Gaxiola-Castro, B. Lavaniegos, R. Castro-Valdez y A. Da.S. Mascareñas Jr. 2005. Oceanographic conditions west of the Baja California coast, 2002–2003: A weak El Niño and subarctic water enhancement. *Cienc. Mar.* 31(3), 537-552.
- García, R. 2000. *Descripción general del fenómeno ENSO*. En: *El Niño: Climatología, efectos y predicción*. Fundación MAPFRE. Universidad Complutense de Madrid, 1-22.
- García, E. y A. Mosiño. 1968. *Los climas de la Baja California.* 29-56. En: Arenal, R. (Ed). *Memoria 1966-1967*. Comité Nacional Mexicano para el

- Decenio Hidrológico Internacional. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geografía.
- Gimeno-Presa. 2000. Efectos extratropicales del ENSO. En: El Niño: Climatología, efectos y predicción. Fundación MAPFRE. Universidad Comolutense de Madrid. 221p
- Hayward, L.T., T. Baumgartner y D. M. Checkley. 1999. The state of the California Current in 1998–1999: Transition to cool-water conditions. *Calif. Coop. Ocean. Fish. Invest. Rep.* 40, 29–62.
- Hunter, J. R. y J. Allheit. 1997. Internacional GLOBEC small pelagic fishes and climate change program. Report of the first planning meeting, La Paz Mexico, June 20-24, 1994. *GLOBEC Report.* 8, 72 pp.
- Hare, S. R. 1996. Low frequency climate variability and salmon production. Ph.D. Tesis, School of Fisheries, University of Washington, Seattle.
- Kosro, P. M. 2003. Enhanced southward flow over the Oregon shelf in 2002: A conduit for subarctic water. *Geophys. Res. Lett.* 30, doi: 10.1029/2003GL017436.
- Karhu M. y G. Mitchell. 2000. Influence of the 1997-98 El Niño on the surface chlorophyll in the California Current. *Geophys. Res. Lett.* 27 (18): 2937-2940.
- Jiménez Pérez, L.C. y B.E. Lavaniegos. 2004. Changes in dominance of copepods off Baja California during the 1997-1999 El Niño and La Niña. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 277:147-165.

- Ladah L. B. y J. A. Zertuche González. 2004. Giant Kelp (*Macrocystis pyrifera*) survival in deep water (25-40 m) during El Niño of 1997-1998 in Baja California, Mexico. *Bot. Mar.* 47:367-372.
- Large W. S. y S. Pond. 1981. Open ocean momentum flux measurement in moderate to strong winds. *J. Phys. Oceanogr.* 11:324-336.
- Lavaniegos, B. E., G. Gaxiola Castro, L. Jiménez Pérez, M. R. González Esparza, T. Baumgartner y J. García Cordova. 2003. 1997-98 El Niño effects on the pelagic ecosystem of the California current off Baja California, Mexico. *Geofísica Internacional.* 42(3):483-494.
- Lentz, S. J. 1987. Description of the 1981 and 1982 spring transitions over the Northern California shelf. *J. Geophys. Res.* 92, C2, 1745-1568.
- Lluch-Cota, D.B., W.S. Wooster y S.R. Hare, 2001. Sea surface temperature variability in coastal areas of the Northeastern Pacific related to the El Niño-Southern Oscillation and the Pacific Decadal Oscillation. *Geophys. Res. Lett.* 28(10), 2029-2032.
- Lluch Belda, D., D. B. Lluch Cota y S. Lluch Cota. 2003. Scale of interannual variability in the California Current System: Associated physical mechanisms and likely ecological impacts. *Calif. Coop. Ocean. Fish. Invest. Rep.* 44, 76-85.
- Lugo, H. J. 1985. Morfoestructuras del Fondo Oceánico Mexicano. *Bol. Inst. Geogr. Univ. Nac. Auton. Mex.* 15, 9-39.

- Lynn, R. J. y J. J. Simpson. 1987. The California Current system: The seasonal variability of physical characteristics. *J. Phys. Oceanogr.* C12: 12,947-12,967.
- Lynn, R. J., T. Baumgartner, J. García, C. A. Collins, T. L. Hayward, K. D. Hyrenbach, A. W. Mantyla, T. Murphree, A. Shankle, F. B. Schwing, K. M. Sakuma y M. J. Tegner. 1998. The State of the California Current, 1997-1998: transition to El Niño conditions. *Calif. Coop. Ocean. Fish. Invest. Rep.* 39, 25-49.
- Lynn, R. J. and S. Bograd. 2002. Dynamic evolution of the 1997–1999 El Niño-La Niña cycle in the southern California Current System. *Prog. Oceanogr.* 54, 59–75.
- Mann, K. H. y J. R. Lazier. 1991. *Dynamics of Marine Ecosystems. Biological-Physical Interactions in the Oceans.* Blackwell Sci. Publ. Oxford. 465p.
- Mantua, N. J., S. R. Hare, Y. Zhang, J. M. Wallace, y R. C. Francis. 1997. A Pacific decadal climate oscillation with impacts on salmon. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 78, 1069-1079.
- McClain, E. P., W. G. Pichel y C. C. Walton. 1985. Comparative Performance of AVHRR based Multichannel Sea Surface Temperature. *J. Geophys. Res.* 90, 11587-11601.
- McPhaden, M. J. 2004. Evolution of the 2002–2003 El Niño. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 85, 677, doi:10.1175/BAMS-85-5-677.

Minobe, S. 1997. A 50–70 year climatic oscillation over the North Pacific and North America. *Geophys. Res. Lett.* 24, 683–686.

Minobe, S. 1999. Resonance in bidecadal and pentadecadal climate oscillations over the North Pacific: Role in climatic regime shifts. *Geophys. Res. Lett.* 26, 855-858.

Morales Zárate M. V., S. E. Lluch Cota, D. Voltolina y E. M. Muñoz Mejía. 2000. Comparación entre zonas de alta actividad biológica en la costa occidental de Baja California: Punta Eugenia y Punta Baja. En: BAC Centros de actividad biológica del Pacífico mexicano. D. Lluch Belda, J. Elourduy Garay, S. E. Lluch Cota y G. Ponce (Ed). Centro de Investigaciones Biológicas del Noroeste. S. C. pp: 99-110.

Organización Meteorológica Mundial, 1979. El episodio de El Niño de 1997-1998: Una retrospectiva científica y técnica. Num. 905. 96 p. ISB 92.63-30905-1 .

Philander, S.G.H. 1985. El Niño and La Niña. *J. Atmos. Sci.* 42(23), 2652-2662.

Palacios Hernández, E., M.L. Argote Espinosa, A. Amador Buenrostro y M. Mancilla Peraza. 1995. Simulación de la circulación barotrópica inducida por viento en Bahía Sebastián Vizcaíno, B. C. *Atmosfera.* 9, 171-188.

Parés Sierra, A., M. López y E. G. Pavía. 1997. Oceanografía Física del Océano Pacífico Nororiental. Contribuciones a la Oceanografía en México. Unión Geofísica Mexicana, Monografía No. 3, 1-24.

- Peláez, J., J. A. McGowan. 1986. Phytoplankton pigment patterns in the California Current as determined by satellite. *Limnol. Oceanogr.* 31, 927-950.
- Pérez Brunius, P., M. López y J. Pineda. 2006. Hydrographic conditions near the coast of northwestern Baja California: 1997-2004. *Cont. Shelf Res.* 26, 885-901.
- Reid, J. L., G. I. Roden y J. G. Wyllie. 1958. Studies of the California Current System. *Calif. Coop. Ocean. Fish. Invest. Rep.* 29-57.
- Ryther, J. H. 1969. Photosynthesis and Fish Production in the Sea. *Science*. New York. 166(3091):72-76.
- Salas De León D. A., M. A. Monreal Gómez, D. Salas Monreal, M. L. Riveron Enzastiga y N. L. Sánchez Santillan. 2006. Inter-anual sea level variability in the souther Gulf of México (1966-1976). *Geophys. Res. Lett.* 33, L08610,doi:10.1029/2006gl025832,2006
- Schwing, F. B., M. O'Farrell, J. M. Steger y K. Baltz. 1996. Coastal upwelling indices west coast of North America, 1946-95. *NOAA Technical Memorandum-NMFS-SWFSC-231*.
- Schwing, F. U., T. L. Hayward, K. M. Sakunia, T. Murphree, A. S. Mascareñas Jr. S. I. Larios Castillo, A. W. Mantyla, S. L. Cummings, F. Chavez, K. Baltz, y D. G. Ainley. 1997. The state of the California Current, 1996-1997: mixed signals from the tropics. *Calif. Coop. Ocean. Fish. Invest. Rep.* 38:22-47.

- Schwing, F. B., C. S. Moore, S. Ralston y K. Sakuma. 2000. Record coastal upwelling in the California Current in 1999. *Calif. Coop. Ocean. Fish. Invest. Rep.* 41, 148-160.
- Schwing, F. B, S. Bograd, C. A. Collins. G. Gaxiola Castro, J. García, R. Goericke, J. Gómez Valdéz, A. Huyer, K. D. Hyrenbach, P. M. Kosro, B. E. Lavaniegos, R. J. Lynn, A. W. Mantyla, M. D. Ohman, W. T. Peterson, R. Smith, W. J. Sydeman E. Venrick y P. Wheeler. 2002a. The state of the California Current, 2001-2002: Will the California Current system keep its cool, or is El Niño looming? *Calif. Coop. Ocean. Fish. Invest. Rep.* 43, 31-68.
- Schwing, F. B., T. Murphree, L. de Witt, y P. Green. 2002b. The evolution of oceanic and atmospheric anomalies in the northeast Pacific during the El Niño and La Niña events of 1995-2001. *Prog. Oceanogr.* 54, 459-491.
- Sommers, W. T., 1978. LFM Forecast variables related to Santa Ana wind occurrences. *Mon. Weather Rev.* 106, 1307-1316.
- Sosa Ávalos, R., G. Gaxiola Castro, R. Durazo y B. Greg Mitchell. 2005. Efecto de los vientos Santa Ana en las propiedades bio-ópticas frente a Baja California. *Cienc. Mar.* 31(2), 339-348.
- Stowe, L. L., E. P. McClain, R. Carey, P. Pellegrino, G. G. Gutman, P. Davis, C. Long and S. Hart. 1991. Global Distribution of Cloud Cover Described from NOAA/AVHRR Operational Satellite Data, *Advances in Space Research.* 11(3):51-54.

- Summerhayes C. P, K. C. Emeis, M. V. Angel, R. L. Smith y B. Zeitzschel. 1995. Upwellings in the ocean: Modern processes and ancient records. En: Upwelling in the ocean, Modern processes and ancient records. Summerhayes C. P, K. C. Emeis, M. V. Angel, R. L. Smith y B. Zeitzschel (Ed). John Wiley & Sons. 1:37.
- Taylor A., J. I. Allen y P. A. Clark. 2002. Extraction of a weak climatic signal by an ecosystem. *Nature*. 416, 629-632.
- Trasviña, A., J. M. Ortiz Figueroa, H. Herrera y M. A. Cosío. 2003. "Santa Ana" winds and upwelling filaments off the Northern Baja California coast. *Dyn. Atmos. Oceans. March*. 37/2, 113-129.
- Trenberth, K. E., W. G. Large y J. G. Olson. 1990. The mean annual cycle in global ocean wind stress. *J. Phys. Oceanogr.* 20, 1742-1760.
- Trenberth K. E. y D. J. Shea. 1987. On the evolution of the Southern Oscillation. *Mon. Weather Rev.* 115, 3078-3096.
- Venrick, E., S. Bograd, D. Checkley, S. Cummings, R. Durazo, G. Gaxiola Castro, J. Hunter, A. Huyer, D. Hyrenbach, B. E. Lavaniegos, A. Mantyla, F. B. Schwing, R. L. Smith, W. J. Sydeman, y P. A. Wheeler. 2003. The state of the California Current, 2002–2003: Tropical and subarctic influences vie for dominance. *Calif. Coop. Ocean. Fish. Invest. Rep.* 44, 28–60.
- Walsh, J. J., J. C. Kelley, T. E. Whitley, J. J. MacIsaac y S. A. Huntsman. 1974. Spin-Up of the Baja California Upwelling Ecosystem. *Limnol. Oceanogr.* 19(4), 553-574.

- Walsh, J. J., T. E. Terry y T. E. Whitledge, 1977. Further Transition States of the Baja California Upwelling Ecosystem. *Limnol. Oceanogr.* 22(2), 264-280.
- Ware, D. M. 1995. A century and a half of change in the climate of the NE Pacific. *Fisheries Oceanography.* 4(4):267-277.
- Westerling, A. L., D. R. Cayan, T. J. Brown, B. L. Hall y L. G. Riddle. 2004. Climate, Santa Ana Winds and Autumn Wildfires in Southern California. *EOS Trans. Am. Geophys. Union.* 85(31), 289-300.
- Wooster, W.S., J.H. Jones, 1970. California Undercurrent off Northern Baja California. *J. Mar. Res.* 28, 235-250.
- Wyrtki, K., 1966. Oceanography of the Eastern Equatorial Pacific Ocean. *Oceanogr. Mar. Biol., Annu. Rev.* 4, 33-68.
- Wyrtki, K., 1965. *Summary of the physical oceanography of the eastern Pacific ocean.* Institute of Marine Research, U of Calif., San Diego. Ref. 65 10,78p.
- Zamudio, L., A.P. Leonardi, S.D. Meyers y J.J. O'Brien. 2001. ENSO and Eddies on the southwest coast of Mexico. *Geophys. Res. Lett.* 28, 13-16.

Abreviaturas

ACP-Q	Análisis Componentes Principales modo Q
ASs	Agua Subtropical Subsuperficial
ATS	Agua Tropical Superficial
ATSM	Anomalía de la Temperatura Superficial del Mar
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
CalCOFI	California Cooperative Oceanic Fisheries Investigation
CBPMC	Centro de baja presión del norte de México y sur de California
CC	Corriente de California
CC	Corriente Davison
CcC	Contracorriente de California
CCCR	Corriente Costera de Costa Rica
CcESs	Contracorriente Ecuatorial Subsuperficial
CcNE	Contracorriente Norecuatorial
CcSs	Contracorriente Subsuperficial
CNE	Corriente Norecuatorial
CSE	Corriente Sur Ecuatorial
ENOS	El Niño-Oscilación del Sur

GLOBEC-NEP	US Global Ecosystems North-East Pacific Program
IMECOCAL	Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California
IOS	Índice de Oscilación del Sur
ISB	Índice de Surgencias de Bakun
JPL	Jet Propulsion Laboratory
NASA	National Aeronautic and Space Administration
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
ODPN	Oscilación Decadal del Pacífico Norte
OMM	Organización Meteorológica Mundial
PBC	Península de Baja California
PODAAC	Physical Oceanography Distributed Active Archive Center
ScC	Subcorriente de California
SCC	Sistema de la Corriente de California
SEPTE	Sistema Ecuatorial del Pacífico Tropical Este
TSM	Temperatura Superficial del Mar

Apéndice I

Function ISB(Wx, Wy, lat)

‘ “Función definida por el usuario” de Microsoft Excell-Visual Basic. Calcula el Índice de Surgencias de Bakun (ISB) a partir de las componentes vectoriales del viento (m s-1), la inclinación de la línea de costa y la latitud.

Incl = 35 ‘Inclinación línea de costa

da = 1.225 ‘densidad del aire en kg m-3

dw = 1027 ‘ densidad del agua marina en la superficie en kg m-3

omega = 7.27220521664304E-05 ‘velocidad angular terrestre

RAD = 3.14159265358979 / 180 ‘ convierte grados a radianes

GRAD = 180 / 3.14159265358979 ‘ convierte radianes a grados

f = 2 * omega * Sin(lat * RAD) ‘Parámetro de coriolis (f)

VV = Sqr(Wx ^ 2 + Wy ^ 2) ‘resultante del viento

‘Calculo de la componente del viento normal a la costa (wx)

‘R + Ar + Incl=90° son los ángulos de inclinación de la resultante del vientos antes y después de la rotación de los ejes.

If Wx < 0 And Wy < 0 Then

R = GRAD * (Atn(Wx / Wy))

Ar = (90 - (Incl + R)) + 180

Xr = VV * Cos(RAD * Ar)

ElseIf Wx < 0 And Wy > 0 Then

R = Abs(GRAD * (Atn(Wy / Wx)))

Ar = 90 - (Incl + R) + 180

Xr = VV * Sin(RAD * Ar)

ElseIf Wx > 0 And Wy > 0 Then

R = (GRAD * (Atn(Wy / Wx)))

Ar = 270 - (90 - Incl + R)

Xr = VV * -Cos(RAD * Ar)

ElseIf Wx > 0 And Wy < 0 Then

R = Abs(GRAD * (Atn(Wy / Wx)))

Ar = 90 - (Incl + R)

Xr = Sin(RAD * Ar) * VV

ElseIf Wx > 0 And Wy = 0 Then

Xr = (Cos(RAD * Incl)) * Wx

ElseIf Wx = 0 And Wy < 0 Then

```

    Xr = (Sin(RAD * 35)) * Wy
Elseif Wx < 0 And Wy = 0 Then
    Xr = (Cos(RAD * 35)) * Wx
Else 'Cuando wx = 0 y wy > 0
    Xr = (Sin(RAD * 35) * Wy)
End If

```

'Cálculo de la componente del viento paralela a la costa (wy)

```

If Wx < 0 And Wy < 0 Then
    R = GRAD * (Atn(Wx / Wy))
    Ar = 90 + (Incl + R) + 180
    Yr = (Sin(RAD * Ar)) * VV
Elseif Wx < 0 And Wy > 0 Then
    R = Abs(GRAD * (Atn(Wy / Wx)))
    Ar = 90 - (Incl + R)
    Yr = VV * (Cos(RAD * Ar))
Elseif Wx > 0 And Wy > 0 Then
    R = (GRAD * (Atn(Wy / Wx)))
    Ar = 90 - (90 - Incl + R)
    Yr = -(Sin(RAD * Ar)) * VV
Elseif Wx > 0 And Wy < 0 Then
    R = Abs(GRAD * (Atn(Wy / Wx)))
    Ar = (90 - (Incl + R))
    Yr = -(Cos(RAD * Ar)) * VV
Elseif Wx > 0 And Wy = 0 Then
    Yr = -(Wx * Sin(RAD * Incl))
Elseif Wx = 0 And Wy < 0 Then
    Yr = (Cos(RAD * 35)) * (Wy)
Elseif Wx < 0 And Wy = 0 Then
    Yr = (Sin(RAD * 35)) * (-Wx)
Else 'Cuando wx = 0 y wy > 0
    Yr = (Cos(RAD * 35) * Wy)
End If

```

'Selección del Coeficiente de arrastre (k)

```

If Abs(Yr) <= 1 Then
    k = 0.00218
Elseif Abs(Yr) < 3 Then
    k = (0.62 + 1.56 / Abs(Yr)) * 0.001
Elseif Abs(Yr) < 10 Then
    k = 0.00114
Else
    k = (0.49 + 0.065 * Abs(Yr)) * 0.001
End If

```

'Cálculo del esfuerzo del viento (t)

```
ty = da * k * Yr * (Sqr(Xr ^ 2 + Yr ^ 2))
```

'Cálculo de Índice de Bakun (ISB)

```
ISB = ((ty / f) / dw) * 100
```

End function