



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

ESTUDIO SOBRE LA ESTACIONALIDAD
DE LA SURGENCIA DE YUCATÁN

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
MAESTRA EN CIENCIAS DE LA TIERRA
(FÍSICA DE LA ATMÓSFERA)

P R E S E N T A

ADRIANA MATEOS JASSO

DIRECTOR: DR. JORGE ZAVALA HIDALGO

*Dedico este trabajo a mis padres
y a toda mi familia*

Agradecimientos

Agradezco al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por apoyarme con la beca de maestría y al Centro de Ciencias de la Atmósfera (CCA) por la formación académica.

También quiero agradecer a mis asesor el Dr. Jorge Zavala Hidalgo y a los miembros del jurado Dr. Artemio Gallegos García, Dr. Benjamín Martínez López, Dr. José Luis Ochoa de la Torre y a la Dra. Rosario Romero Centeno, por el apoyo brindado en la realización de este trabajo.

Índice general

RESUMEN	1
1. INTRODUCCIÓN	5
1.1. Afloramiento	5
1.2. Antecedentes	8
1.3. Área de estudio	11
1.4. Objetivo	12
1.4.1. Objetivos particulares	12
1.5. Hipótesis	12
1.6. Organización del trabajo	12
2. DATOS Y METODOLOGÍA	15
2.1. Datos de SeaWiFS	15
2.1.1. Análisis de imágenes satelitales (SeaWiFS)	15
2.1.2. Características del sensor	16

2.2. Métodos estadísticos	18
2.2.1. Descomposición en valores singulares	18
2.2.2. Ajuste por armónicos	19
2.3. Prueba de hipótesis	22
2.3.1. Prueba de hipótesis para medias diferentes independientes	22
2.4. Modelo Navy Coastal Ocean Model	26
2.4.1. Características del modelo Navy Coastal Ocean Model	26
2.4.2. Características de la simulación para el Golfo de México con el NCOM	32
3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	35
3.1. Análisis de la estacionalidad del afloramiento de Yucatán por medio de imágenes satelitales SeaWiFS	35
3.1.1. Definición de subregiones	41
3.1.2. Análisis de las subregiones	43
3.1.3. Análisis estadístico	45
3.2. Análisis de la estacionalidad del afloramiento de Yucatán mediante mo- delación numérica	59
3.2.1. Introducción	59
3.2.2. Reproducción del afloramiento con el modelo	61
3.2.3. Estacionalidad del afloramiento de Yucatán	67
3.2.4. Descripción de un evento de afloramiento	70

3.2.5. Causas de la estacionalidad del afloramiento 75

4. CONCLUSIONES 93

BIBLIOGRAFÍA 97

Índice de figuras

1.1.	Diagrama de la espiral de Ekman para el hemisferio norte.	6
1.2.	Diagrama del afloramiento costero en el hemisferio norte.	7
1.3.	Topografía de la isoterma de $22.5^{\circ}C$ reportada durante los cuatro cruceros (a) P3, Abril 13-23, 1985; (b) P2, Julio 8-13, 1984; (c) P4, Octubre 3-15, 1985; (d) P5, Enero 13-28, 1986. Las líneas de continuas indican la profundidad de la isoterma en intervalos de 10 m, las líneas continuas más gruesas cada 50 m. Las líneas punteadas indican las isobatas de 10-200 m. Los puntos indican la posición de las estaciones de muestreo [Merino, 1997] ³²	10
1.4.	Localización del área de estudio y modelo digital de elevación de la Península de Yucatán, el cuadro punteado ubica aproximadamente la zona donde se presenta el afloramiento. <i>Cortesía del Ing. Agustín Fernández (UNIATMOS, CCA-UNAM).</i>	11
2.1.	Imagen Global del Satélite SeaWiFS (Septiembre, 1997). La escala de colores representa la concentración de clorofila- <i>a</i> en mgm^{-3}	17
2.2.	Región extraída de las imágenes globales (Península de Yucatán y Banco de Campeche, $93^{\circ} W$ a $86^{\circ} W$ y de $18^{\circ} N$ a $24^{\circ} N$). La escala de colores representa la concentración de clorofila- <i>a</i> en mgm^{-3} . En este ejemplo se muestra la media mensual de Enero del periodo 1997 - 2007	18

2.3.	Áreas bajo la curva de probabilidad normal [Kennedy, 1982] ²³	25
2.4.	Nivel de significación en pruebas unilaterales y bilaterales; (a) prueba bilateral; (b) prueba unilateral [Kennedy, 1982] ²³	25
2.5.	Esquema de las coordenadas verticales. Coordenadas Z (izquierda). Coordenadas sigma (derecha).	27
2.6.	Esquema de las coordenadas <i>vanishing quasi-sigma</i> (VQS). Las primeras 21 lineas son coordenadas sigma y las siguientes son coordenadas <i>vanishing quasi-</i> <i>sigma</i> cada linea representa una coordenada, los colores son para un mejor vi- sualización. La linea negra delimita la batimetría.	28
2.7.	Batimetría utilizada en las simulaciones realizadas con el NCOM en el Golfo de México. Los contornos de color muestra la profundidad (m).	33
3.1.	Climatologías mensuales de la concentración de clorofila- a , para el periodo de 1997-2007.	37
3.2.	Anomalías mensuales de la concentración de clorofila- a con respecto al promedio anual ($m_{mensual}-m_{anual}$)(Graficados de acuerdo con Martínez-López y Zavala- Hidalgo, 2009) ²⁹	39
3.3.	Mapas de porcentaje de varianza explicada (superior), correlación (centro) y fase (inferior) de la reconstrucción del ciclo anual de anomalías de la CCA incluyendo (a) el primer modo y (b) los dos primeros modos.	40
3.4.	(derecha) Mapas de eigenvectores los contornos de color representan la magnitud en mg/m^3 con su correspondiente gráfica de componente principal (izquierda).	42
3.5.	(a) Rango de valores característicos en cada eigenvector asociado a cada re- gión.(izquierda) Eigenvector 1, (centro) eigenvector 2, (derecha) eigenvector 3. (b) Mapa que representa la regionalización obtenida.	43

<p>3.6. Promedios mensuales de la <i>CCa</i> en cada una de las tres regiones definidas de acuerdo con la sección 3.1.1. Las barras de error representan ± 1 desviación estándar.</p>	<p>44</p>
<p>3.7. (superior) Mapas de anomalía mensual de <i>CCa</i> con respecto al promedio anual ($m_{mensual}-m_{anual}$) de Marzo, Junio y Noviembre. (centro) Mapa de la región determinada con el gráfico de anomalía de Marzo, Junio y Noviembre respectivamente, sobre las que se calcularon las medias y la desviación estándar. (inferior) Promedio mensual de <i>CCa</i> y desviación estándar para cada una de las regiones.</p>	<p>45</p>
<p>3.8. (a) Localización de las cuatro estaciones mareográficas; (b) medias mensuales del nivel del mar en las cuatro estaciones mareográficas (triángulos) y obtenidas con el modelo (círculos). La desviación estándar de los datos del modelo esta por debajo de 1 <i>cm</i>, (adaptado de Zavala-Hidalgo et al., 2003)⁴⁵.</p>	<p>61</p>
<p>3.9. Temperatura ($^{\circ}C$) de los días 15 de cada mes (contornos de color) y corrientes en el Golfo de México simulados con el modelo NCOM forzado con vientos climatológicos. Los resultados son del primer año después del spinup de 3 años para la superficie (izquierda) y a 40 <i>m</i> de profundidad (derecha). Se indica la línea de costa y las isóbatas de 100 y 200 <i>m</i>. (superior) Enero 15, (centro) Febrero 16, (inferior) Marzo 16.</p>	<p>63</p>
<p>3.10. Cortes meridionales en 88.2° W, de la componente zonal de las corrientes a partir de la simulación forzada con vientos climatológicos correspondientes a los días 28 Junio (izquierda), 10 Julio (derecha). La línea gruesa indica el 0, las líneas delgadas las velocidades en dirección este (positivas) y la línea punteada velocidades con dirección oeste (negativas), con contornos cada de 0.05 ms^{-1}. En la figura de la izquierda se incluye un mapa señalando con una línea roja la ubicación del corte.</p>	<p>68</p>

-
- 3.11. Cortes meridionales en 88.2° W, de la componente zonal de las corrientes a partir de la simulación sin forzamiento de viento correspondientes a los días 28 Junio (izquierda), 10 Julio (derecha). La línea gruesa indica el 0, las líneas delgadas las velocidades en dirección este (positivas) y la línea punteada velocidades con dirección oeste (negativas), con contornos cada de 0.05 ms^{-1} . En la figura 3.10 se incluye el mapa donde se señala la ubicación del corte. 68
- 3.12. Flujo ($m^3 s^{-1}$) de agua con temperatura menor de $20^\circ C$ hacia el oeste en un corte meridional en 88.2° W, sobre la plataforma de Yucatán. Con líneas delgadas se muestran los transportes para cada uno de los tres años simulados con vientos climatológicos y con línea gruesa el promedio de los tres años. En la figura 3.10 se incluye el mapa donde se señala la ubicación del corte. 69
- 3.13. Flujo ($m^3 s^{-1}$) de agua con temperatura menor de $20^\circ C$ hacia el oeste en un corte meridional en 88.2° W, sobre la plataforma de Yucatán. Con líneas delgadas se muestran los transportes para cada uno de los tres años simulados sin forzamiento de viento y con línea gruesa el promedio de los tres años. En la figura 3.10 se incluye el mapa donde se señala la ubicación del corte. 69
- 3.14. Imágenes de un episodio de afloramiento cada cuatro días del 2 al 30 de Junio. En la primera columna se muestra el nivel del mar (m), y en las siguientes columnas la temperatura ($^\circ C$) en superficie a 40, 60, y 80 m de profundidad, respectivamente. Los resultados corresponden a las fechas 02/06, 06/06, 10/06 del primer año de la simulación después del spinup. 72
- 3.15. Vientos climatológicos del escaterómetro QuikSCAT para el periodo 1999-2006. Los contornos en color indican la magnitud del vector de viento promedio en ms^{-1} . *Cortesía de la Dra. Rosario Romero.* 76
-

3.16. (superior) Mapa de la ubicación de las estaciones mareográficas a lo largo de la costa del GoM. (inferior) Anomalía mensual de nivel del mar con respecto a la media anual. Datos del Servicio Mareográfico Nacional, Instituto de Geofísica, UNAM. <i>Cortesía de M. C. Rebeca de Buen Kalman</i>	80
3.17. Nivel del mar (contornos) en metros y corrientes (vectores) de la simulación forzada con vientos climatológicos. Septiembre.	81
3.18. Acercamiento a la zona del Banco de Campeche mostrando los cambios en el nivel del mar (contornos) en metros y corrientes (vectores) a partir de la simulación forzada con vientos climatológico. Para los días 4, 14, 22 y 30 de Septiembre.	84
3.19. Temperatura (contornos) en $^{\circ}C$ y corrientes (vectores) a 40 <i>m</i> de profundidad a partir de la simulación forzada con vientos climatológicos. Para los días 6, 14, 22 y 30 de Septiembre.	87
3.20. Acercamiento a la zona de la Península de Yucatán de la temperatura (contornos) en $^{\circ}C$ y corrientes (vectores) a 40 <i>m</i> de profundidad a partir de la simulación forzada con vientos climatológicos. Para los días 4, 14, 22 y 30 de Septiembre.	90

Índice de tablas

2.1. Distribución t de Student	24
3.1. Valores calculados del estadístico de prueba t para la región 1.	47
3.2. Relación de aceptación y rechazo de la hipótesis nula (H_0) al 90% (superior izquierda) y al 95% (superior derecha) de confianza. (inferior) Se incluye el ciclo anual de las CCa y sus desviaciones estándar para facilitar el análisis de las tablas, para la región 1.	48
3.3. Valores calculados del estadístico de prueba t para la región 2.	49
3.4. Relación de aceptación y rechazo de la hipótesis nula (H_0) al 90% (superior izquierda) y al 95% (superior derecha) de confianza. (inferior) Se incluye el ciclo anual de las CCa y sus desviaciones estándar para facilitar el análisis de las tablas, para la región 2.	50
3.5. Valores calculados del estadístico de prueba t para la región 3.	51
3.6. Relación de aceptación y rechazo de la hipótesis nula (H_0) al 90% (superior izquierda) y al 95% (superior derecha) de confianza. (inferior) Se incluye el ciclo anual de las CCa y sus desviaciones estándar para facilitar el análisis de las tablas, para la región 3.	52

3.7. Valores calculados del estadístico de prueba t para la región 3, con base en la anomalía de la CCa de Marzo.	53
3.8. Relación de aceptación y rechazo de la hipótesis nula (H_0) al 90% (superior izquierda) y al 95% (superior derecha) de confianza. (inferior) Se incluye el ciclo anual de las CCa y sus desviaciones estándar para facilitar el análisis de las tablas, para la región 3, definida a partir de la anomalía de CCa de Marzo.	54
3.9. Valores calculados del estadístico de prueba t para la región 3, con base en la anomalía de la CCa de Junio.	55
3.10. Relación de aceptación y rechazo de la hipótesis nula (H_0) al 90% (superior izquierda) y al 95% (superior derecha) de confianza. (inferior) Se incluye el ciclo anual de las CCa y sus desviaciones estándar para facilitar el análisis de las tablas, para la región 3, definida a partir de la anomalía de CCa de Junio.	56
3.11. Valores calculados del estadístico de prueba t para la región 3, con base en la anomalía de la CCa de Noviembre.	57
3.12. Relación de aceptación y rechazo de la hipótesis nula (H_0) al 90% (superior izquierda) y al 95% (superior derecha) de confianza. (inferior) Se incluye el ciclo anual de las CCa y sus desviaciones estándar para facilitar el análisis de las tablas, para la región 3, definida a partir de la anomalía de CCa de Noviembre.	58

Estudio sobre la estacionalidad de la surgencia en Yucatán

RESUMEN

La estacionalidad de la surgencia de Yucatán se estudia mediante el análisis de imágenes satelitales SeaWiFS de concentración de clorofila-*a* (CCa) y simulaciones numéricas de las corrientes y de los campos de temperatura y salinidad con el modelo *Navy Coastal Ocean Model* (NCOM).

Se utilizaron datos de imágenes satelitales SeaWiFS de CCa para el periodo 1997 - 2007 a partir de los cuales se calcularon las anomalías mensuales y se les aplicó una descomposición en valores singulares para determinar regiones con un ciclo anual similar. Asimismo, se realizó una prueba de hipótesis para determinar si existe una señal estacional en la CCa la cual estaría relacionada con la estacionalidad de la surgencia. Los resultados muestran que en la región de la surgencia de Yucatán existen diferencias estadísticamente significativas en las concentraciones mensuales de clorofila-*a* durante el otoño-invierno comparadas con las de primavera-verano. Asimismo, se muestra que el ciclo anual en la región del afloramiento tiene diferente fase que en la región del golfo profundo y en el Banco de Campeche occidental, lo cual indica que estas regiones están influenciadas por distintos procesos físicos.

Con el modelo numérico NCOM, se realizaron dos simulaciones para determinar la influencia del viento en la estacionalidad de la surgencia, una forzada con vientos climatológicos y la otra sin forzamiento de viento. La simulación numérica forzada con vientos climatológicos reprodujo adecuadamente la variación estacional del afloramiento,

lo cual no se logra con la simulación sin forzamiento de viento. A partir del análisis de la simulación forzada con vientos climatológicos se propone que la estacionalidad de la surgencia de Yucatán está asociada a la formación de ondas costeras que viajan a lo largo de la costa y el talud del golfo, generadas por el cambio estacional de los vientos. Se muestra también la surgencia de Yucatán es episódica, presentándose varios eventos a lo largo del año pero que son más intensos entre Mayo y Agosto. Se describe un episodio de afloramiento generado por el modelo, presentando su evolución temporal y espacial a distintas profundidades.

On the Seasonality of the Yucatan Upwelling

ABSTRACT

The seasonality of the Yucatan upwelling is studied by analyzing SeaWiFS satellite images of chlorophyll-a concentration (Chl-*a*) and numerical simulations using the Navy Coastal Ocean Model (NCOM).

The SeaWiFS long-term monthly means of Chl-*a* for the period 1997 - 2007 are obtained from which, the singular value decomposition is computed in order to determine regions with similar behavior along the annual cycle. The existence of a seasonal signal is analyzed based on hypothesis testing to prove the similarity of the monthly mean values of Chl-*a*, which is related with the upwelling seasonality.

Based on the statistical analysis it is found that the monthly Chl-*a* is different in the Yucatan upwelling region during autumn-winter compared to that in spring-summer. In addition, it is shown that the annual cycle in the upwelling region has a different phase than those in the deep gulf and the western Campeche Bank, which suggests that these regions are affected by different physical processes.

Using the NCOM, two multi-year numerical simulations were done in order to determine the wind influence and the upwelling seasonality, one forced with climatological winds and the other without wind forcing.

The wind forced simulation successfully reproduced the upwelling seasonal variation but not the second one. Therefore, based on a careful analysis of the simulation, it is

suggested that the seasonality of the Yucatan upwelling is associated with coastal waves generated by the seasonal change of the wind forcing that travel along the west coast and slope of the gulf. It is also shown that the upwelling is episodic with several events along the year, being more intense from May to August. An upwelling episode, generated by the model, is described showing its temporal and spatial evolution at different depths.

INTRODUCCIÓN

1.1. Afloramiento

El afloramiento (surgencia) es uno de los principales procesos oceanográficos que transportan agua de niveles subsuperficiales hasta la capa superficial del océano [Smith, 1968]⁴⁰. La escala espacial en la que tienen que ocurrir estos movimientos para que puedan considerarse como afloramiento es del orden del radio de deformación de Rossby, el cual depende de la estratificación, de la profundidad del océano y de la rotación de la tierra y es entre 20 y 30 *km* en condiciones oceánicas típicas.

Los afloramientos son importantes ya que aumentan la productividad biológica, lo cual se ve reflejado directamente en la producción pesquera. El agua fría asociada a los afloramientos altera las condiciones meteorológicas locales. En las zonas costeras el afloramiento tiende a formar niebla, nubes bajas, una atmósfera estable y estratificada, escasa convección y poca lluvia. La variabilidad en el transporte en el océano abierto produce un afloramiento o un hundimiento que genera una redistribución de las masas de agua en el océano [Stewart, 2006]⁴¹. Otra característica de las zonas donde hay afloramiento es el incremento en las brisas marinas, pues la presencia de aguas frías genera un mayor gradiente de temperatura entre el mar y la tierra [Franchito et al., 1998]¹⁴.

La circulación en la plataforma continental está influenciada por la rotación de la Tierra, la estratificación del campo de densidad, la topografía del fondo, la forma de la línea de costa, la influencia de la circulación fuera de la plataforma y la magnitud y dirección de los vientos en la zona. Sin embargo, generalmente son estos últimos, o más bien, la componente del esfuerzo del viento a lo largo de la costa, el principal mecanismo del forzamiento en la circulación oceánica en la plataforma [Allen, 1980]¹.

La circulación oceánica generada por el forzamiento del viento afecta, en primer lugar, la superficie del océano. Sin embargo, debido al efecto de rotación de la Tierra o fuerza de Coriolis, este esfuerzo provoca un movimiento de las capas superficiales con relación a la dirección del viento, hacia la derecha en el hemisferio norte y hacia la izquierda en el hemisferio sur. A dicho fenómeno se le conoce como transporte de Ekman.

La fuerza de Coriolis desvía el agua superficial 45° respecto a la dirección del viento y, debido a la fricción entre las capas de agua, conforme aumenta la profundidad la velocidad va disminuyendo y la dirección de la corriente se va desviando más hacia la derecha con relación a la capa inmediata superior. Esto genera lo que se conoce como espiral de Ekman, produciendo un transporte neto a 90° de la dirección del viento (Fig. 1.1).

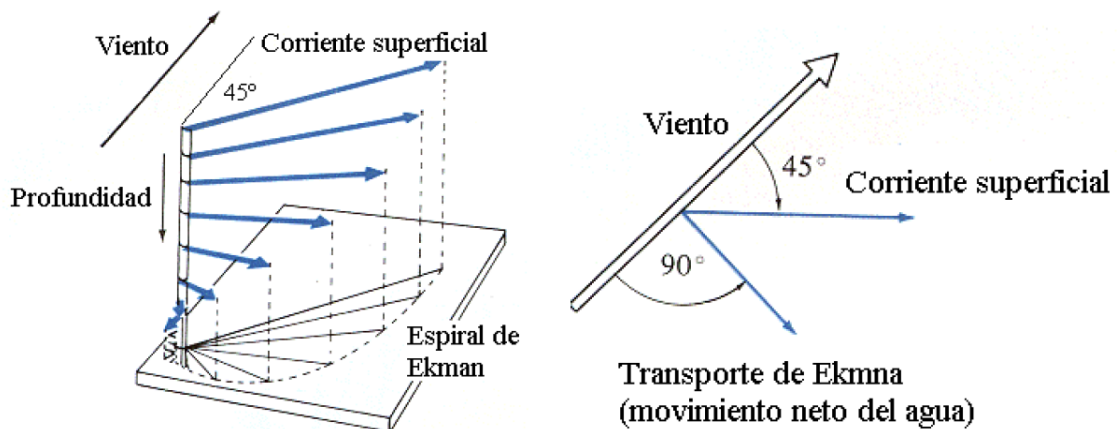


Figura 1.1: Diagrama de la espiral de Ekman para el hemisferio norte.

Ubicando la costa a la derecha (izquierda) de la dirección del esfuerzo del viento en el hemisferio sur (norte), el transporte de Ekman genera un desplazamiento neto de agua en dirección perpendicular a la dirección del viento, la cual es sustituida por aguas subsuperficiales. A este fenómeno se le conoce como afloramiento costero por viento (Fig. 1.2).

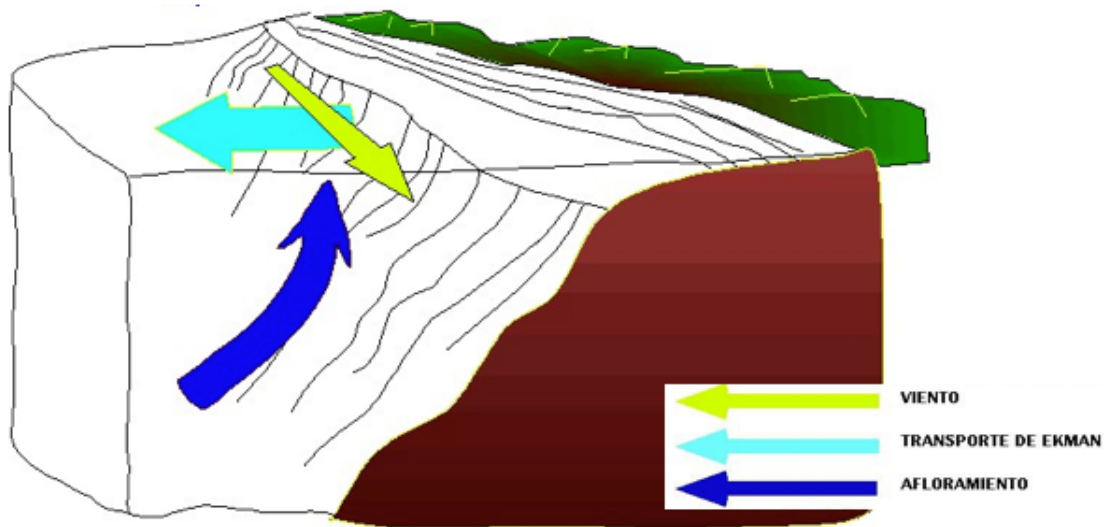


Figura 1.2: Diagrama del afloramiento costero en el hemisferio norte.
(<http://www.nwfsc.noaa.gov/research/divisions/fed/oeip/db-coastal-upwelling-index.cfm>).

Entre los efectos del transporte de Ekman se encuentran la convergencia y divergencia de masas de agua, que rigen en buena medida la circulación oceánica general. Una convergencia (divergencia) de masas de agua se denomina bombeo de Ekman, el cual incrementa (disminuye) el grosor de la capa superior del océano y aumenta (disminuye) la profundidad de la termoclina.

Existen otros mecanismos de incorporación de agua subsuperficial a la superficie, asociados a la mezcla, como son:

Convección, la cual es definida como el proceso por el cual los movimientos verticales causados por el aumento en la densidad de las aguas superficiales modifican

la distribución de calor en el sistema [Cushman, 1994]⁸. Al enfriarse la superficie oceánica aumenta la densidad del agua superficial y esta desciende. En ocasiones el agua que desciende es reemplazada por aguas subsuperficiales de menor densidad y menor temperatura. Lo que se llama convección en sí, es el transporte de masa y calor por medio de las corrientes ascendentes y descendentes del fluido.

Mezcla vertical por movimientos turbulentos en las capas superficiales del océano, los cuales provocan *entrainment* (intrusión de agua de mayor densidad a la capa superficial por erosión de la termoclina), incorporando agua subsuperficial a la capa mezclada.

1.2. Antecedentes

Desde hace más de 40 años se ha reportado la ocurrencia del afloramiento al noreste de la Península de Yucatán [Cochrane, 1968⁶, 1969⁷; Ruíz, 1979³⁸; Merino, 1992³¹; Pérez de los Reyes et al., 1996³⁶]. El afloramiento a lo largo del talud oriental de la plataforma de Yucatán consiste en el ascenso de agua de alrededor de los 225 m hasta la subsuperficie (10 m), con características de temperatura de 16°C a 20°C y salinidades de 36.1 a 36.5 *ups* [Merino, 1992]³¹. Merino, (1992)³¹ calculó que la velocidad de ascenso del agua aflorada es del orden de $10^{-2}cms^{-1}$, ingresando a la zona eufótica. El afloramiento de Yucatán presenta particularidades que lo distinguen de los sistemas clásicos de afloramiento, principalmente porque no va acompañado de una divergencia superficial significativa y el agua aflorada no alcanza la superficie [Merino, 1992]³¹.

La hipótesis sobre la causa de este afloramiento, que se ha manejado como la más aceptable desde que fue reportada, es la de Cochrane (1969)⁷, la cual señala que la fricción de la corriente de Yucatán sobre el fondo produce un transporte de Ekman pendiente arriba convirtiéndolo en afloramiento. Sin embargo, Jiménez (2004)²² encontró evidencia numérica en contra de la hipótesis propuesta por Cochrane (1969)⁷, analizando la importancia de la variación de la batimetría en el proceso de afloramiento empleando el modelo numérico *The Princeton Ocean Model* (POM). Sus resultados

sugieren que los movimientos verticales del flujo están asociados con los cambios en la batimetría pero no provocan un afloramiento neto significativo, y que los esfuerzos que ejerce el fondo sobre el fluido son muy débiles para sostener eventos de afloramiento como el observado por Merino (1992)³¹. Las comparaciones entre las velocidades verticales inducidas por la topografía y la corriente en el modelo, indican que el afloramiento debe estar más relacionado con la variabilidad de la Corriente de Yucatán que con los efectos topográficos [Jiménez, 2004]²².

Las observaciones de Merino (1992)³¹ encontraron que el afloramiento es estacional presentándose en primavera-verano, propone que su estacionalidad se debe a la Corriente de Yucatán. Pero diversos estudios han mostrado que no existe una estacionalidad clara en el transporte de está. Durante la primavera y el verano el agua aflorada invade la plataforma, sobre la cual se forma una estructura de dos capas: agua superficial del Caribe y el agua aflorada, separadas por un fuerte gradiente de temperatura, densidad y nutrientes que no favorece la mezcla entre ellas. En la figura 1.3 reproducida de Merino se muestra simultáneamente la batimetría y profundidad de la isoterma de $22.5^{\circ}C$ durante las cuatro estaciones, donde se observa el cambio brusco en la penetración del agua entre el invierno y la primavera [Merino, 1992]³¹.

Jiménez (2004)²² realizó un análisis comparativo sobre los afloramientos parecidos al de Yucatán en morfología, magnitud de la velocidad vertical, estacionalidad, nivel de ascenso de las aguas profundas y la corriente de margen occidental (plataforma Este de Florida y Australia, Somalia y Cabo Frío, Brasil) en donde muestra que el factor principal del afloramiento es la separación de la corriente del talud continental y, en segundo termino, la morfología de la zona.

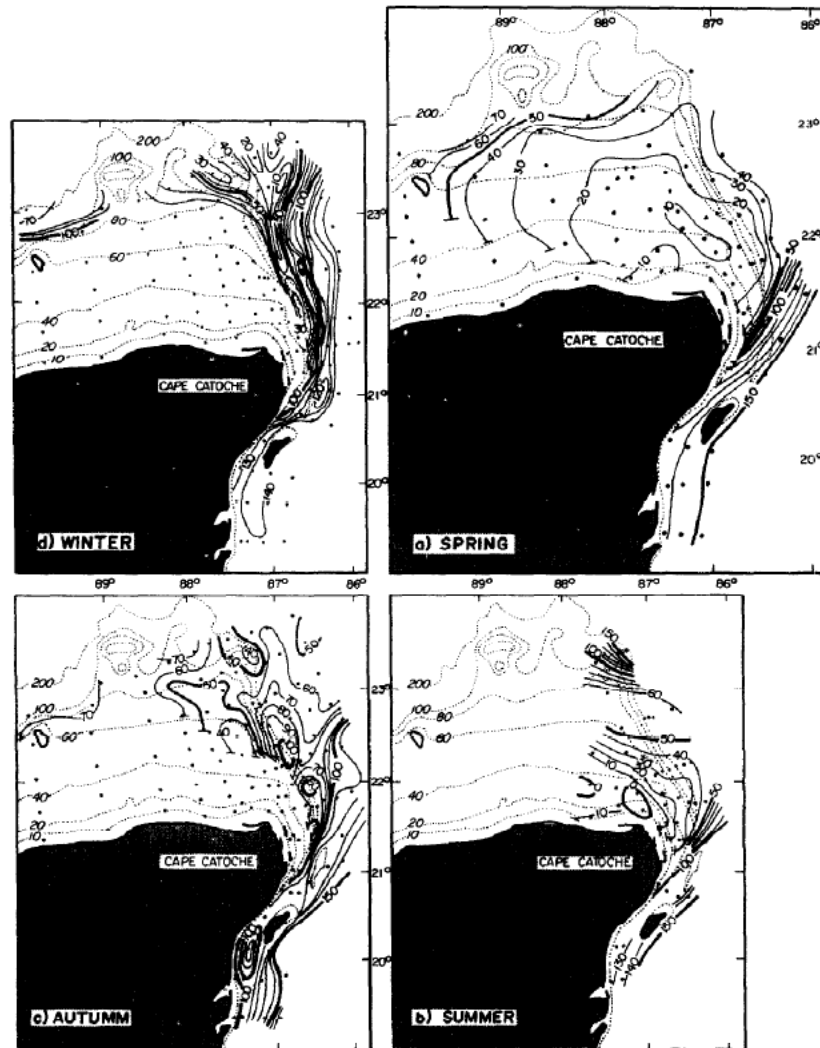


Figura 1.3: Topografía de la isoterma de 22.5°C reportada durante los cuatro cruceros (a) P3, Abril 13-23, 1985; (b) P2, Julio 8-13, 1984; (c) P4, Octubre 3-15, 1985; (d) P5, Enero 13-28, 1986. Las líneas de continuas indican la profundidad de la isoterma en intervalos de 10 m, las líneas continuas más gruesas cada 50 m. Las líneas punteadas indican las isobatas de 10-200 m. Los puntos indican la posición de las estaciones de muestreo [Merino, 1997]³².

1.3. Área de estudio

El área de estudio donde se enfoca este trabajo se ubica entre 93°W y 86°W y de 18°N y 24°N, como se muestra en la figura 1.4, y mas específicamente al noreste de la Península de Yucatán.

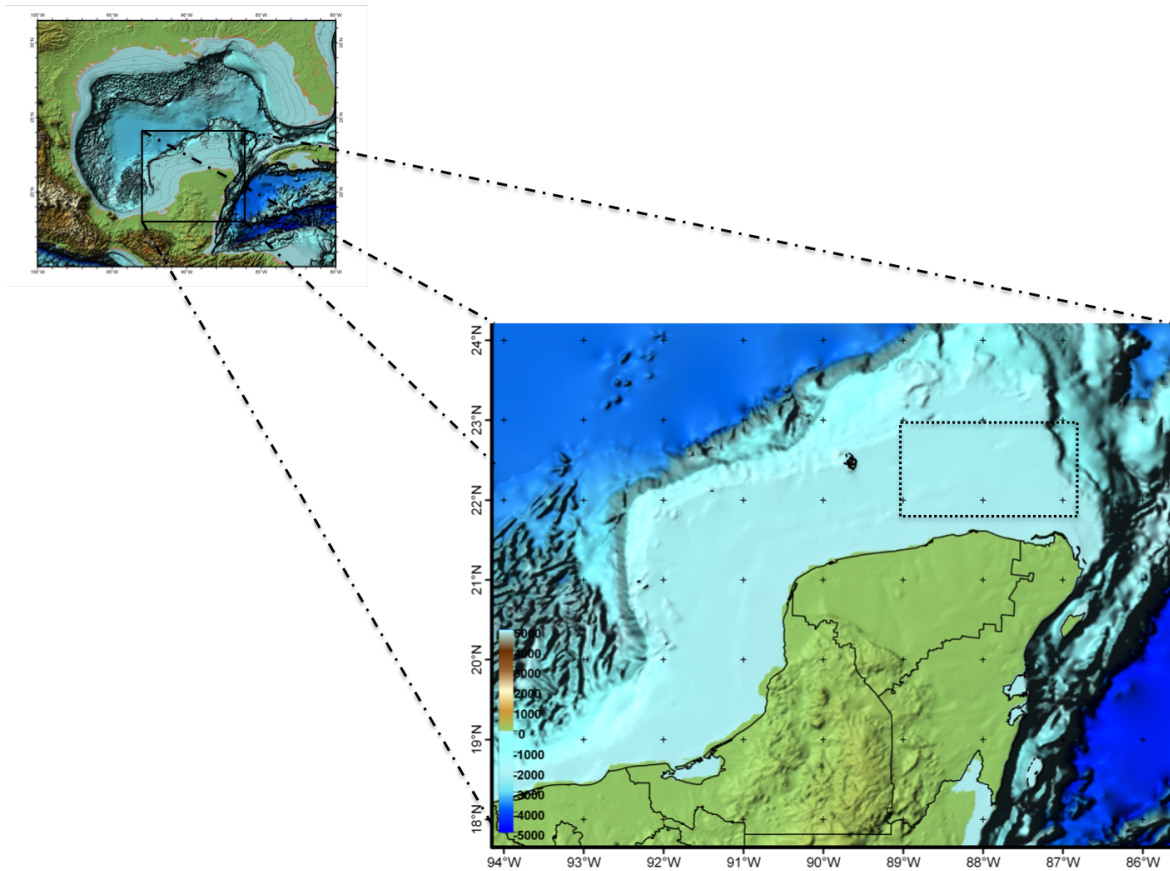


Figura 1.4: Localización del área de estudio y modelo digital de elevación de la Península de Yucatán, el cuadro punteado ubica aproximadamente la zona donde se presenta el afloramiento. *Cortesía del Ing. Agustín Fernández (UNIATMOS, CCA-UNAM).*

1.4. Objetivo

Estudiar la estacionalidad del afloramiento sobre el talud oriental de la plataforma de Yucatán, y determinar sus causas.

1.4.1. Objetivos particulares

- Estudiar la variabilidad en escala estacional de la concentración de clorofila *a* a partir de imágenes satelitales determinando si existe una señal estacional estadísticamente significativa.
- Estudiar la contribución del esfuerzo del viento en la estacionalidad del afloramiento de Yucatán.
- Modelar numéricamente el afloramiento de Yucatán analizando si el modelo genera una señal estacional y, en caso de que así sea, estudiar sus causas.

1.5. Hipótesis

Se propone que ondas costeras estacionales en el Golfo de México viajan en el sentido contrario al de las manecillas del reloj durante el otoño y modulan la surgencia de Yucatán, disminuyendo su intensidad.

1.6. Organización del trabajo

En el capítulo 2, se hace una descripción de las imágenes satelitales SeaWiFS, así como una descripción de la metodología utilizada para su procesamiento y análisis. Se incluyen una breve explicación de cómo está diseñado el modelo Navy Coastal Ocean Model (NCOM), que es el modelo de circulación oceánica utilizado para las simulaciones

numéricas, y una descripción general de la configuración y las características de las simulaciones realizadas.

En el capítulo 3, se describen y discuten los resultados obtenidos del análisis de las imágenes SeaWiFS y los resultados de las simulaciones numéricas realizadas.

Finalmente, se presentan las conclusiones, de este trabajo, en que se encuentra que el análisis de las imágenes de la concentración de clorofila-*a* demuestran que esta varia estacionalmente. Las simulaciones numéricas también reproducen una variación estacional y se propone que la causa esta asociada a la formación de ondas costeras que viajan a lo largo de la costa y el talud del golfo como consecuencia del cambio estacional en la dirección del viento.

DATOS Y METODOLOGÍA

2.1. Datos de SeaWiFS

2.1.1. Análisis de imágenes satelitales (SeaWiFS)

El sensor SeaWiFS (Sea-viewing Wide Field of view Sensor) es un espectroradiómetro montado en el satélite SeaStar, el cual fue puesto en órbita en agosto de 1997 y comenzó a transmitir en septiembre del mismo año. Este sensor fue diseñado para proporcionar a la comunidad científica datos cuantitativos sobre propiedades bio-ópticas del océano.

SeaWiFS proporciona datos del color de la superficie de los océanos, de los que puede derivarse información de la concentración de diversos pigmentos como la clorofila, que está directamente relacionada con el contenido de fitoplancton. Este tipo de información es útil no sólo para actividades como la pesca, sino que juega un papel fundamental en el estudio del ciclo global del carbono.

2.1.2. Características del sensor

SeaWiFS es un instrumento basado en el Coastal Zone Color Scanner (CZCS) que operó en el satélite Nimbus-7 entre 1978 y 1986. La selección de sus bandas se basa en las características espectrales de algunos constituyentes ópticos del agua y la transmitancia espectral del oxígeno y el vapor de agua atmosféricos.

De los ocho canales que tiene el sensor, seis de ellos operan en la banda visible: tres en el azul, dos en el verde y uno en el rojo. Los dos canales restantes operan en la zona cercana al infrarrojo. El interés científico en la coloración de los océanos se debe a que, en la mayoría de ellos, el color (en la región visible del espectro) varía con la concentración de clorofila y otros pigmentos presentes en ellos.

SeaWiFS transmite la información de dos modos: datos LAC (Local Area Coverage) y datos GAC (Global Area Coverage). Los datos LAC se transmiten de forma continua y tienen una resolución de 1.1 *km* en una franja de 2,800 *km* de ancho. Los datos GAC se almacenan a bordo y se envían a la estación terrena de Wallops Flight Facility (situada en la Costa Este de Virginia - E.U.A.) cada 12 horas. Los GAC se obtienen submuestreando los LAC, presentando una resolución de 4 *km* en una franja de 1,500 *km*.

Los niveles de productos que se manejan son los siguientes:

- Nivel L0 - Datos en bruto recibidos en formato HRPT (High Resolution Pixel Transmission).
- Nivel L2 - Imágenes procesadas con el programa SeaDAS. Estos datos tienen una calibración radiométrica y una corrección geométrica.
- Nivel L3 - Imágenes procesadas con el software IDL para la obtención de valores promedio de los datos, contienen calibración radiométrica y corrección geométrica.

Las imágenes utilizadas en este trabajo corresponden a los promedios mensuales de

las imágenes globales de nivel L3 (Fig. 2.1), con una resolución espacial de 9 *km*. De ellos se extrajo la región del Banco de Campeche, ubicada de 93° W a 86°W y de 18°N a 24°N (Fig. 2.2), ya que la surgencia que se estudia en este trabajo se localiza en el quiebre de la plataforma a lo largo de la costa noreste de la Península de Yucatán.

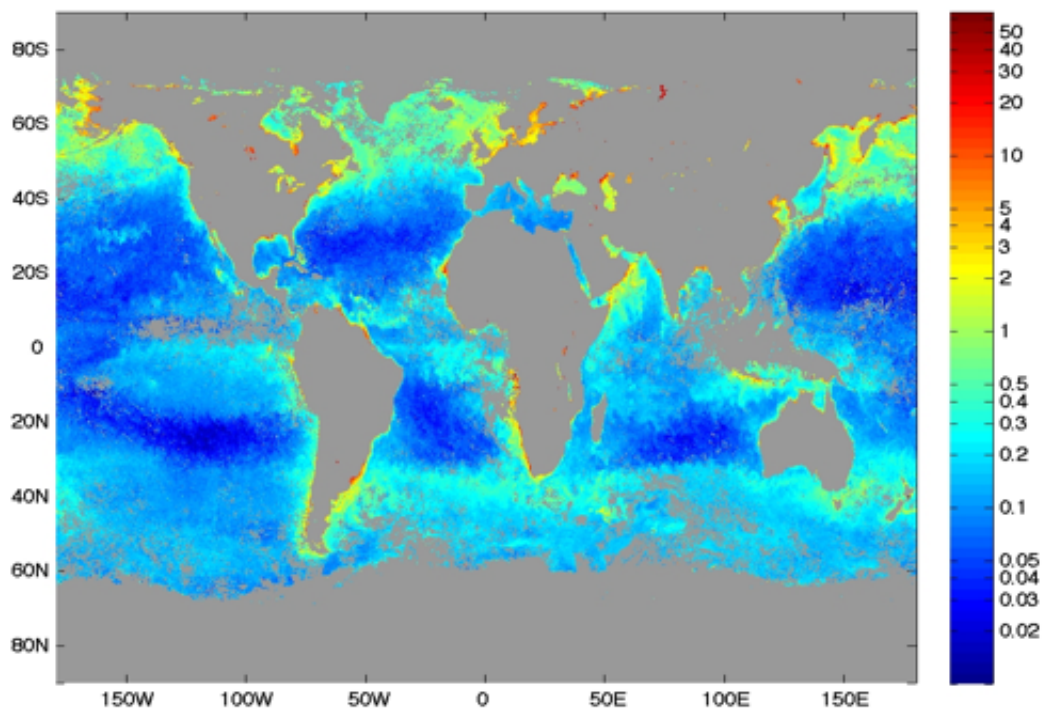


Figura 2.1: Imagen Global del Satélite SeaWiFS (Septiembre, 1997). La escala de colores representa la concentración de clorofila-*a* en mgm^{-3} .

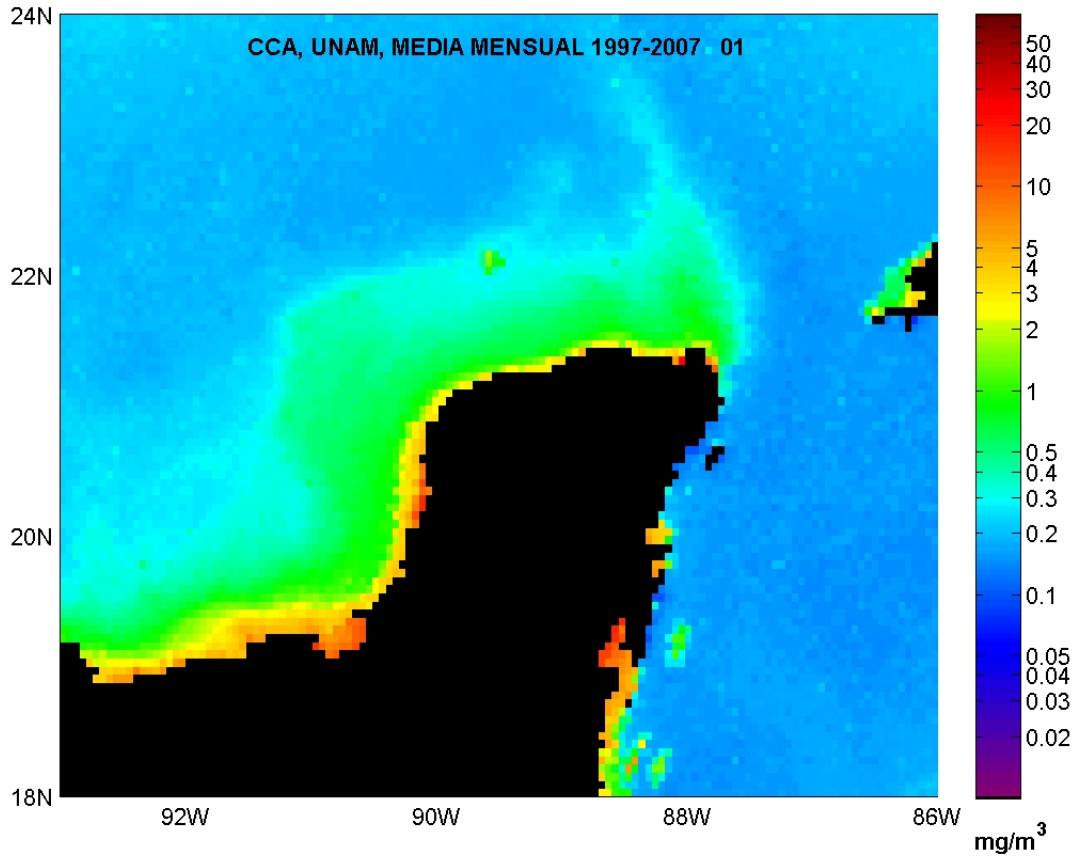


Figura 2.2: Región extraída de las imágenes globales (Península de Yucatán y Banco de Campeche, 93° W a 86° W y de 18° N a 24° N). La escala de colores representa la concentración de clorofila-*a* en mgm^{-3} . En este ejemplo se muestra la media mensual de Enero del periodo 1997 - 2007

2.2. Métodos estadísticos

2.2.1. Descomposición en valores singulares

La descomposición en valores singulares (SVD, por sus siglas en inglés) es una herramienta usada en el álgebra lineal para 'descomponer' una matriz F en el producto matricial de dos matrices unitarias U , V^T y una matriz diagonal λ .

$$F = U\lambda V^T \quad (2.1)$$

en donde

U es una matriz de $m \times m$ de vectores singulares izquierdos,

V es una matriz de $n \times n$ de vectores singulares derechos,

λ es una matriz diagonal de $m \times n$ de valores singulares los cuales se encuentran en orden decreciente. Un resultado del álgebra lineal garantiza que toda matriz rectangular puede descomponerse de esta manera [Strang, 1986⁴²; Venegas, 2001]⁴⁴.

Esta solución es utilizada para encontrar una solución en problemas sobredeterminados o subdeterminados. Los problemas resueltos con la SVD usualmente involucran la maximización o minimización de longitudes o distancias (la cual incluye aproximaciones), o involucran formas o figuras geométricas [Goldbert, 1991]¹⁸.

2.2.2. Ajuste por armónicos

Para cada pixel del dominio el ciclo anual de la concentración de clorofila-*a* se puede representar mediante una serie de Fourier, de la siguiente manera:

$$Cl = A_0 + \sum_{i=1}^{12} (a_i \sin \omega_i t + b_i \cos \omega_i t) \quad (2.2)$$

En donde las incógnitas son los coeficientes A_0 , a_i y b_i . En este caso $i = 1, 2, \dots, 12$ representa los promedios mensuales. El método de la descomposición en valores singulares se utiliza para resolver el problema planteado en forma matricial como:

$$Fx = b \quad (2.3)$$

en donde

F es una matriz singular

x es el vector de incógnitas

b es el vector de observaciones

Despejando el vector de incógnitas se obtiene $x = F^{-1}b$ y dado que F es una matriz singular de dimensión $m \times n$ con $m \neq n$, la SVD proporciona una solución aproximada que minimiza el error $\|Fx - b\| = \epsilon$.

La matriz F se construye a partir de los siguientes vectores:

$$D = \begin{pmatrix} 1 \\ 1 \\ \vdots \\ 1 \end{pmatrix}$$

$$S_1 = \begin{pmatrix} \sin(2\pi t_1/365) \\ \sin(2\pi t_2/365) \\ \vdots \\ \sin(2\pi t_{12}/365) \end{pmatrix}$$

$$S_2 = \begin{pmatrix} \cos(2\pi t_1/365) \\ \cos(2\pi t_2/365) \\ \vdots \\ \cos(2\pi t_{12}/365) \end{pmatrix}$$

$$S_3 = \begin{pmatrix} \sin(2\pi t_1/182.5) \\ \sin(2\pi t_2/182.5) \\ \vdots \\ \sin(2\pi t_{12}/182.5) \end{pmatrix}$$

$$S_4 = \begin{pmatrix} \cos(2\pi t_1/182.5) \\ \cos(2\pi t_2/182.5) \\ \vdots \\ \cos(2\pi t_{12}/182.5) \end{pmatrix}$$

Donde los vectores S_1 y S_2 representan el ajuste para el ciclo anual de la concentración de clorofila- a , y los vectores S_3 y S_4 representan el ajuste para el ciclo semianual. Nótese que para las unidades de tiempo se eligieron días en lugar de meses, que es la frecuencia de los datos originales. Esto se hizo para facilitar la reconstrucción en días julianos. Sin embargo se tiene en cuenta que hay 12 datos por año.

Concatenando estos vectores se obtiene la matriz:

$$F = \begin{pmatrix} 1 & \sin(2\pi t_1/365) & \cos(2\pi t_1/365) & \sin(2\pi t_1/182.5) & \cos(2\pi t_1/182.5) \\ 1 & \sin(2\pi t_2/365) & \cos(2\pi t_2/365) & \sin(2\pi t_2/182.5) & \cos(2\pi t_2/182.5) \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 1 & \sin(2\pi t_{12}/365) & \cos(2\pi t_{12}/365) & \sin(2\pi t_{12}/182.5) & \cos(2\pi t_{12}/182.5) \end{pmatrix}$$

a la cual se le calcula su correspondiente SVD para obtener las matrices U , λ y V , y calcular los coeficientes A_0 , a_i , b_i , $i = 1, 2$, los cuales se obtienen resolviendo la siguiente ecuación:

$$x = V\lambda^{-1}U^T b \quad (2.4)$$

en donde

b son los datos de anomalías mensuales calculadas mediante la diferencia de la media mensual y la media anual ($m_{mensual} - m_{anual}$) y x es el vector de coeficientes $[A_0, a_1, b_1, \dots, a_i, b_i]$.

Con estos coeficientes se hace el ajuste al ciclo anual con un armónico,

$$b = a_1 \sin(\omega_1 t) + b_1 \cos(\omega_1 t) \quad (2.5)$$

y con dos armónicos,

$$b = a_1 \sin(\omega_1 t) + b_1 \cos(\omega_1 t) + a_2 \sin(\omega_2 t) + b_2 \cos(\omega_2 t) \quad (2.6)$$

2.3. Prueba de hipótesis

Una hipótesis estadística es una proposición sobre los parámetros de una población o sobre la distribución de probabilidad de una variable aleatoria.

Con la prueba de hipótesis se busca probar que las medias mensuales de nivel de concentración de clorofila-*a*, en la zona de estudio son significativamente diferentes, tanto en la misma zona a lo largo del ciclo anual como con respecto a las zonas adyacentes.

2.3.1. Prueba de hipótesis para medias diferentes independientes

Las muestras independientes son aquellas constituidas por sujetos que no están relacionados o pareados entre sí. Al probar la diferencia entre dos medias de grupos independientes, estamos probando la hipótesis nula que señala que las medias y desviaciones estándar de dos grupos escogidos de manera aleatoria son iguales (que

pertenecen a la misma población).

Una diferencia entre medias se considera real, confiable, verdadera o significativa cuando existe una alta probabilidad de que tal diferencia no es producto del azar o accidental. La media de un conjunto (muestra) de valores escogidos al azar puede diferir de la de otro grupo (muestra) de valores aunque forman parte de la misma población con igual media y desviación estándar. Y eso se debe al error estándar o aleatoriedad. Cuando la diferencia que se observa entre dos medias puede ser fácilmente atribuida al error estándar, es decir a los procesos de selección aleatoria o al azar, se dice que dicha diferencia no es significativa. El nivel o grado de probabilidad requerido para que la diferencia entre las medias sea considerada como significativa, es determinado de manera arbitraria por el investigador.

Se usa la prueba de hipótesis para medias diferentes independientes, con la siguiente formulación:

$$t = \frac{|\bar{x}_1 - \bar{x}_2|}{\left[\frac{s_1^2}{n_1} + \frac{s_2^2}{n_2}\right]^{1/2}} \quad (2.7)$$

en donde

t	Es el estadístico de prueba.
\bar{x}_1 y \bar{x}_2	Son las medias calculadas.
$\left[\frac{s_1^2}{n_1} + \frac{s_2^2}{n_2}\right]^{1/2}$	La desviación estándar de la diferencia de medias.
n_i	Es el número de elementos de la muestra i .

Se hace la suposición de que las medias muestrales tiene una distribución Gaussiana o que la muestra es lo suficientemente grande para que el Teorema del Límite Central pueda ser invocado.

Se plantea la hipótesis (H_0) nula de que las medias μ_1 y μ_2 son iguales. Para una muestra relativamente pequeña la distribución es aproximadamente la distribución

$t - Student$, con (ν) grados de libertad donde $\nu = \min(n_1, n_2) - 1$.

- H_0 hipótesis nula $\mu_1 - \mu_2 = 0$
- Grados de libertad $\nu = \min(n_1, n_2) - 1$

Tabla 2.1: Distribución t de Student

Grados de libertad ν	Probabilidad α			
	0.1	0.05	0.01	0.001
1	6.314	12.706	63.657	636.619
2	2.92	4.303	9.925	31.598
3	2.353	3.182	5.841	12.941
4	2.132	2.776	4.604	8.61
5	2.015	2.571	4.032	6.859
6	1.943	2.447	3.707	5.959
7	1.895	2.365	3.499	5.405
8	1.86	2.306	3.355	5.041
9	1.833	2.262	3.25	4.781
10	1.812	2.228	3.169	4.587
...				
∞	1.645	1.96	2.576	3.291

Cuando las observaciones se distribuyen de manera normal, se dice que $[1 - 2F(z)]$ representa la probabilidad de que un valor quede fuera de la amplitud o intervalo $\mu \pm z\sigma$. Tal probabilidad recibe el nombre de nivel de significación de una prueba estadística y se señala mediante la letra α . Por ejemplo si la distribución es normal, cuando $z = 1.96$, $[1 - 2F(z)] = 0.05$ se dice que el nivel de significación α es del 5%. Esto significa que si se obtiene una observación que se desvía respecto a la media por lo menos en $\pm 1.96\sigma$, es posible afirmar que la observación difiere significativamente de todo el conjunto de datos descritos por la distribución normal dada, y la probabilidad de estar cometiendo un error es del 5% [Kennedy, 1982]²³. Siendo $z = \frac{x - \mu}{\sigma}$ la distancia en la distribución normalizada, y $F(z)$ el área bajo la curva (la probabilidad) del origen al punto z (Figs. 2.3, 2.4).

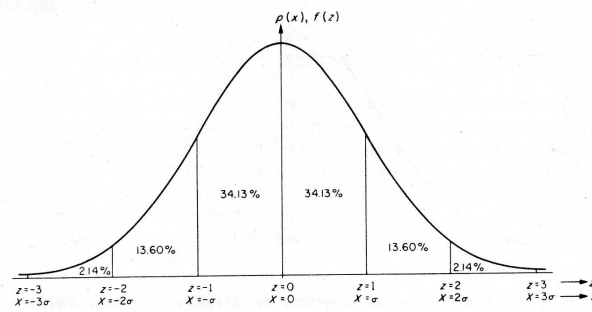


Figura 2.3: Áreas bajo la curva de probabilidad normal [Kennedy, 1982]²³.

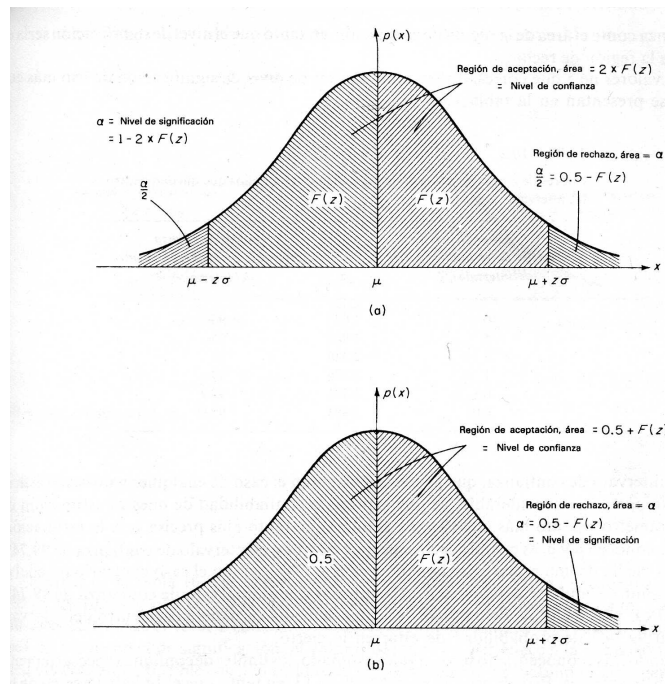


Figura 2.4: Nivel de significación en pruebas unilaterales y bilaterales; (a) prueba bilateral; (b) prueba unilateral [Kennedy, 1982]²³.

La tabla 2.1 proporciona los valores de t que corresponden a diversos valores de la probabilidad α (nivel de significación) de una variable aleatoria, para un número de grados de libertad ν de que se dispone para el caso de la estimación del error.

2.4. Modelo Navy Coastal Ocean Model

2.4.1. Características del modelo Navy Coastal Ocean Model

El modelo utilizado para las simulaciones numéricas de las corrientes, temperatura y salinidad, que se realizaron fue el *Navy Coastal Ocean Model* (NCOM). El NCOM se desarrolló en el *Naval Research Laboratory* (NRL) de los E. U., para simular procesos de interacción océano-atmósfera de mesoescala, así como para estudiar procesos en las regiones costeras [Martin et al., 2000²⁷; Hodur et al., 2002²⁰; Zavala-Hidalgo et al., 2003⁴⁵].

El NCOM utiliza coordenadas verticales híbridas, las cuales se habían utilizado anteriormente en el modelo Sigma/Z-Level Model [Martin et al., 1998]²⁸. Este sistema de coordenadas utiliza coordenadas sigma (σ) cerca de la superficie y coordenadas geopotenciales (z) por debajo de una profundidad especificada (Fig 2.5). Esto proporciona una flexibilidad para establecer la malla vertical. El modelo se puede correr únicamente con coordenadas sigma, con coordenadas z (aunque por lo menos una capa de coordenadas sigma se requiere para acomodar la superficie libre), o con una combinación de ambas.

En las simulaciones realizadas se utilizó una variación de estas coordenadas híbridas, implementadas en la versión 3.2 de este modelo, conocidas como *vanishing quasi-sigma* (VQS) (Fig. 2.6), que son coordenadas sigma que funcionan como coordenadas z en pendientes abruptas, ya que siguen la batimetría y se terminan al encontrar una pendiente pronunciada.

La malla VQS se define como una función de la profundidad local del fondo del mar. Conforme el mar se hace más somero, el número de coordenadas activas tipo sigma se reducen, es decir, las coordenadas más profundas “desaparecen” conforme disminuye la profundidad. La malla es generada como se explica a continuación. Una secuencia de mallas verticales de referencia es generada para profundidades especificadas

(ascendentes) del fondo del mar. Cada malla vertical de referencia es calculada usando una función de espaciamento uniforme (lineal) para proporcionar una resolución más alta cerca del fondo y de la superficie. El parámetro de espaciamento en intervalos intermedios se define a través de iteraciones hasta que el espesor de las capas del fondo y de la superficie no exceden los valores deseados. Las mallas verticales de referencia tienen diferente número de capas verticales (que aumentan con la profundidad) para profundidades dadas y tienen diferentes factores de espaciamento. Para un punto de la malla del modelo (i,j) con una profundidad específica $h(i,j)$ las dos mallas de referencia que corresponden a profundidades de referencia por arriba y por debajo de $h(i,j)$ son identificadas. La malla vertical es calculada para ese punto usando pesos lineales de las dos mallas de referencia. La malla generada es forzada a mantener un número mínimo de capas en regiones someras donde el grosor de las capas puede ser menor a $3 m$.

El esquema VQS tiene la ventaja de que permite que la malla vertical siga cercanamente la pendiente en el fondo del océano, pero restringe el rango de profundidades para una superficie topográfica con pendientes pronunciadas cuando se compara con la aplicación clásica de coordenadas sigma. Al reducir las pendientes de las coordenadas sigma se reducen los errores de truncación numérica, que en los modelos de coordenadas sigma clásicos se puede hacer reduciendo los cambios abruptos en la profundidad (sin aumentar la resolución horizontal) [Dukhovskoy et al., 2009]¹¹.

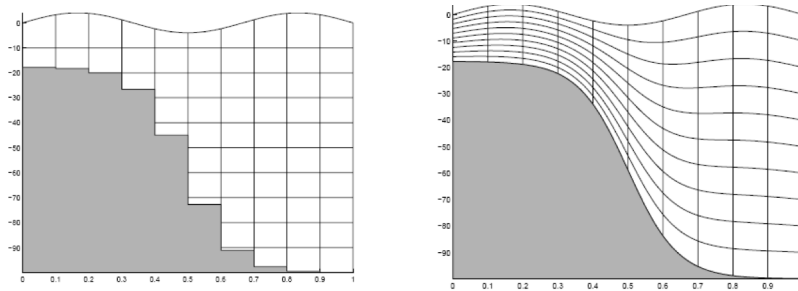


Figura 2.5: Esquema de las coordenadas verticales. Coordenadas Z (izquierda). Coordenadas sigma (derecha).

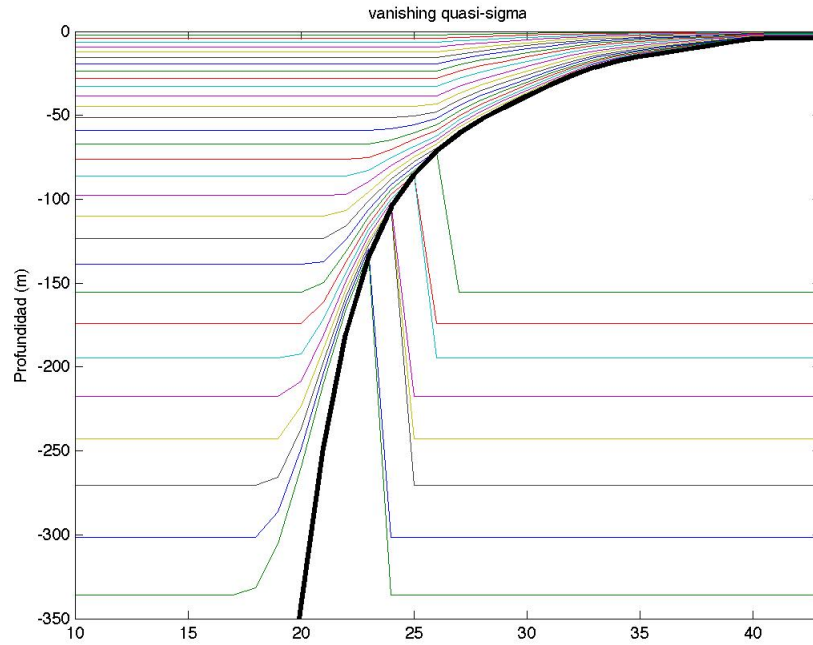


Figura 2.6: Esquema de las coordenadas *vanishing quasi-sigma* (VQS). Las primeras 21 líneas son coordenadas sigma y las siguientes son coordenadas *vanishing quasi-sigma* cada línea representa una coordenada, los colores son para un mejor visualización. La línea negra delimita la batimetría.

El NCOM es un modelo oceánico tridimensional de ecuaciones primitivas, hidrostático, incompresible y con la aproximación de Boussinesq. Las ecuaciones, en coordenadas cartesianas, son:

continuidad

$$\nabla \cdot \mathbf{v} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = Q \quad (2.8)$$

momento

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\nabla \cdot (\mathbf{v}u) + Qu + fv - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + F_u + \frac{\partial}{\partial z} (K_M \frac{\partial u}{\partial z}) \quad (2.9)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -\nabla \cdot (\mathbf{v}v) + Qv - fu - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} + F_v + \frac{\partial}{\partial z} (K_M \frac{\partial v}{\partial z}) \quad (2.10)$$

elevación

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = \frac{\partial [(\zeta + H)\bar{u}]}{\partial x} - \frac{\partial [(\zeta + H)\bar{v}]}{\partial y} \quad (2.11)$$

temperatura

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\nabla \cdot (\mathbf{v}T) + QT + \nabla_h (A_H \nabla_h T) + \frac{\partial}{\partial z} (K_H \frac{\partial T}{\partial z}) + Q_r + \frac{\partial \gamma}{\partial z} \quad (2.12)$$

salinidad

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\nabla \cdot (\mathbf{v}S) + QS + \nabla_h (A_H \nabla_h S) + \frac{\partial}{\partial z} (K_H \frac{\partial S}{\partial z}) \quad (2.13)$$

hidrostática

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (2.14)$$

en donde

$$\rho = \rho(T, S, z)$$

$$f = 2\Omega \sin(\theta)$$

$$\nabla = \hat{i} \frac{\partial}{\partial x} + \hat{j} \frac{\partial}{\partial y} + \hat{k} \frac{\partial}{\partial z}$$

$$\nabla_h = \hat{i} \frac{\partial}{\partial x} + \hat{j} \frac{\partial}{\partial y}$$

Notación

Q	Término inicial de flujo de volumen.
x, y, z	Son las coordenadas de dirección.
t	El tiempo.
$\mathbf{v} = (u, v, w)$	Vector de velocidad en tres dimensiones.
T	Temperatura potencial.
S	Salinidad.
∇_h	Gradiente del operador horizontal.
f	Parámetro de Coriolis.
p	Presión.
ρ	Densidad del agua.
g	Aceleración de la gravedad.
F_u, F_v	Términos de mezcla horizontal para las ecuaciones de momento.
A_H	Coefficiente de mezcla horizontal para las variables escalares (T, S).
K_M	Coefficiente de viscosidad vertical para las ecuaciones de momento.
K_H	Coefficiente de viscosidad vertical para las ecuaciones escalares.
Q_r	Radiación solar.
γ	Función que describe extinción de la radiación solar con la profundidad.

La forma de estas ecuaciones en coordenadas sigma está dada por Blumberg y Mellor [1987]².

Las ecuaciones de momento (2.9) y (2.10), la temperatura está dada por la ecuación

(2.12), la salinidad está dado por la ecuación (2.13).

Las condiciones de frontera en la superficie, donde $z = \zeta$, están dadas por las siguientes ecuaciones:

$$K_M \frac{\partial u}{\partial z} = \frac{\tau^x}{\rho_0} \quad (2.15)$$

$$K_H \frac{\partial v}{\partial z} = \frac{\tau^y}{\rho_0} \quad (2.16)$$

$$K_H \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{Q_b + Q_e + Q_s}{\rho_0 c_p} \quad (2.17)$$

$$K_H \frac{\partial S}{\partial z} = S|_{z=\zeta} (E_v - P_r) \quad (2.18)$$

en donde

- τ^x y τ^y son las componentes horizontales del esfuerzo del viento.
- Q_b , Q_e , Q_s son los flujos de calor de onda larga, latente y sensible respectivamente.
- E_v y P_r son las proporciones de evaporación y precipitación.
- c_p es el calor específico del agua de mar.

Las condiciones de frontera en el fondo, donde $z = H$, están dadas por las siguientes ecuaciones:

$$K_M \frac{\partial u}{\partial z} = c_b u |\mathbf{v}| \quad (2.19)$$

$$K_M \frac{\partial v}{\partial z} = c_b v |\mathbf{v}| \quad (2.20)$$

$$K_H \frac{\partial T}{\partial z} = 0 \quad (2.21)$$

$$K_H \frac{\partial S}{\partial z} = 0 \quad (2.22)$$

El esfuerzo de fondo es parametrizado por una ley cuadrática de arrastre con el coeficiente de arrastre c_b . El valor de c_b puede ser calculado o especificado en términos del grosor de la capa de fondo Δz_b y la rugosidad del fondo z_0 como:

$$c_b = \max \left[\frac{\kappa^2}{\log^2 \frac{\Delta z_b}{2z_0}}, c_{b_{min}} \right] \quad (2.23)$$

donde $\kappa = 0.4$ es la constante de Von Karman.

El sistema de ecuaciones se resuelve en una malla Arakawa C. La malla horizontal es ortogonal y curvilínea, lo que permite una mejor adaptación a distintos tipos de proyección de los resultados y la consideración de curvaturas suaves en la modelación.

2.4.2. Características de la simulación para el Golfo de México con el NCOM

Las simulaciones con el NCOM se realizaron en un dominio que incluye todo el Golfo de México con una resolución horizontal de 0.05 en latitud y longitud, (352x320 puntos), abarcando de 98.15° W a 80.60° W y de 15.55° N a 31.50° N (Fig. 2.7). En la vertical se tienen 80 niveles, con 22 niveles sigma hasta los 100 m y 58 *vanishing quasi-sigma*, alcanzando una profundidad máxima de 5000 m. Las fronteras abiertas se encuentran en la parte oriental del dominio, en el Caribe y el Estrecho de Florida.

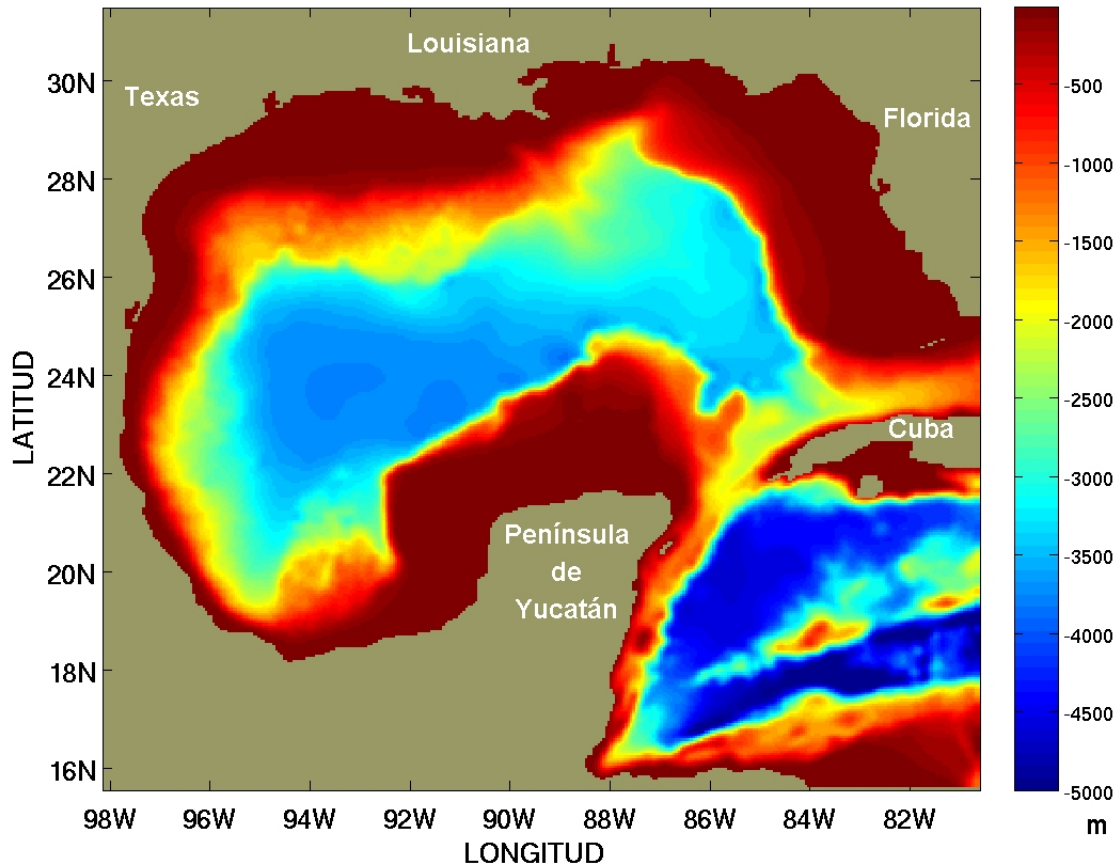


Figura 2.7: Batimetría utilizada en las simulaciones realizadas con el NCOM en el Golfo de México. Los contornos de color muestra la profundidad (m).

Los datos para la construcción de la batimetría del modelo se obtuvieron de la base *General Bathymetric Chart of the Oceans* (GEBCO) (ver Fig. 2.7).

Los campos iniciales de temperatura y salinidad para las simulaciones se obtuvieron de la climatología mensual de la base de Levitus (1994)²⁴. Los campos de forzamiento para la superficie, de calor latente, calor sensible y los flujos de calor radiativos se tomaron de Da Silva et al. (1994)⁹, los cuales tienen una resolución de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$. Treinta ríos son incluidos en las simulaciones, usando las medias mensuales para los

que se encuentran en la zona de Estados Unidos y las medias anuales para los que se encuentran en la zona de México, ya que no se cuenta con información para una climatología mensual. Se utiliza el término fuente de flujo de volumen (Q) en las ecuaciones del modelo (ver sección 2.4). Todos los campos que se usan para forzar el modelo se interpolan linealmente en el tiempo en cada paso de tiempo.

Para la capa de mezcla superficial se utiliza el esquema de turbulencia de Mellor – Yamada de nivel 2; para la advección se usa un esquema de quasi tercer orden en la dirección del flujo y de segundo orden para el gradiente de presión horizontal, e interpolación de los términos de Coriolis.

Se realizaron dos simulaciones variando los forzamientos superficiales de viento.

La primera simulación se corrió sin viento y la segunda con vientos climatológico tomados de Da Silva et al. (1994)⁹, y se corrió el modelo por tres años después de un spinup de 3 años. Con un spinup de 3 años se observa que la corriente del Lazo desprende remolinos anticiclónicos y, al menos el primero viaja hacia el oeste e interactúa con el talud occidental, también se desarrollan una serie de giros ciclónicos y anticiclónicos. Es deseable tener un spinup más largo para las capas intermedias y profundas, pero debido a limitaciones de cómputo se limitó a 3 años.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1. Análisis de la estacionalidad del afloramiento de Yucatán por medio de imágenes satelitales SeaWiFS

Con el objeto de analizar la estacionalidad del afloramiento de Yucatán se calcularon los promedios mensuales de la concentración de clorofila-*a* (*CCa*) de las imágenes satelitales de SeaWiFS, utilizando datos del periodo 1997 - 2007, los cuales se presentan en la figura 3.1. Los promedios mensuales se presentan en una escala logarítmica, mostrando que la *CCa* en la plataforma interna es mucho mayor que en la plataforma media y externa y fuera de la plataforma. La variabilidad espacial alcanza dos ordenes de magnitud en la región de menos de 0.1 mg/m^3 a 30 mg/m^3 , por lo que es difícil visualizar la variabilidad temporal.

Para lograr una mejor visualización del ciclo anual de la *CCa* se calcularon las anomalías mensuales con respecto al valor promedio de todo el periodo (Fig. 3.2). Estas gráficas con doble escala logarítmica, se graficaron siguiendo el método descrito en [Martínez-López y Zavala-Hidalgo, 2009]²⁹. Las gráficas muestran una señal anual con diferente fase en el dominio, es decir, el mes del año en el cual ocurre el máximo de la *CCa*.

Se observan anomalías positivas en *CCa* al noreste de la Península en los meses de

Marzo a Agosto, con un máximo en el mes de junio y con una extensión hacia el oeste en el mes de julio. Fuera de la plataforma el mínimo se observa en Septiembre y el máximo en Enero.

Se hizo una reconstrucción del ciclo anual de la anomalía de la *CCa* mediante el ajuste por mínimos cuadrados de los armónicos anual y semianual utilizando la descomposición en valores singulares (SVD, ver sección 2.2).

A partir de la reconstrucción del ciclo anual de las anomalías de la *CCa* se calcularon los mapas del porcentaje de varianza explicada, correlación de la anomalía mensual con respecto al valor calculado con la reconstrucción, y el de fase del máximo valor en la reconstrucción de un año de la anomalía de la *CCa*. Las reconstrucciones se realizaron con uno y dos armónicos (Fig. 3.3).

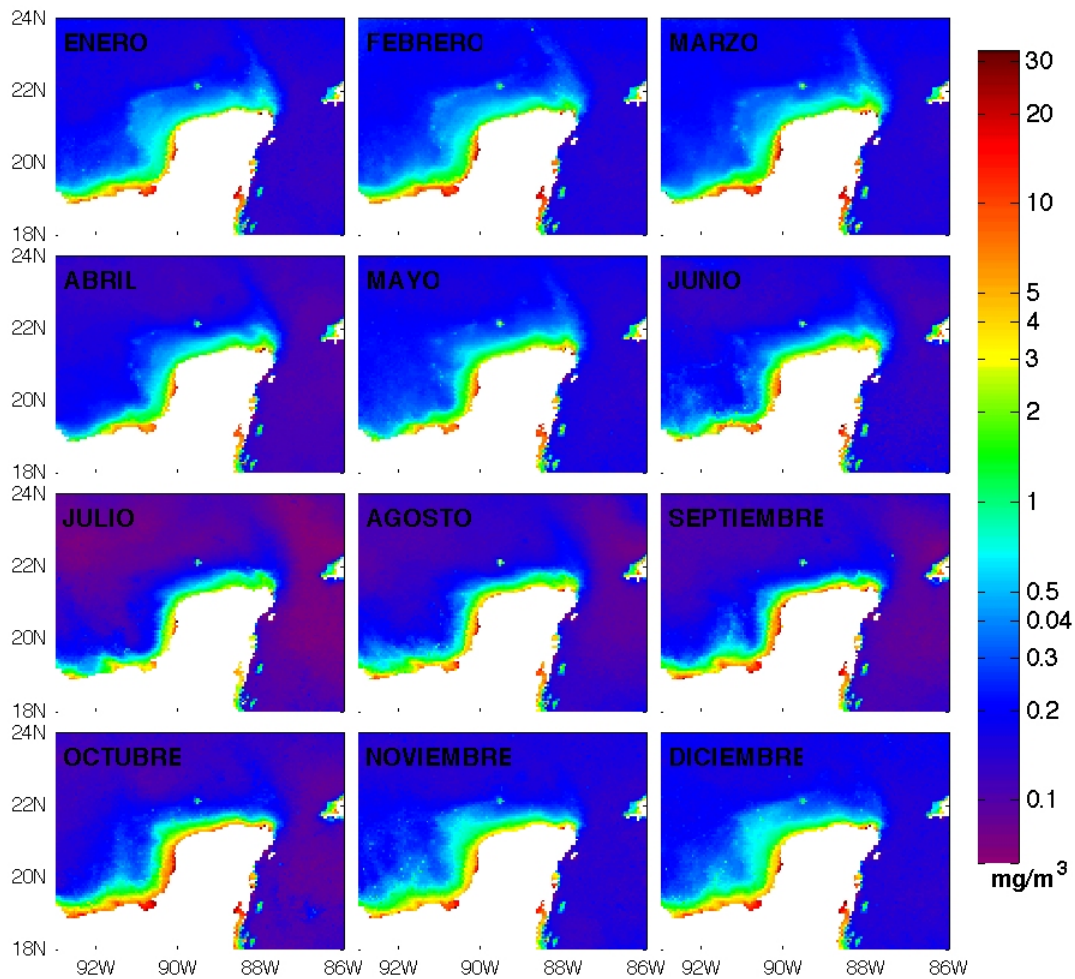


Figura 3.1: Climatologías mensuales de la concentración de clorofila-*a*, para el periodo de 1997-2007.

En los mapas del porcentaje de varianza explicada (Fig. 3.3 gráficas superiores) se puede observar que la reconstrucción sólo con el armónico anual explica un porcentaje mayor al 80 % mientras que con dos armónicos mas del 90 %, excepto en las regiones a lo largo del quiebre de la plataforma en el oriente del Banco de Campeche y en una franja paralela a la costa de Yucatán, a unos 50 *km*, en donde el porcentaje de varianza explicada es mucho menor, probablemente debido a fenómenos de alta frecuencia.

Asimismo la correlación entre las anomalías mensuales y a la reconstrucción con base en los dos primeros modos muestra que hay una correlación mayor a 0.9 al introducir el modo semianual (Fig. 3.3 gráficas centrales) .

En el mapa de fase se presenta el día juliano en que la anomalía de la *CCa* es máxima. Los mapas de fase muestran que tanto en la reconstrucción con el modo anual como agregando el modo semianual, el máximo de la *CCa* al noreste de la Península se presenta entre los días julianos 170¹ y 190¹ mientras que en la plataforma externa y en la zona fuera de la plataforma se presenta alrededor del día juliano 30¹ y en la plataforma interna al oeste y noroeste de la Península, alrededor del día juliano 300¹ (Fig. 3.3 gráficas inferiores) .

¹18 de Junio, 8 de Julio, 30 de Enero, 26 de Octubre respectivamente en un año con 365 días.

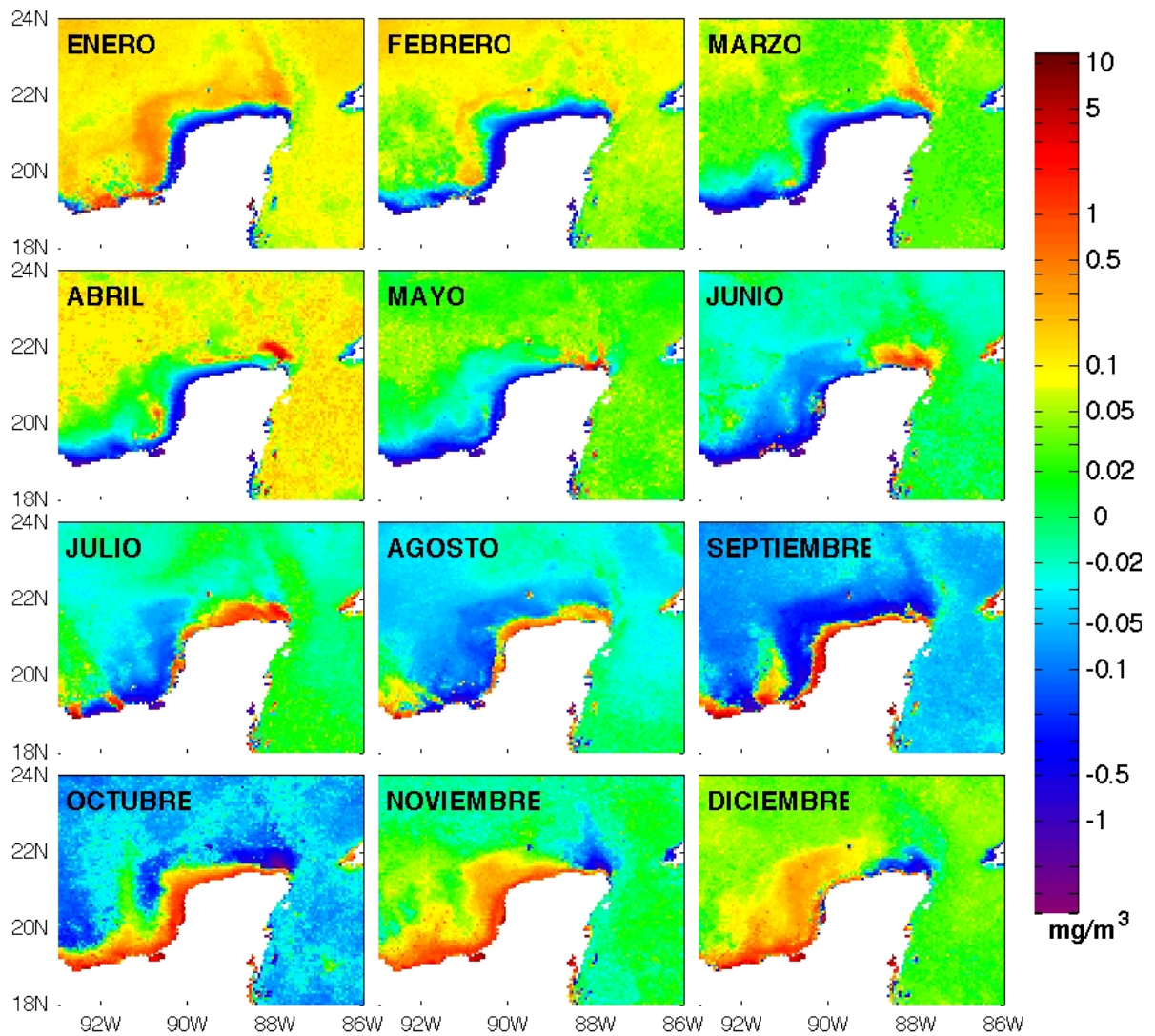


Figura 3.2: Anomalías mensuales de la concentración de clorofila-*a* con respecto al promedio anual ($m_{\text{mensual}} - m_{\text{anual}}$) (Graficados de acuerdo con Martínez-López y Zavala-Hidalgo, 2009)²⁹.

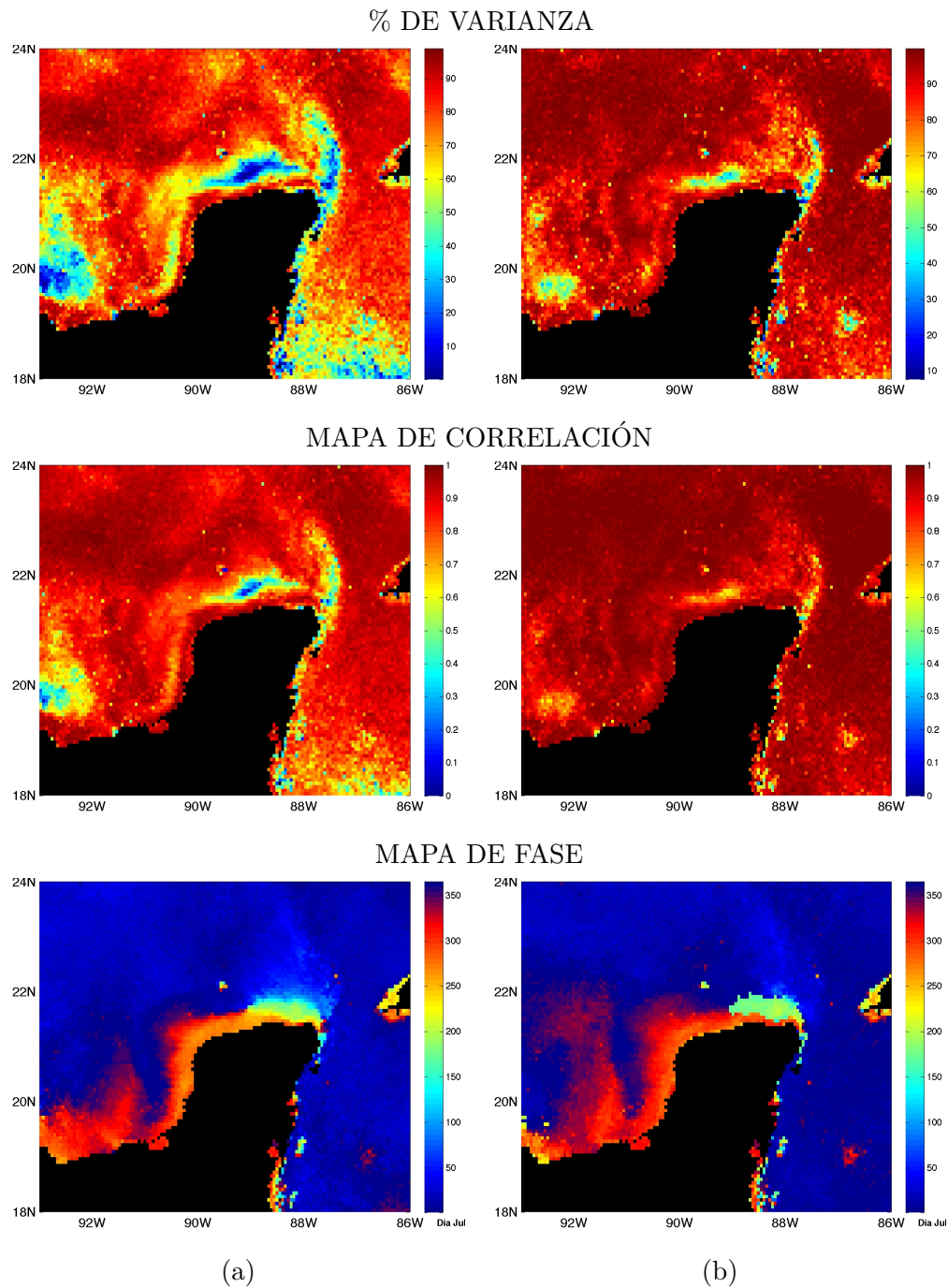


Figura 3.3: Mapas de porcentaje de varianza explicada (superior), correlación (centro) y fase (inferior) de la reconstrucción del ciclo anual de anomalías de la CCa incluyendo (a) el primer modo y (b) los dos primeros modos.

3.1.1. Definición de subregiones

Con base en el ciclo anual de las anomalías de la CCa con respecto a la media global se definieron subregiones dentro del área de estudio. Esto se hizo mediante una descomposición en valores singulares y tomando los tres primeros eigenvectores o modos (Fig. 3.4 izquierda), los cuales representan en conjunto el 88.7% de la varianza. La componente principal del primer eigenvector representa la varianza máxima con 71.4% representando el ciclo anual con máximos y mínimos en Noviembre y Mayo, la segunda representa el 12.5% de la varianza también con un máximo y un mínimo en Agosto y Diciembre respectivamente. El tercer modo (Fig. 3.4 derecha) representa el 4.8% de la varianza y tiene un ciclo anual con valores muy pequeños de Enero a Julio y un mínimo y máximo en Agosto y Diciembre respectivamente. En base a los valores en el rango de amplitud en los eigenvectores se hizo un agrupamiento subjetivo de estos, proponiendo rangos de valores característicos para cada modo, los cuales se presentan en la figura 3.5a. Con base en los rangos, que fueron determinados subjetivamente, se identificaron tres regiones (Fig. 3.5b) en las cuales cada uno de los pixeles que la integran tienen un comportamiento similar en los tres primeros modos, en el valor de sus eigenvectores y en su ciclo anual representado por su componente principal correspondiente. La región uno pertenece a la región del Golfo profundo, mientras que la región dos esta cercana a la costa, y la región tres se ubica al noreste de la Península siendo esta la región donde se encuentra el afloramiento.

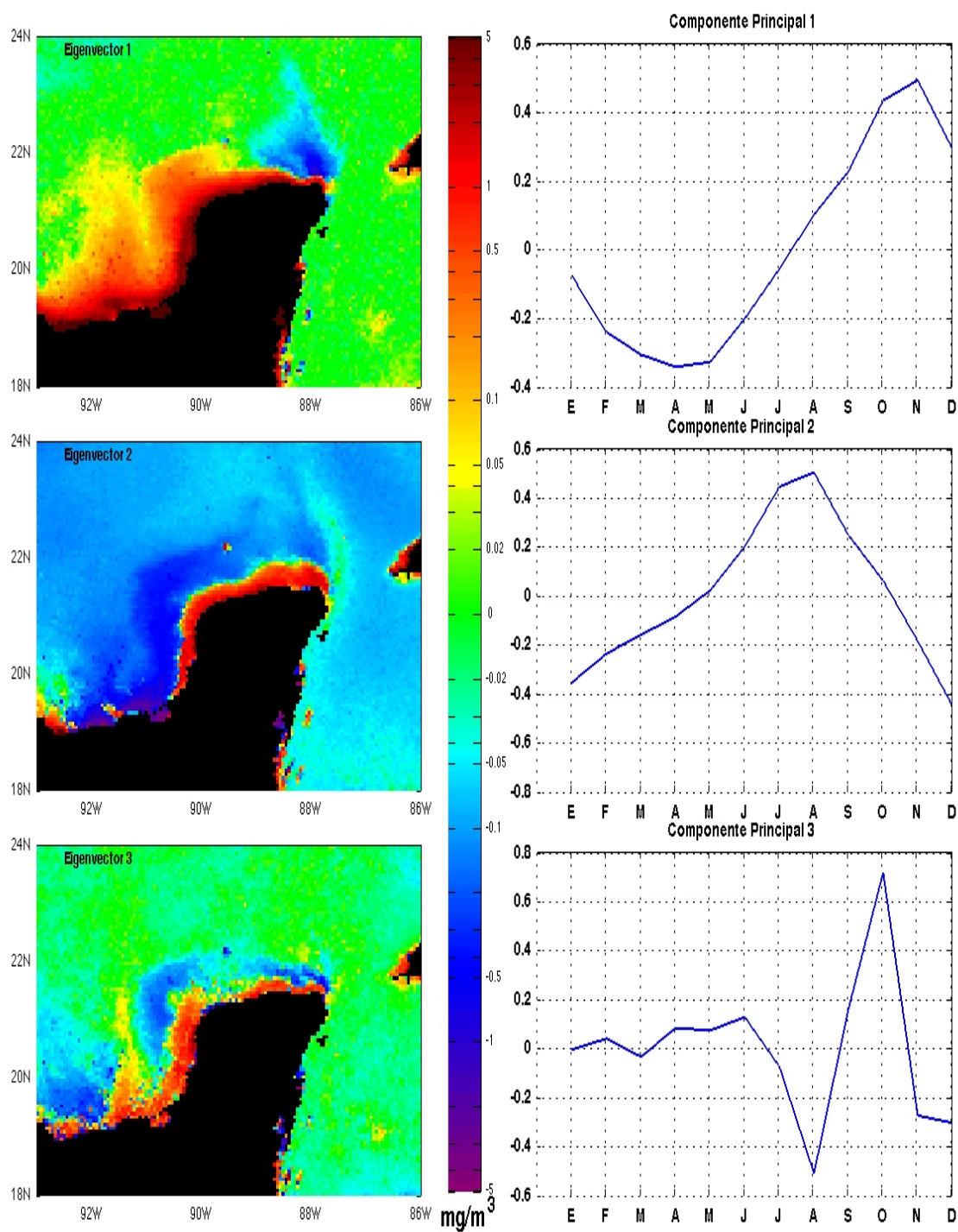


Figura 3.4: (derecha) Mapas de eigenvectores los contornos de color representan la magnitud en mg/m^3 con su correspondiente gráfica de componente principal (izquierda).

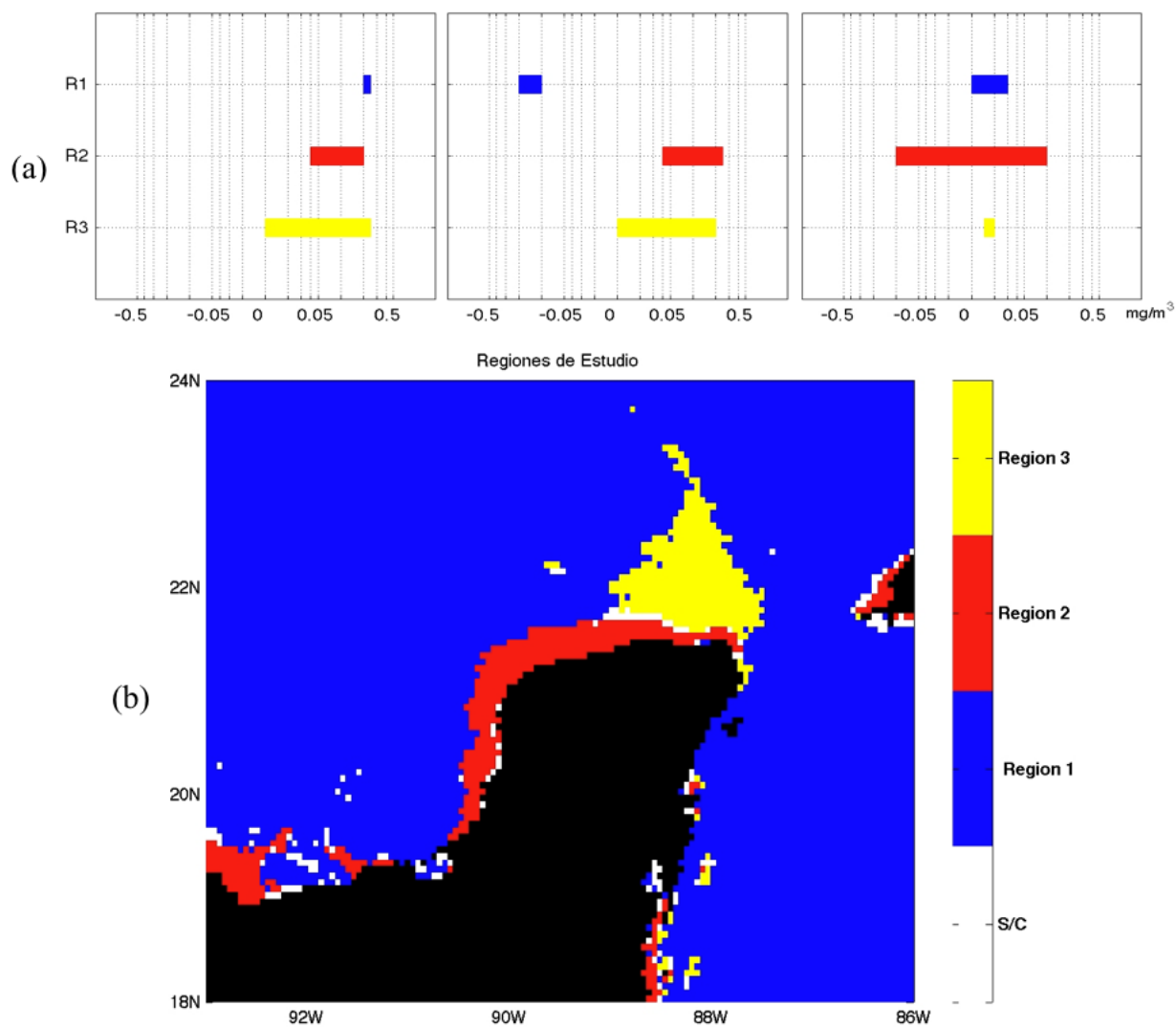


Figura 3.5: (a) Rango de valores característicos en cada eigenvector asociado a cada región. (izquierda) Eigenvector 1, (centro) eigenvector 2, (derecha) eigenvector 3. (b) Mapa que representa la regionalización obtenida.

3.1.2. Análisis de las subregiones

En la figura 3.6 se presentan los promedios mensuales para cada una de las regiones obtenidas con el método descrito en la subsección anterior, las barras representan el

error asociado con ± 1 desviación estándar, en el ciclo anual de la región uno, se pueden observar máximos en los meses de otoño-invierno, en la región dos se puede ver un máximo absoluto en el mes de Octubre y un mínimo en Marzo, mientras que en la región tres el máximo se observa en los meses de Junio y Julio. La barra de error asociada a los meses de Junio-Agosto en la región tres es grande, lo que muestra una variación interanual mayor que el observado en otros meses y en otras regiones. La región tres es la asociada a la surgencia de Yucatán por lo que se decidió redefinir esta región con el propósito de verificar si hay cambios importantes al modificar los límites de la región, se eligieron los mapas de las anomalías mensuales de los meses de Marzo, Junio y Noviembre donde la *CCa* en la región de la surgencia alcanza mayor amplitud (Fig. 3.7), y en cada uno de los mapas se seleccionó manualmente cada pixel donde esta amplitud es mayor.

Al redefinir la región tres con este método el resultado obtenido fue muy similar al basado en la SVD (Fig. 3.5b), ya que el ciclo anual y la desviación estándar asociada es muy similar, sobre todo en la región definida con el mapa de anomalía de *CCa* del mes de Junio.

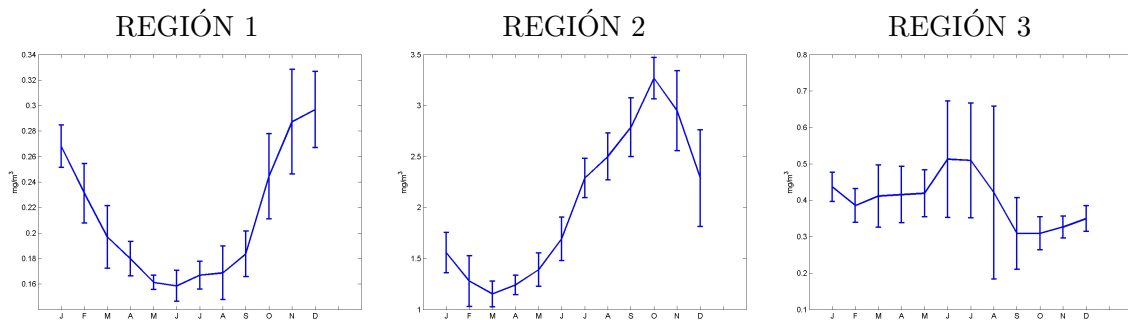


Figura 3.6: Promedios mensuales de la *CCa* en cada una de las tres regiones definidas de acuerdo con la sección 3.1.1. Las barras de error representan ± 1 desviación estándar.

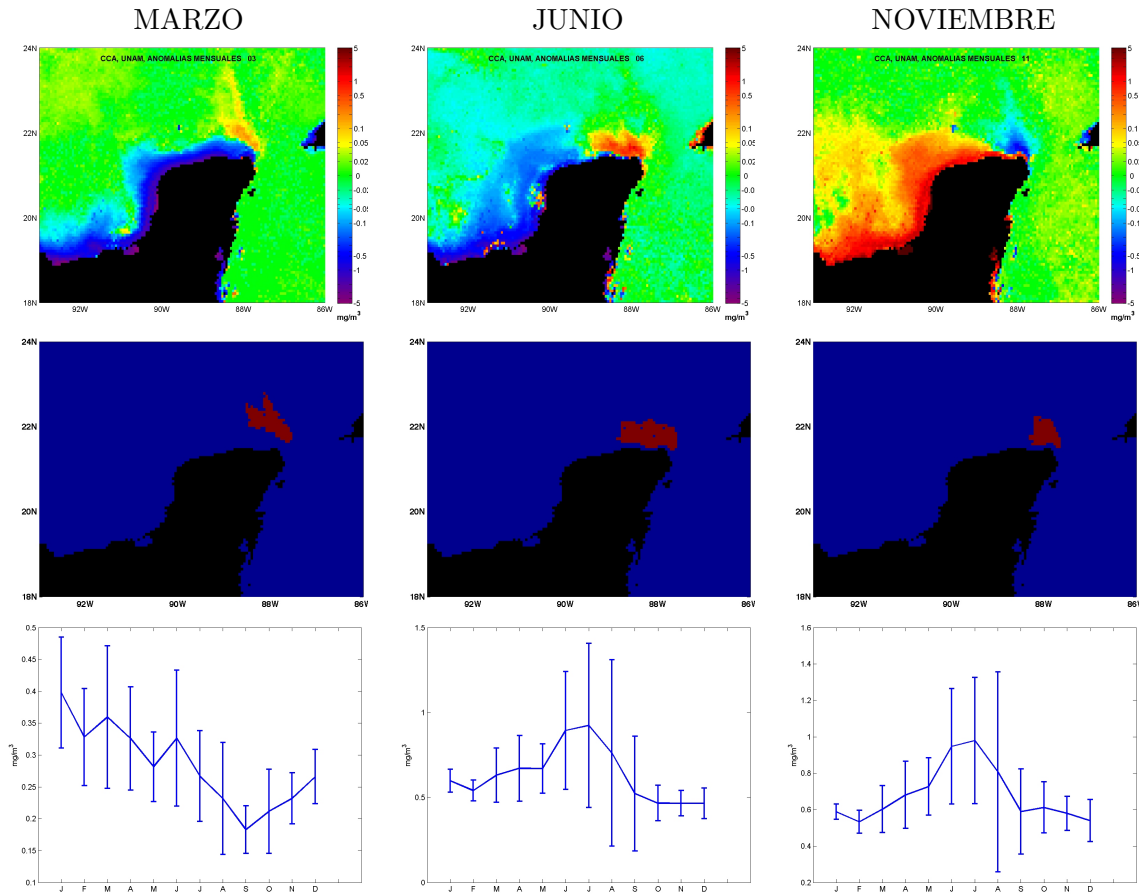


Figura 3.7: (superior) Mapas de anomalía mensual de CCA con respecto al promedio anual ($m_{mensual}-m_{anual}$) de Marzo, Junio y Noviembre. (centro) Mapa de la región determinada con el gráfico de anomalía de Marzo, Junio y Noviembre respectivamente, sobre las que se calcularon las medias y la desviación estándar. (inferior) Promedio mensual de CCA y desviación estándar para cada una de las regiones.

3.1.3. Análisis estadístico

Con el propósito de determinar si existe una estacionalidad en el afloramiento de Yucatán se aplicó una prueba de hipótesis a cada una de las regiones que fueron definidas por ambos métodos, buscando determinar si las diferencias observadas entre los promedios mensuales del periodo son estadísticamente significativas.

Se calculó el número de grados de libertad ya que como no se cuenta con la misma cantidad de años con datos para todos los meses (n). De Enero a Agosto el número de grados de libertad es 9 mientras que para los meses restantes es de 10, y por lo tanto el valor comparativo en la tabla de la distribución $t - Student$ es distinto.

Los niveles de significancia elegidos para probar la hipótesis nula (H_0) fueron del 5% y 10%. Si el estadístico de prueba t calculado es mayor que el valor tabulado en el nivel de significancia especificado, se rechaza la hipótesis nula y se concluye que existe una diferencia significativa, y si no es mayor a la tabulada, digamos al nivel de significancia del 5%, se acepta la hipótesis nula.

Aplicando la ecuación 2.7 se obtienen valores del estadístico de prueba calculado los cuales se presentan en tablas, para su comparación con el correspondiente valor en la tabla de referencia de $t - Student$, para aceptar o rechazar la hipótesis nula (H_0) planteada, con porcentajes de confianza del 90% y 95%.

Para la región 1, que se considera como la del Golfo profundo (Fig. 3.5 en color azul), se obtiene la tabla 3.2. Al comparar los resultados de la Tabla 3.1 con los valores de la Tabla 2.1, de los valores de referencia de la distribución $t - Student$, se puede observar que para esta región la variación en la CCa a lo largo del año es significativamente diferente para la mayoría de los meses, con excepción del mes de Mayo en que no se encuentra una diferencia con los tres meses siguientes, en ambos niveles de confianza (90% y 95%) (Tabla 3.2). Tampoco es significativa la diferencia entre Enero y Noviembre, Febrero y Octubre, Marzo y Septiembre, y Abril, Agosto y Septiembre. Esto es así por la simetría de la curva que representa el ciclo anual.

Tabla 3.1: Valores calculados del estadístico de prueba t para la región 1.

	Ene											
Feb	4.07	Feb										
Mar	7.593	3.209	Mar									
Abr	13.022	6.036	1.928	Abr								
May	19.219	9.218	4.464	3.992	May							
Jun	16.801	8.741	4.425	3.696	0.66	Jun						
Jul	16.036	7.889	3.52	2.335	1.437	1.62	Jul					
Ago	11.682	6.278	2.742	1.386	1.082	1.333	0.249	Ago				
Sep	11.235	5.217	1.399	0.568	3.96	3.811	2.622	1.738	Sep			
Oct	2.076	1.07	3.756	5.934	8.16	7.997	7.304	6.282	5.347	Oct		
Nov	1.431	3.89	6.183	8.196	10.053	9.915	9.345	8.415	7.671	2.683	Nov	
Dic	2.758	5.639	8.407	11.737	14.753	14.114	13.45	11.42	10.794	3.878	0.62	

Tabla 3.2: Relación de aceptación y rechazo de la hipótesis nula (H_0) al 90 % (superior izquierda) y al 95 % (superior derecha) de confianza. (inferior) Se incluye el ciclo anual de las CCa y sus desviaciones estándar para facilitar el análisis de las tablas, para la región 1.

90 %	Ene																			
Feb	R		Feb																	
Mar	R	R		Mar																
Abr	R	R	R		Abr															
May	R	R	R	R		May														
Jun	R	R	R	R	A		Jun													
Jul	R	R	R	R	A	A		Jul												
Ago	R	R	R	R	A	A	A		Ago											
Sep	R	R	A	A	R	R	R	A		Sep										
Oct	R	A	R	R	R	R	R	R	R		Oct									
Nov	A	R	R	R	R	R	R	R	R	R		Nov								
Dic	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	A									

95 %	Ene																			
Feb	R		Feb																	
Mar	R	R		Mar																
Abr	R	R	A		Abr															
May	R	R	R	R		May														
Jun	R	R	R	R	R	A		Jun												
Jul	R	R	R	R	R	A	A		Jul											
Ago	R	R	R	R	A	A	A	A		Ago										
Sep	R	R	A	A	R	R	R	R	A		Sep									
Oct	A	A	R	R	R	R	R	R	R	R		Oct								
Nov	A	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R		Nov							
Dic	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	A								

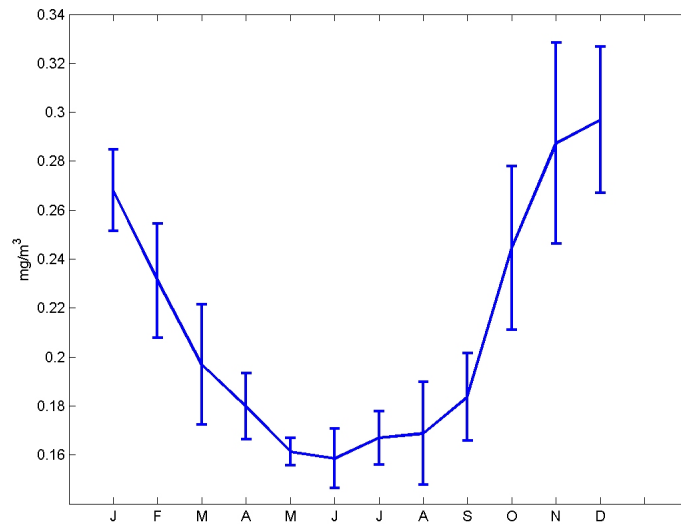


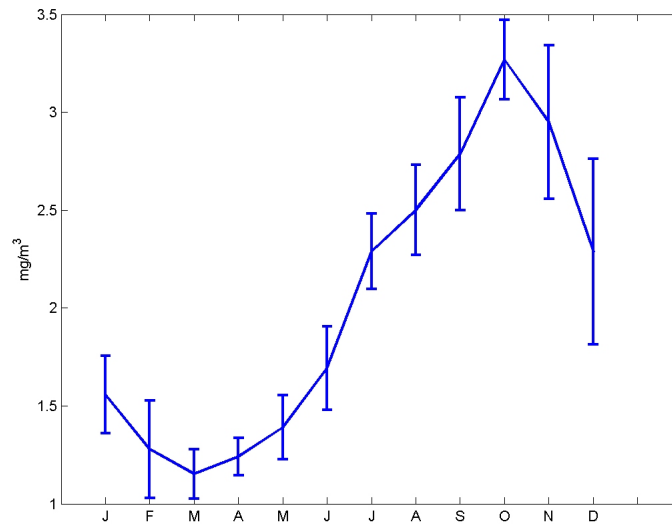
Tabla 3.4: Relación de aceptación y rechazo de la hipótesis nula (H_0) al 90 % (superior izquierda) y al 95 % (superior derecha) de confianza. (inferior) Se incluye el ciclo anual de las CCa y sus desviaciones estándar para facilitar el análisis de las tablas, para la región 2.

90 %	Ene
Feb	R
Mar	R
Abr	R
May	R
Jun	A
Jul	R
Ago	R
Sep	R
Oct	R
Nov	R
Dic	R

90 %	Ene	Feb
Mar	R	A
Abr	R	A
May	R	R
Jun	A	R
Jul	R	R
Ago	R	R
Sep	R	R
Oct	R	R
Nov	R	R
Dic	R	R

95 %	Ene
Feb	R
Mar	R
Abr	R
May	A
Jun	A
Jul	R
Ago	R
Sep	R
Oct	R
Nov	R
Dic	R

95 %	Ene	Feb	Mar
Abr	R	A	A
May	A	A	R
Jun	A	R	R
Jul	R	R	R
Ago	R	R	R
Sep	R	R	R
Oct	R	R	R
Nov	R	R	R
Dic	R	R	R



Para la región 3, que consideramos como la región de la surgencia de Yucatán (Fig. 3.5 en color amarillo), los resultados se muestran en la Tabla 3.5. Al hacer la comparación con la Tabla 2.1 se puede observar que en las tablas 3.6 de aceptación y rechazo de la hipótesis nula, a partir del mes de Agosto, hay una diferencia significativa de las medias con respecto a los meses del primer periodo del año, y se puede observar que se obtuvo algo similar en las Tablas 3.8, 3.10, 3.12, calculadas para la región tres que fueron definidas a partir de las imágenes de anomalía de diferentes meses del año. Con base en

estos resultados se puede decir que sí hay una señal estacional en las imágenes de CCa para esta región.

Tabla 3.5: Valores calculados del estadístico de prueba t para la región 3.

	Ene											
Feb	2.633	Feb										
Mar	0.846	0.841	Mar									
Abr	0.781	1.038	0.102	Abr								
May	0.743	1.327	0.22	0.116	May							
Jun	1.455	2.413	1.764	1.734	1.719	Jun						
Jul	1.414	2.386	1.729	1.698	1.682	0.045	Jul					
Ago	0.206	0.465	0.12	0.074	0.028	1.012	0.982	Ago				
Sep	3.981	2.326	2.564	2.774	3.07	3.482	3.467	1.394	Sep			
Oct	6.87	3.824	3.389	3.797	4.491	3.893	3.888	1.473	0.002	Oct		
Nov	7.097	3.427	2.983	3.404	4.153	3.627	3.618	1.253	0.573	1.081	Nov	
Dic	5.255	1.98	2.13	2.459	3.016	3.157	3.141	0.945	1.297	2.349	1.652	

Tabla 3.8: Relación de aceptación y rechazo de la hipótesis nula (H_0) al 90 % (superior izquierda) y al 95 % (superior derecha) de confianza. (inferior) Se incluye el ciclo anual de las CCa y sus desviaciones estándar para facilitar el análisis de las tablas, para la región 3, definida a partir de la anomalía de CCa de Marzo.

90%		Ene								
Feb	R	Feb								
Mar	A	A	Mar							
Abr	R	A	A	Abr						
May	R	A	R	A	May					
Jun	A	A	A	A	A	Jun				
Jul	R	R	R	A	A	Jul				
Ago	R	R	R	R	A	A	Ago			
Sep	R	R	R	R	R	R	A	Sep		
Oct	R	R	R	R	R	R	A	A	Oct	
Nov	R	R	R	R	R	A	A	R	A	Nov
Dic	R	R	R	R	A	A	A	R	R	R

95%		Ene									
Feb	A	Feb									
Mar	A	A	Mar								
Abr	A	A	A	Abr							
May	R	A	A	A	May						
Jun	A	A	A	A	A	Jun					
Jul	R	A	A	A	A	Jul					
Ago	R	R	R	R	A	A	Ago				
Sep	R	R	R	R	R	R	R	A	Sep		
Oct	R	R	R	R	R	R	A	A	A	Oct	
Nov	R	R	R	R	R	R	A	A	R	A	Nov
Dic	R	R	R	A	A	A	A	A	R	R	A

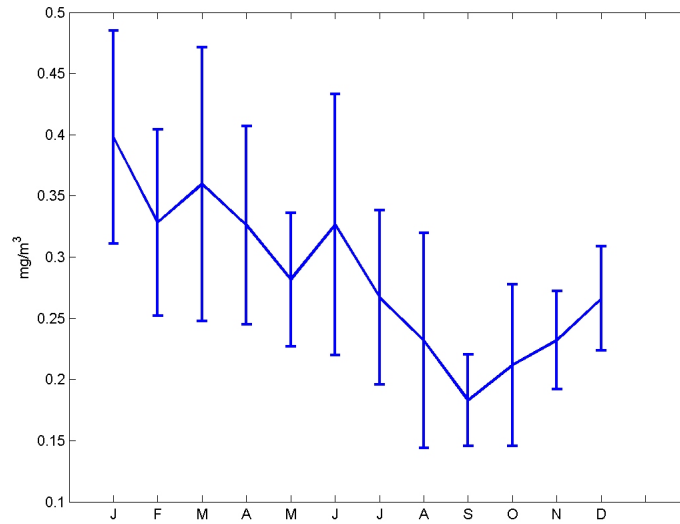


Tabla 3.10: Relación de aceptación y rechazo de la hipótesis nula (H_0) al 90 % (superior izquierda) y al 95 % (superior derecha) de confianza. (inferior) Se incluye el ciclo anual de las CCa y sus desviaciones estándar para facilitar el análisis de las tablas, para la región 3, definida a partir de la anomalía de CCa de Junio.

90 %	Ene																				
Feb	R		Feb																		
Mar	A	A	Mar																		
Abr	A	R	A	Abr																	
May	R	R	R	A	May																
Jun	R	R	R	R	R	Jun															
Jul	R	R	R	R	R	A	Jul														
Ago	A	A	A	A	A	A	A	Ago													
Sep	A	A	A	A	A	R	R	A	Sep												
Oct	A	A	A	A	A	R	R	A	A	Oct											
Nov	A	A	A	A	R	R	R	A	A	A	Nov										
Dic	A	A	A	R	R	R	R	A	A	A	A										

95 %	Ene																				
Feb	R		Feb																		
Mar	A	A	Mar																		
Abr	A	R	A	Abr																	
May	R	R	A	A	May																
Jun	R	R	R	R	R	A	Jun														
Jul	R	R	R	R	R	A	A	Jul													
Ago	A	A	A	A	A	A	A	A	Ago												
Sep	A	A	A	A	A	R	R	A	Sep												
Oct	A	A	A	A	A	R	R	A	A	Oct											
Nov	A	A	A	A	R	R	R	A	A	A	Nov										
Dic	A	A	A	A	R	R	R	A	A	A	A										

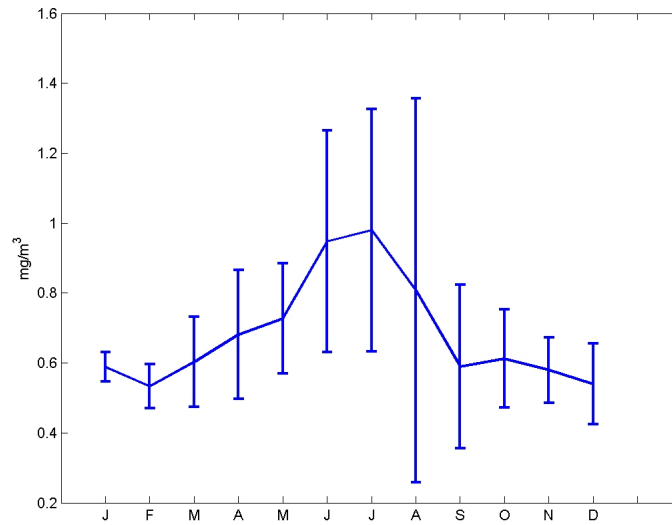
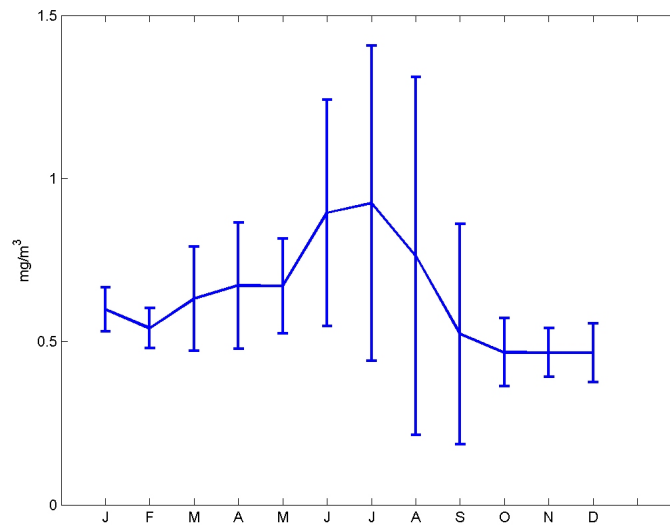


Tabla 3.12: Relación de aceptación y rechazo de la hipótesis nula (H_0) al 90% (superior izquierda) y al 95% (superior derecha) de confianza. (inferior) Se incluye el ciclo anual de las CCa y sus desviaciones estándar para facilitar el análisis de las tablas, para la región 3, definida a partir de la anomalía de CCa de Noviembre.

90%	Ene																				
Feb	R		Feb																		
Mar	A	A	Mar																		
Abr	A	R	A	Abr																	
May	A	R	A	A	May																
Jun	R	R	R	R	R	Jun															
Jul	R	R	R	A	A	A	Jul														
Ago	A	A	A	A	A	A	A	Ago													
Sep	A	A	A	A	A	R	R	A	Sep												
Oct	R	R	R	R	R	R	R	A	A	Oct											
Nov	R	R	R	R	R	R	R	A	A	A	Nov										
Dic	R	R	R	R	R	R	R	A	A	A	A										

95%	Ene																				
Feb	A		Feb																		
Mar	A	A	Mar																		
Abr	A	A	A	Abr																	
May	A	R	A	A	May																
Jun	R	R	R	A	A	Jun															
Jul	R	R	A	A	A	A	Jul														
Ago	A	A	A	A	A	A	A	Ago													
Sep	A	A	A	A	A	R	R	A	Sep												
Oct	R	A	R	R	R	R	R	A	A	Oct											
Nov	R	R	R	R	R	R	R	R	R	A	A	A	Nov								
Dic	R	R	R	R	R	R	R	R	R	A	A	A	A								



Con las pruebas de hipótesis podemos concluir que para la región de la surgencia de Yucatán, existe una diferencia estadísticamente significativa, en la CCa entre los meses de otoño-invierno y los de primavera-verano. También se mostró que esta región tiene un ciclo anual diferente al de las zonas adyacentes, tanto en la plataforma como fuera de esta.

3.2. Análisis de la estacionalidad del afloramiento de Yucatán mediante modelación numérica

3.2.1. Introducción

En esta sección se estudia la surgencia que existe al norte de la Península de Yucatán, y la influencia que tienen diferentes factores en su intensificación y estacionalidad mediante simulaciones numéricas realizadas con el NCOM, cuyas características se detallan en la sección 2.4.

Los estudios realizados por Morey (2003)³⁴, Zavala -Hidalgo (2003)⁴⁵, muestran que el modelo reproduce bien los fenómenos de gran escala en el Golfo de México (GoM), como la Corriente del Lazo y los grandes remolinos anticiclónicos asociados a ésta. En el modelo, la penetración media de la Corriente de Lazo hacia el norte es aproximadamente hasta los 26.5°N comparada con los 27°N para la media relativa topográfica a 1000 m, [Fox, et al., 2001]¹³, y la media calculada a partir de datos satelitales de 5 años que es de 27.5°N. El transporte medio entre la Península de Yucatán y Cuba estimado por Gordon, (1967)¹⁹ y Roemmich, (1981)³⁷ es de 32 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m s}^{-1}$), y ha sido estimado, recientemente, por Sheinbaum et al. (2002)³⁹ en 23.8 Sv. Ochoa (2001)³⁵ muestra que el centro de la corriente confinado por arriba de los 800 m, del lado oeste del Canal de Yucatán, existe una contracorriente del lado de Cuba y dos contracorrientes profundas a lo largo de la pendiente este y oeste. Morey et al., (2003)³⁴ muestra que con el modelo se obtienen resultados similares a las observaciones. La Corriente del Lazo desprende grandes remolinos anticiclónicos en intervalos de tiempo irregulares, variando entre los 2.7 y 15 meses, con una media de 9.9 meses, los cuales son similares a los reportados por Sturges y Leben (2000)^{citeSturges00} para un periodo de 30 años. En el modelo, la trayectoria promedio de los remolinos que se desprenden de la Corriente del Lazo alcanza la región occidental del GoM alrededor de los 26°N, lo cual está ligeramente al norte de los 24.5°N de las trayectorias observadas. El modelo también simula bien estructuras

de pequeña escala, como pequeños remolinos frontales a lo largo de la Corriente del Lazo y las inestabilidades frontales a lo largo de la plataforma continental occidental. Zavala-Hidalgo et al. (2003)⁴⁵ obtuvieron estos resultados analizando los últimos 7 años de simulación realizada con el NCOM.

En el estudio realizado por Zavala-Hidalgo et al., (2003)⁴⁵ se analizaron los datos de nivel del mar de cuatro estaciones mareográficas representativas de la plataforma oeste del GoM localizadas en Galveston, Texas, Cd. Madero, Tamaulipas, Veracruz, Veracruz y Progreso, Yucatán. Las cuatro estaciones analizadas muestran valores máximos en el nivel del mar en los meses de Septiembre y Octubre (Fig. 3.8).

Una característica de la variabilidad anual del nivel del mar es que dentro de toda la región costera es muy similar. En Galveston se observa el máximo estacional durante Septiembre seguido de las otras estaciones que lo alcanzan en Octubre. Este máximo es observado en las simulaciones del modelo en la variable de nivel del mar superficial, y se encontró que, comparando con las observaciones de los mareógrafos, el modelo tiene un retraso de un mes en la estación de Progreso.

Las mediciones de nivel del mar muestran un máximo relativo en el nivel del mar durante Mayo, con mayor intensidad en la estación de Galveston comparado con las otras tres estaciones. Este máximo secundario es reproducido por el modelo sólo para la estación de Galveston pero no para las otras estaciones, las cuales muestran amplitudes menores.

Se puede decir que el modelo NCOM reproduce bien los fenómenos de gran escala al igual que los de menor escala, y reproduce bien la tendencia del ciclo anual del nivel del mar con una desviación estándar pequeña con respecto a los datos de las estaciones mareográficas, como se observa en la figura 3.8.

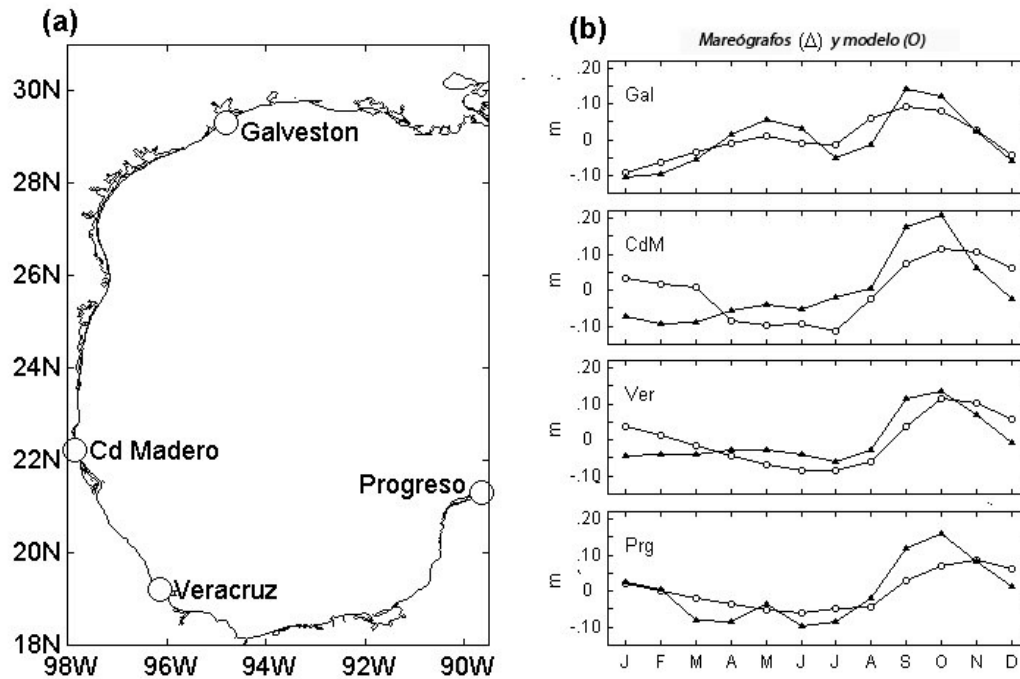


Figura 3.8: (a) Localización de las cuatro estaciones mareográficas; (b) medias mensuales del nivel del mar en las cuatro estaciones mareográficas (triángulos) y obtenidas con el modelo (círculos). La desviación estándar de los datos del modelo está por debajo de 1 *cm*, (adaptado de Zavala-Hidalgo et al., 2003)⁴⁵.

3.2.2. Reproducción del afloramiento con el modelo

La simulación del Golfo de México realizada con el modelo NCOM, forzado con vientos climatológicos (E1), muestran que el modelo sí reproduce la surgencia en la zona de Yucatán. Las gráficas de la figura 3.9, muestran mapas de temperatura en los días 15 de cada mes y corrientes en el nivel de superficie y a una profundidad de 40 *m*. En ellas se observa que hay una intrusión de agua fría al noreste de la Península durante los meses de primavera y verano, principalmente en los meses de Abril, Mayo y Junio. La intrusión de agua fría también se observa en los meses de Enero y Febrero aunque en menor cantidad y con menor penetración hacia el noroeste de la Península.

La temperatura de las lenguas de agua fría en las gráficas a 40 *m* de profundidad son similares a las observadas por Merino (1997)³² .

Además del afloramiento de Yucatán que se observa durante el verano, particularmente a 40 *m* de profundidad, también se observa agua relativamente fría durante el invierno en las plataformas noroeste y oeste del Golfo de México, mientras que en Septiembre y Octubre se observa agua con mayor temperatura que la adyacente a la plataforma. Esto es importante para la siguiente sección en donde se analiza la estacionalidad del afloramiento de Yucatán.

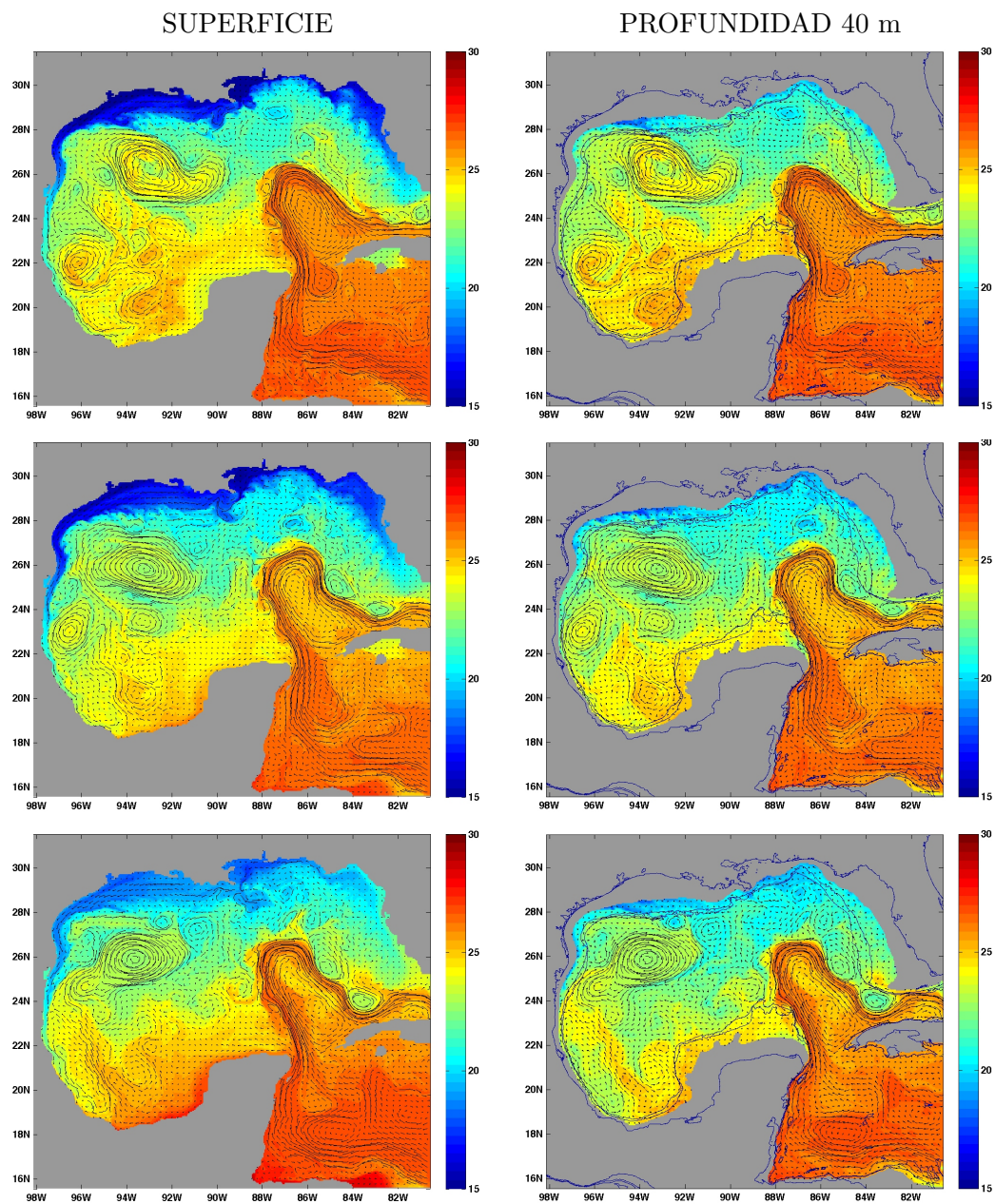
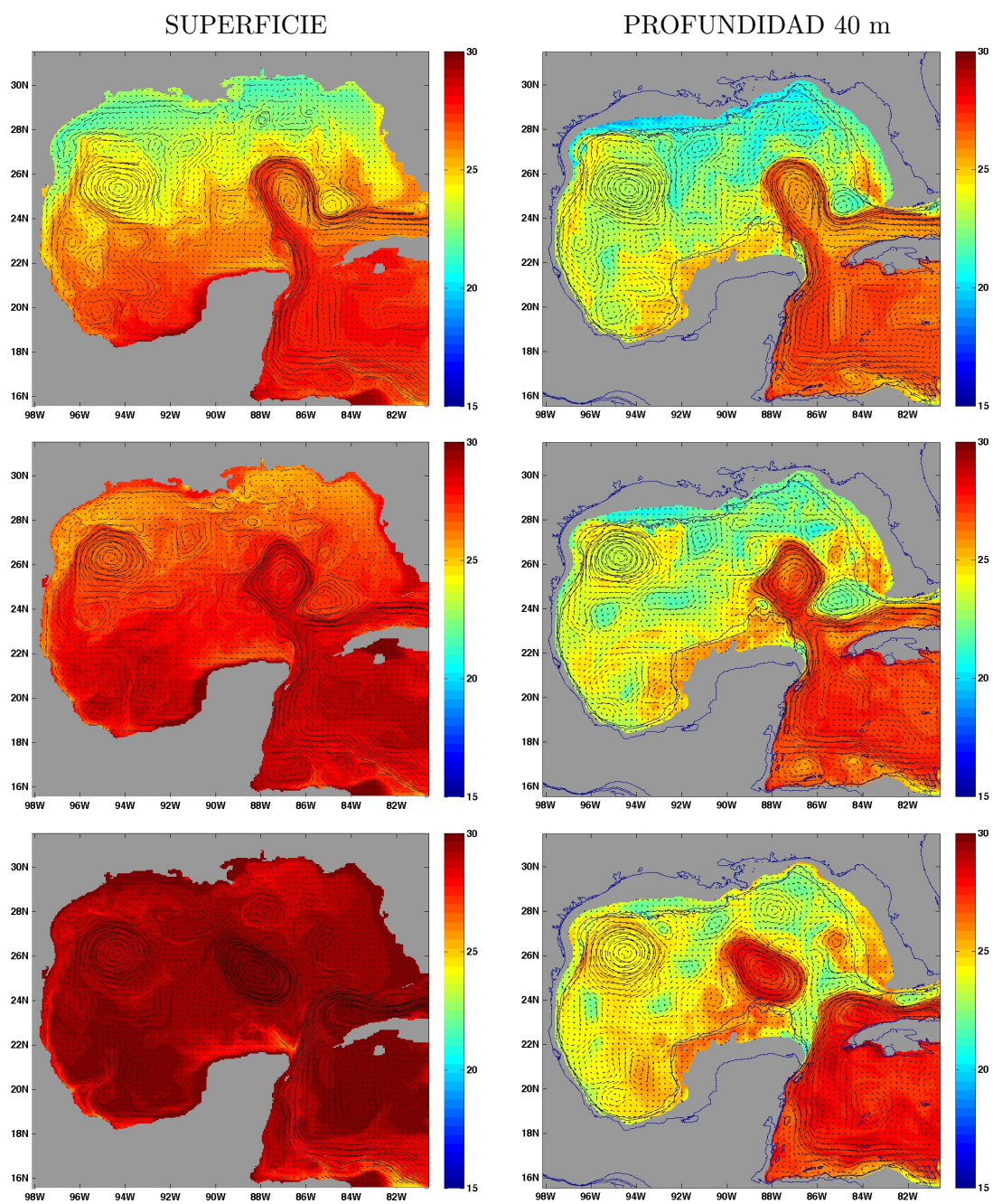


Figura 3.9: Temperatura ($^{\circ}C$) de los días 15 de cada mes (contornos de color) y corrientes en el Golfo de México simulados con el modelo NCOM forzado con vientos climatológicos. Los resultados son del primer año después del spinup de 3 años para la superficie (izquierda) y a 40 m de profundidad (derecha). Se indica la línea de costa y las isóbatas de 100 y 200 m. (superior) Enero 15, (centro) Febrero 16, (inferior) Marzo 16.



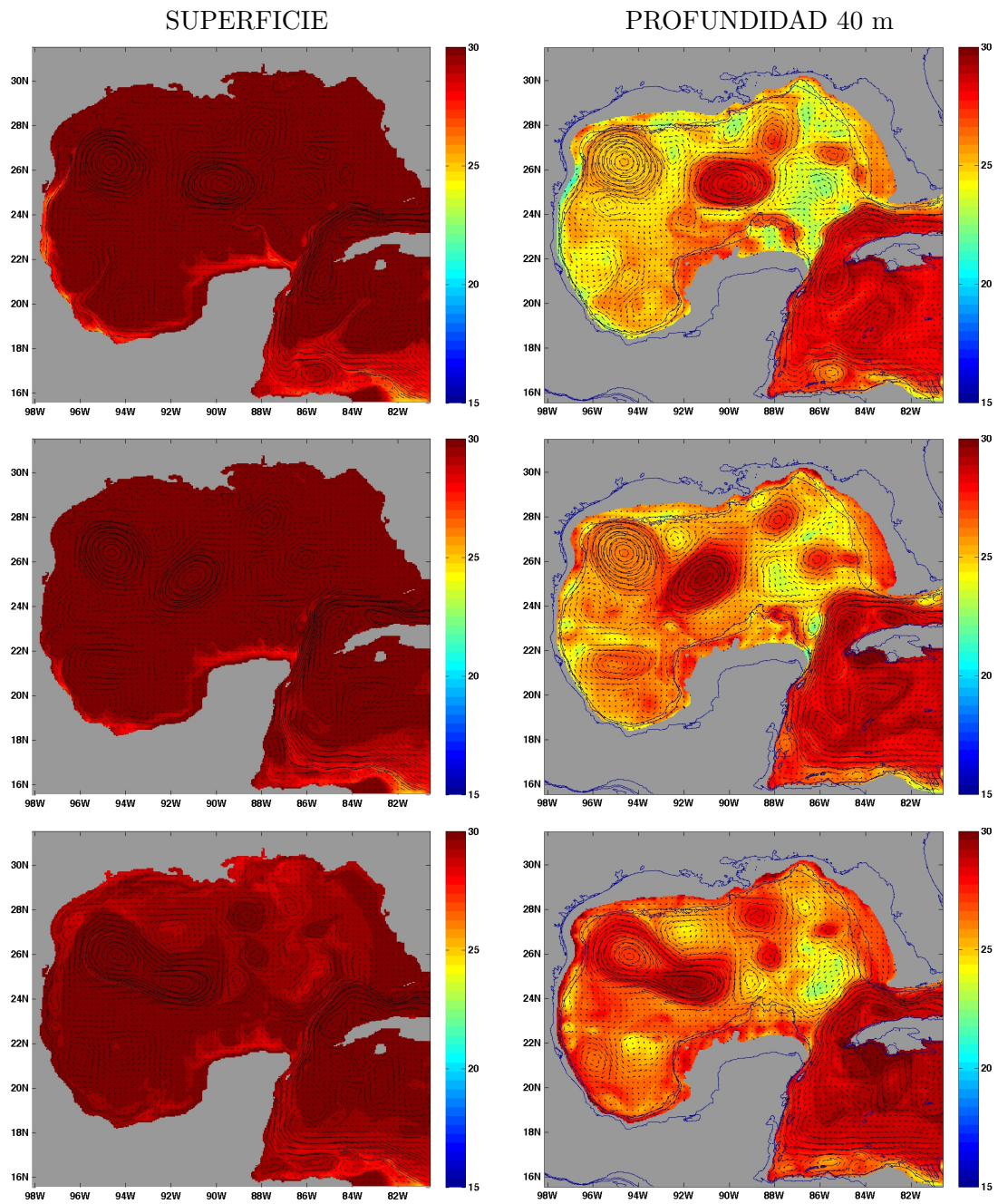


Figura 3.9 (Continuación). (superior) Julio 16, (centro) Agosto 15, (inferior) Septiembre 16.

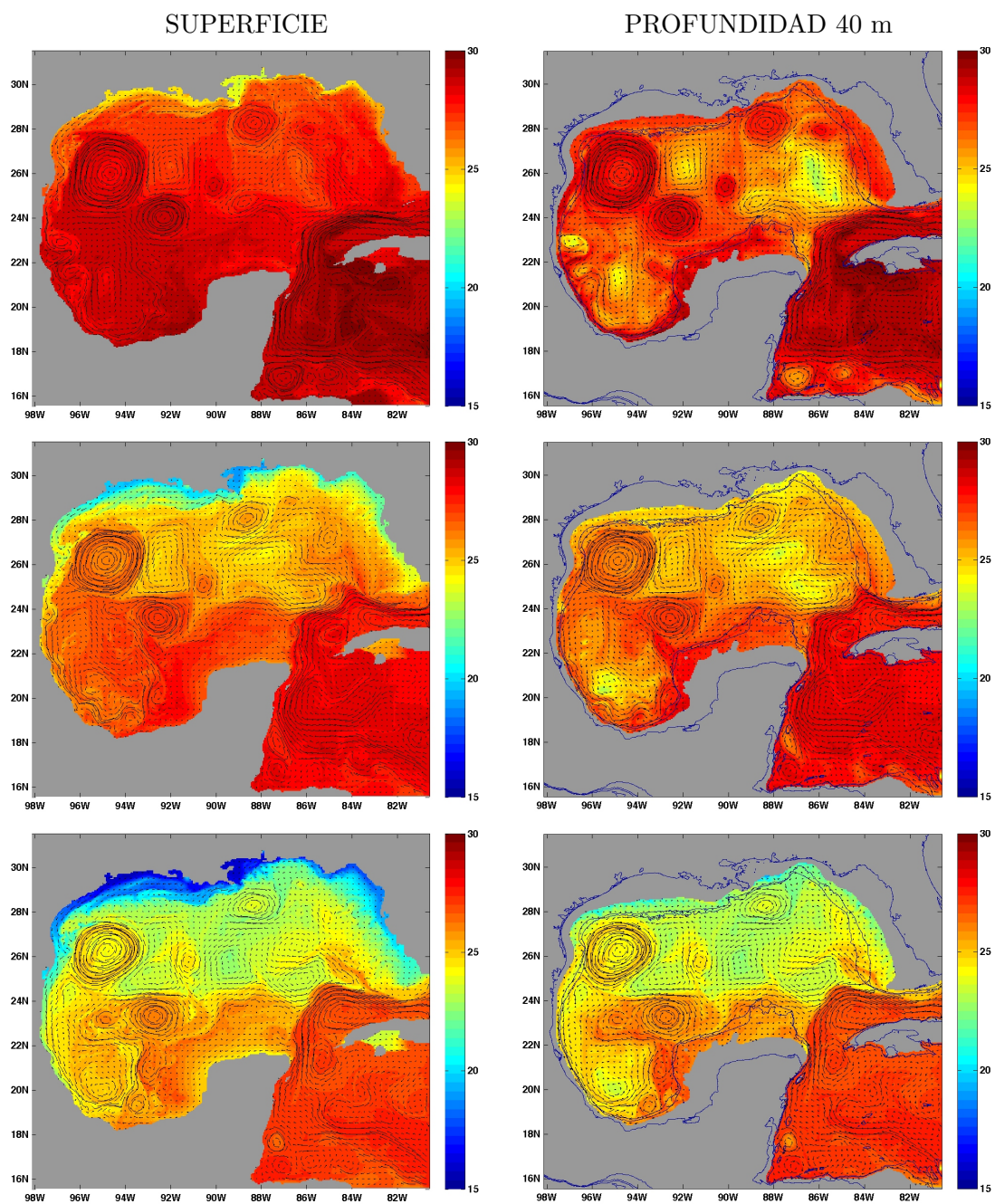


Figura 3.9 (Continuación). (superior) Octubre 16, (centro) Noviembre 15, (inferior) Diciembre 15.

3.2.3. Estacionalidad del afloramiento de Yucatán

Para analizar la estacionalidad de la surgencia de Yucatán se graficaron cortes meridionales a lo largo de 88.2° W en la zona del Banco de Campeche para las simulaciones forzadas con viento y sin viento. En las simulaciones forzadas con viento existe un mayor flujo de agua fría del este; dicho ascenso de agua con menor temperatura se encuentra entre 50 y 10 metros de profundidad. En la figura 3.10 se muestran dos gráficas de estos cortes meridionales de los días 28 de Junio y 10 de Julio, donde se observa la penetración del agua fría hacia la superficie y hacia el oeste. En las simulaciones realizadas sin forzamiento de viento este flujo es menor y existe una mayor estratificación como se muestra en las figuras 3.11 de los días 28 de Junio y 10 de Julio.

Con el objeto de determinar la cantidad de agua fría hacia la plataforma se calculó el flujo a través del corte meridional en 88.2° W, para cada uno de los tres años simulados, considerando el flujo hacia el oeste (negativo), que es el que asciende, y agua con temperatura menor a 20°C (Fig. 3.12). El flujo con estas características empieza a aumentar en el mes de Mayo y a disminuir para el mes de Agosto, teniendo varios máximos y mínimos en estos meses por lo que se puede decir que es una surgencia episódica y estos episodios tienen una duración de unos 8 a 15 días.

Estos resultados muestran que para el experimento con vientos climatológicos el modelo sí reproduce una estacionalidad en el afloramiento de Yucatán con máximos relativos en los meses de Junio y Julio donde el flujo promedio de los tres años de simulación alcanza $1 \times 10^5 \text{m}^3 \text{s}^{-1}$, y con otros máximos menos significativos en los meses de primavera como se muestra en la figura 3.12, y con una disminución muy significativa de prácticamente cero en el flujo del afloramiento para los meses de otoño.

En cambio para el experimento realizado sin forzamiento de viento se observa una estratificación (Fig. 3.11), y el flujo hacia el oeste se ve modificado ya que no muestra una estacionalidad clara, como se muestra en la figura 3.13, por lo cual se puede decir que el afloramiento está influenciado, de alguna manera, por el forzamiento del viento.

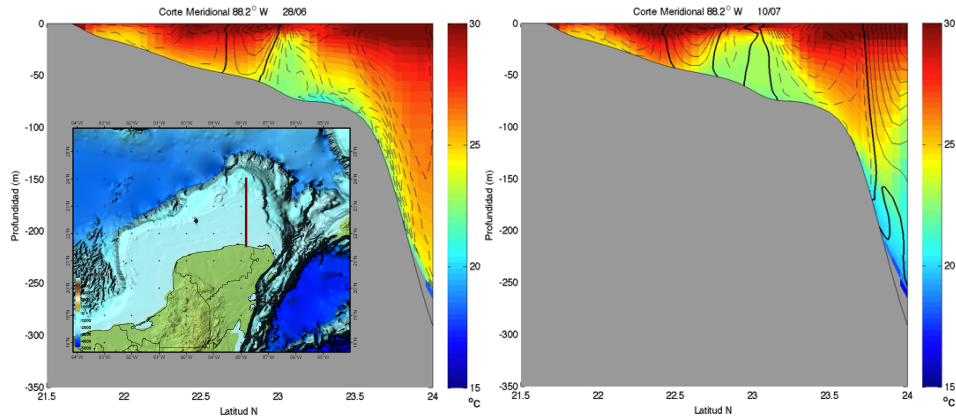


Figura 3.10: Cortes meridionales en 88.2° W, de la componente zonal de las corrientes a partir de la simulación forzada con vientos climatológicos correspondientes a los días 28 Junio (izquierda), 10 Julio (derecha). La línea gruesa indica el 0, las líneas delgadas las velocidades en dirección este (positivas) y la línea punteada velocidades con dirección oeste (negativas), con contornos cada de 0.05 m s^{-1} . En la figura de la izquierda se incluye un mapa señalando con una línea roja la ubicación del corte.

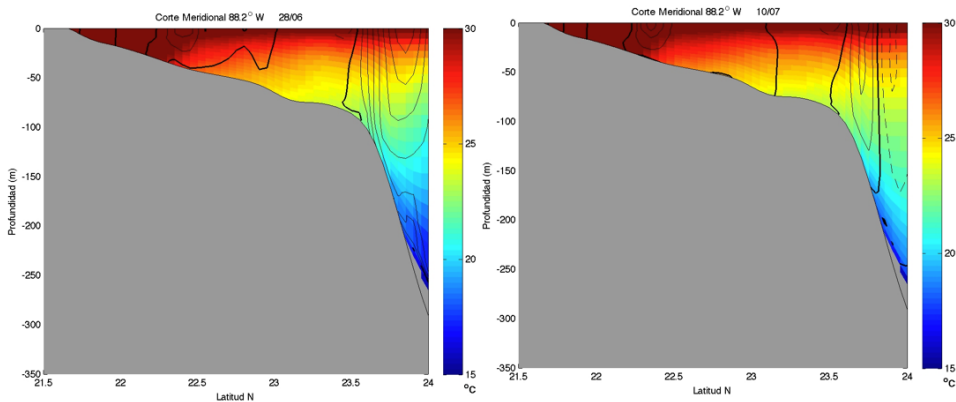


Figura 3.11: Cortes meridionales en 88.2° W, de la componente zonal de las corrientes a partir de la simulación sin forzamiento de viento correspondientes a los días 28 Junio (izquierda), 10 Julio (derecha). La línea gruesa indica el 0, las líneas delgadas las velocidades en dirección este (positivas) y la línea punteada velocidades con dirección oeste (negativas), con contornos cada de 0.05 m s^{-1} . En la figura 3.10 se incluye el mapa donde se señala la ubicación del corte.

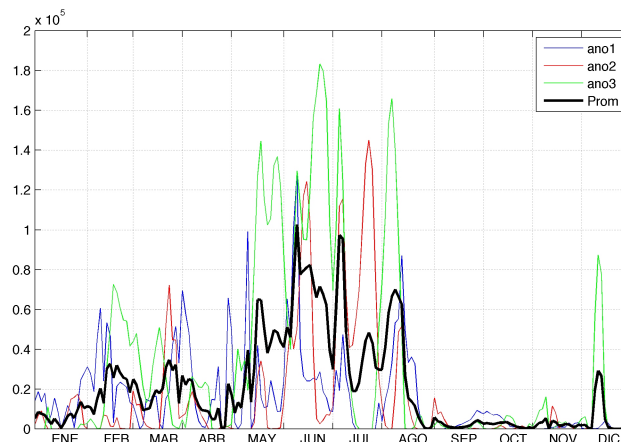


Figura 3.12: Flujo (m^3s^{-1}) de agua con temperatura menor de $20^\circ C$ hacia el oeste en un corte meridional en $88.2^\circ W$, sobre la plataforma de Yucatán. Con líneas delgadas se muestran los transportes para cada uno de los tres años simulados con vientos climatológicos y con línea gruesa el promedio de los tres años. En la figura 3.10 se incluye el mapa donde se señala la ubicación del corte.

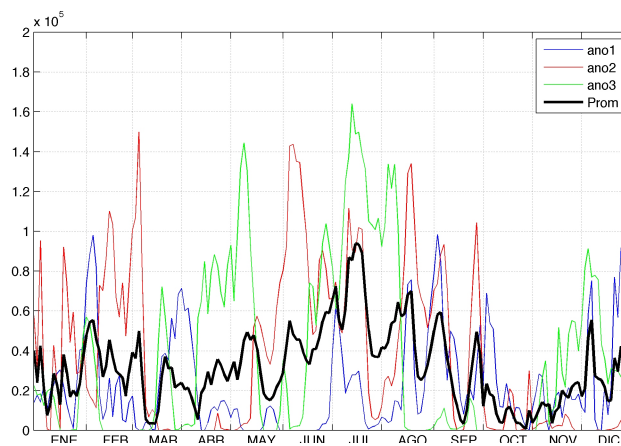


Figura 3.13: Flujo (m^3s^{-1}) de agua con temperatura menor de $20^\circ C$ hacia el oeste en un corte meridional en $88.2^\circ W$, sobre la plataforma de Yucatán. Con líneas delgadas se muestran los transportes para cada uno de los tres años simulados sin forzamiento de viento y con línea gruesa el promedio de los tres años. En la figura 3.10 se incluye el mapa donde se señala la ubicación del corte.

3.2.4. Descripción de un evento de afloramiento

Aunque no es el objetivo principal de este trabajo, se incluye la descripción de un episodio porque ilustra como es que estos eventos están relacionados con procesos de mesoescala con carácter no periódico.

Como se mostró en las gráficas del flujo a través de una sección meridional sobre la región oriental del Banco de Campeche, la surgencia es episódica, presentándose varios eventos en los meses de primavera y verano, los cuales son más intensos entre Mayo y Agosto (Fig. 3.12). En esta sección se analiza uno de estos eventos, el cual sucedió en el cuarto año de la simulación numérica que incluye el forzamiento por vientos, entre el 2 y 30 de Junio, debido a que el ciclo anual de CCa y el flujo de agua fría a través de la sección en el Banco de Campeche, muestran un máximo en este periodo. Se seleccionaron imágenes cada cuatro días dentro de este periodo de tiempo para mostrar un episodio del afloramiento. En la figura 3.14 se muestra un acercamiento en el norte de la Península de Yucatán, de $20^{\circ}N$ a $24.5^{\circ}N$ y de $84.5^{\circ}W$ a $86^{\circ}W$, en donde se presenta la evolución del episodio de surgencia con gráficos de temperatura y corrientes en superficie, a 40, 60 y 80 *m* de profundidad; así mismo la figura incluye gráficas del nivel del mar.

Este episodio de afloramiento sucedió justo después del desprendimiento de un gran remolino anticiclónico de la corriente del Lazo. Las gráficas muestran que, durante el episodio de surgencia, el nivel del mar justo al norte de la Península de Yucatán se mantiene relativamente bajo, producto del transporte de Ekman provocado por los vientos promedio, principalmente del este, durante el mes de Junio. Este proceso favorece el ascenso de agua subsuperficial tanto del Banco de Campeche como de la zona del talud. También se observa la presencia de un remolino ciclónico, formado entre la corriente del Lazo y el remolino anticiclónico, cuya señal es clara por presentar un nivel del mar relativamente bajo y una circulación ciclónica. Este remolino evoluciona en el tiempo desplazándose hacia el sureste, advechado por el remolino anticiclónico recientemente formado, alargándose y aportando agua fría al Banco de Campeche. Se

observa también un filamento de agua fría que se desprende justo al norte del extremo noroeste de la Península de Yucatán, el cual ya tiene una presencia bien definida en el día 2 de Junio de la simulación y su señal es muy clara en temperatura y en la dirección de las corrientes, tanto en superficie como a 40 *m* de profundidad. Con el paso del tiempo, el día 14 Junio, el filamento va penetrando hacia el oeste y hacia el norte. Durante ese período de tiempo, el agua fría y la circulación ciclónica localizadas entre la corriente del Lazo y el anticiclón se extendieron cubriendo un área mayor, rodeando el talud de la plataforma continental y contribuyendo al aporte de agua fría que alcanza el Banco de Campeche, intensificando el filamento, lo cual es claro a los 60 *m* de profundidad tanto en temperatura como en corrientes.

Por otro lado, en las gráficas de temperatura a 40 *m* de profundidad se observa, a lo largo del talud frente a Quintana Roo, justo al norte de la isla de Cozumel, agua con temperaturas por debajo de los 23°C cuya presencia parece estar asociada al desplazamiento hacia el oeste de la Corriente del Lazo y, probablemente, al desarrollo de una zona ciclónica entre el talud y la Corriente de Yucatán con una contracorriente pegada al talud. Esta masa de agua fría contribuye al agua fría que llega a la plataforma y se suma a la del remolino ciclónico que se desarrollo entre la Corriente del Lazo y el gran remolino anticiclónico que se desprendió de ella.

Estudios previos [Sheinbaum et al., 2002]³⁹ han mostrando que no existe una estacionalidad clara en el transporte de la Corriente de Yucatán, en la penetración hacia el norte de la Corriente del Lazo y en el desprendimiento de grandes remolinos anticiclónicos de esta corriente [Sturges, 2000⁴³; Zavala-Hidalgo, 2006⁴⁶], lo que sugiere que la estacionalidad de la surgencia está asociada con otros procesos que modulan la intensidad de los eventos.

La descripción que se hace en este trabajo sobre los eventos de surgencia está muy lejos de agotar el estudio de su complejidad y, por el contrario, contribuye a plantear estudios que permitan comprenderlos.

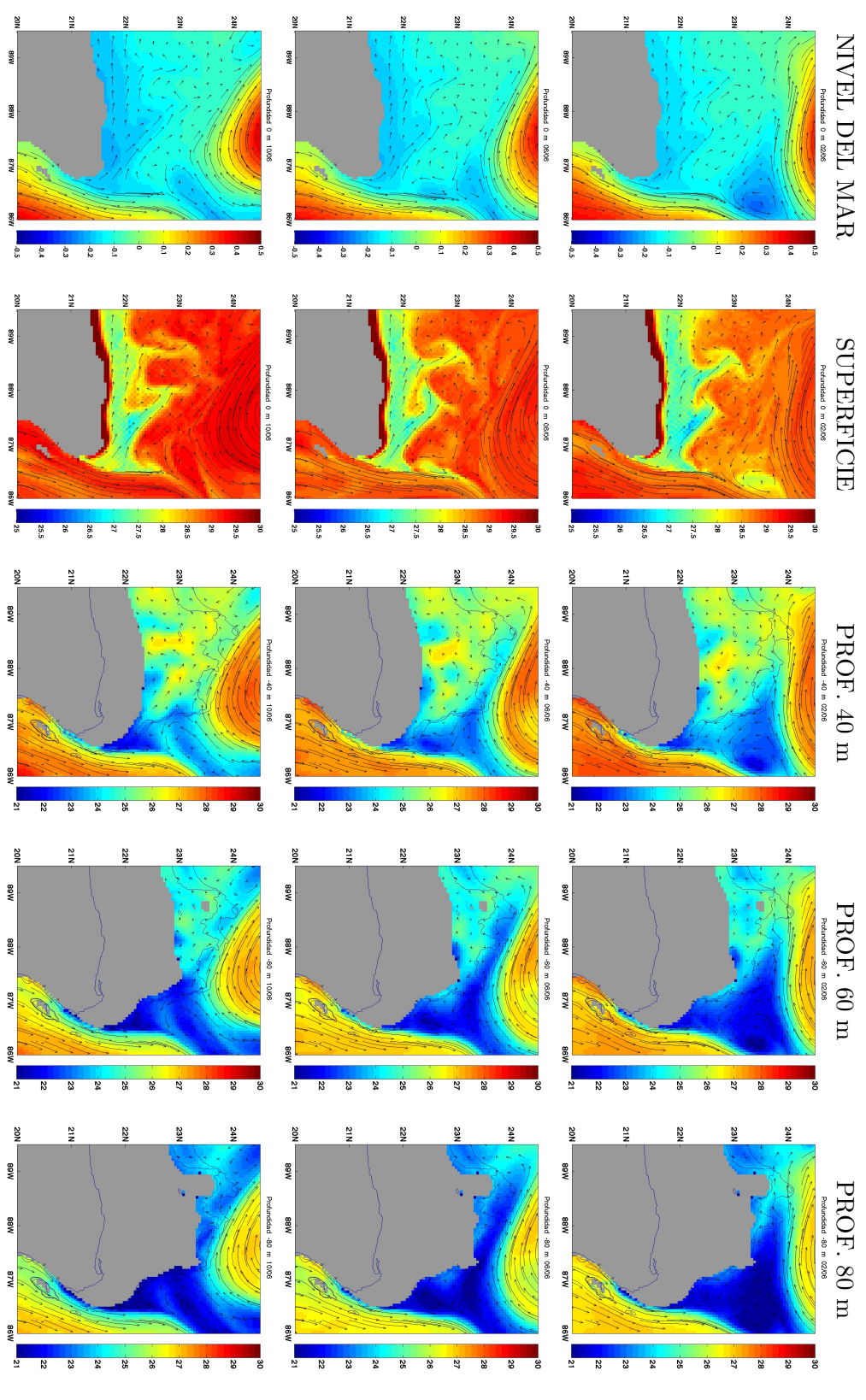


Figura 3.14: Imágenes de un episodio de afloramiento cada cuatro días del 2 al 30 de Junio. En la primera columna se muestra el nivel del mar (m), y en las siguientes columnas la temperatura ($^{\circ}C$) en superficie a 40, 60, y 80 m de profundidad, respectivamente. Los resultados corresponden a las fechas 02/06, 06/06, 10/06 del primer año de la simulación después del spinup.

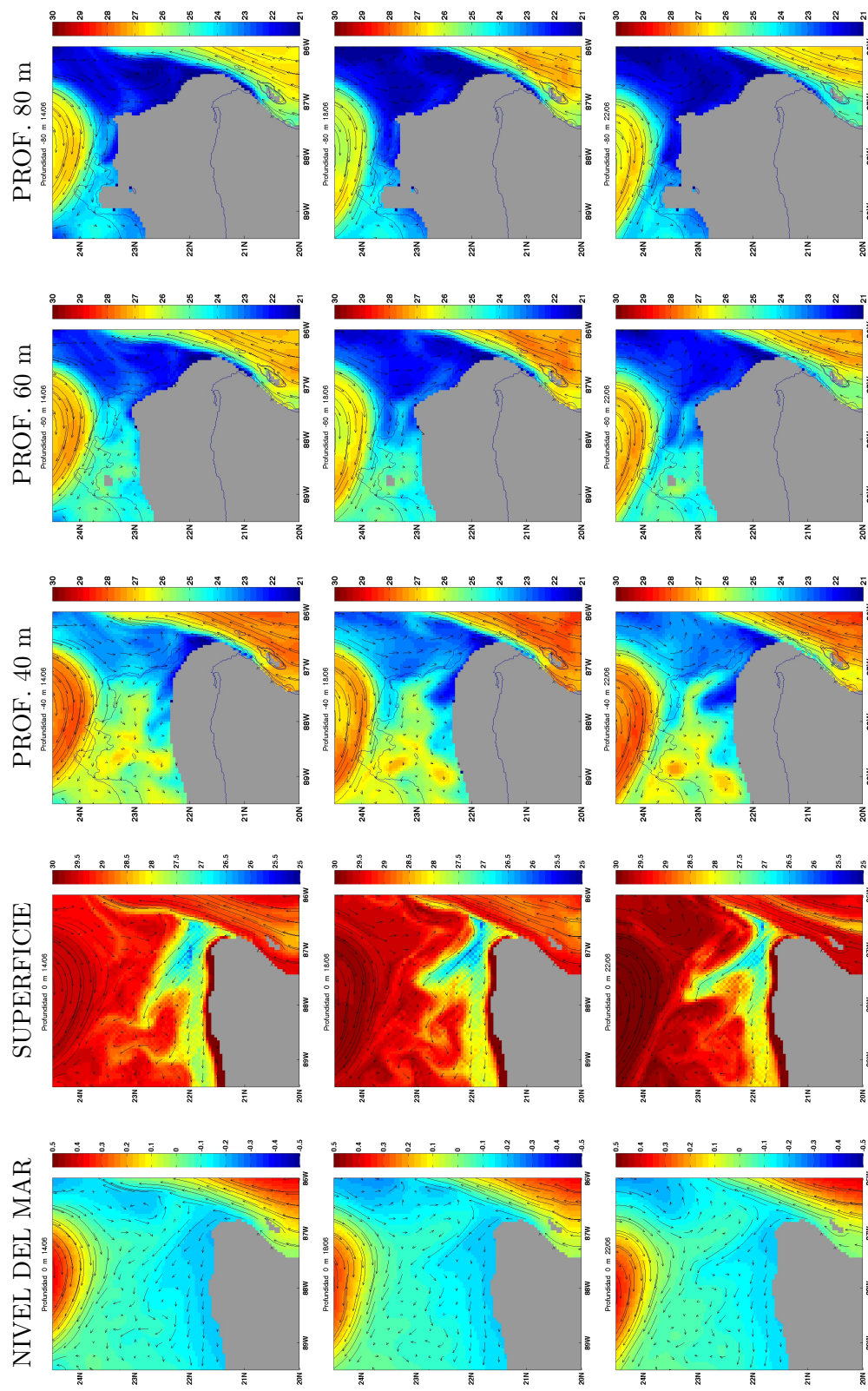


Figura 3.14 (Continuación). Los resultados corresponden a las fechas 14/06, 18/06, 22/06.

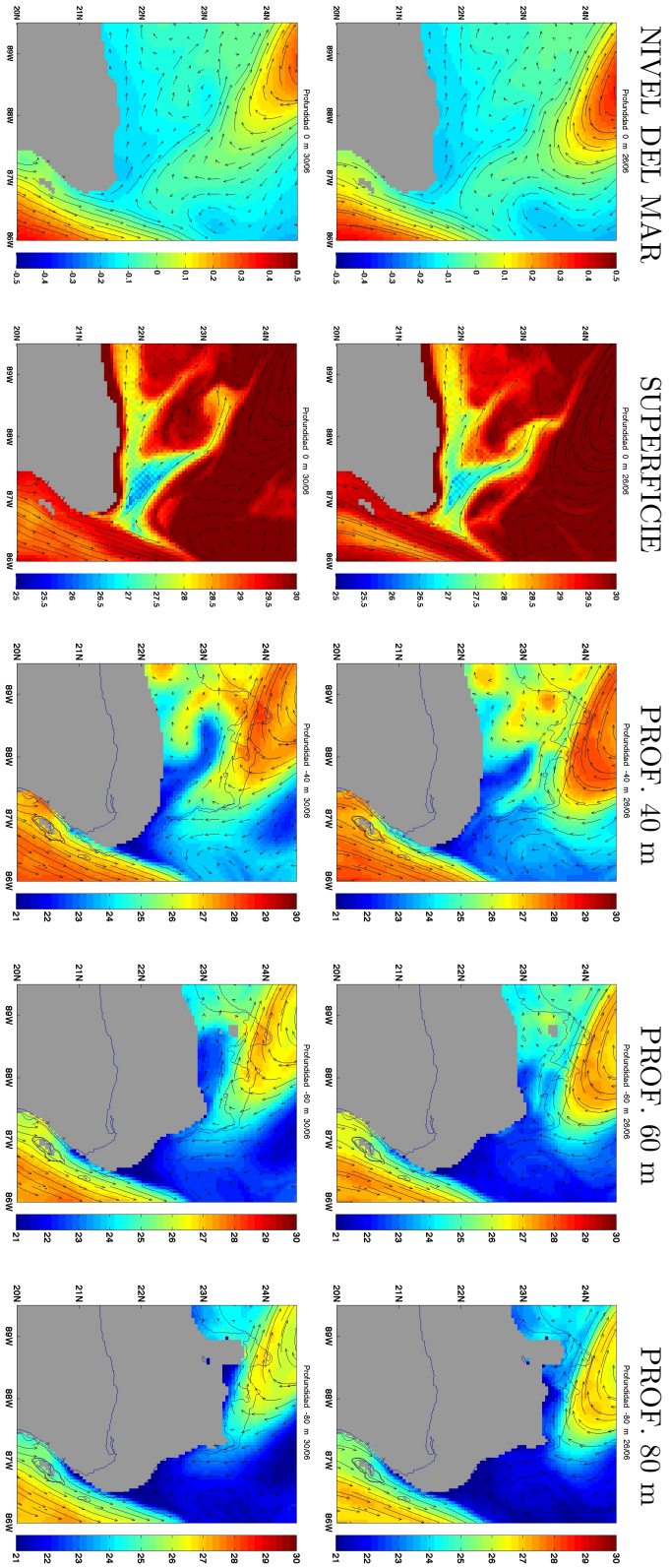


Figura 3.14 (Continuación). Los resultados corresponden a las fechas 26/06, 30/06.

3.2.5. Causas de la estacionalidad del afloramiento

Los resultados del análisis del ciclo anual de la *CCa* y de la modelación numérica de la circulación y temperatura en el GoM muestran que existe una clara señal estacional en la surgencia de Yucatán. También muestran que la surgencia es episódica y que está asociada a eventos de mesoescala que no tienen una periodicidad ligada al ciclo anual. Para determinar la o las causas de la estacionalidad de la surgencia se analizan los resultados de las simulaciones numéricas. La simulación numérica forzada con vientos climatológicos muestra una clara señal estacional en la surgencia que no se observa en la simulación sin forzamiento de vientos, por lo que se propone que la estacionalidad es provocada en forma directa o indirecta por el forzamiento del viento.

Forzamiento local del viento

A lo largo de todo el año el viento medio tiene una componente del este lo que en principio favorece las corrientes hacia el oeste en el Banco de Campeche y el desarrollo de una surgencia costera. Esta situación genera una baja semipermanente en el nivel del mar al norte de la Península de Yucatán que favorece la entrada de agua fría subsuperficial y de la región oriental al Banco de Campeche. Este proceso puede contribuir a la estacionalidad de la surgencia si la componente zonal se intensifica en alguna estación del año; sin embargo este no parece ser el caso pues la variabilidad anual de la intensidad de los vientos no está en fase con el ciclo anual de la *CCa*. En particular, es notorio que los vientos promedio en Octubre son relativamente intensos y mantienen una importante componente del este cuando la surgencia alcanza un mínimo (ver Fig. 3.15). Estos resultados muestran que los vientos por sí solos no explican la estacionalidad de la surgencia.

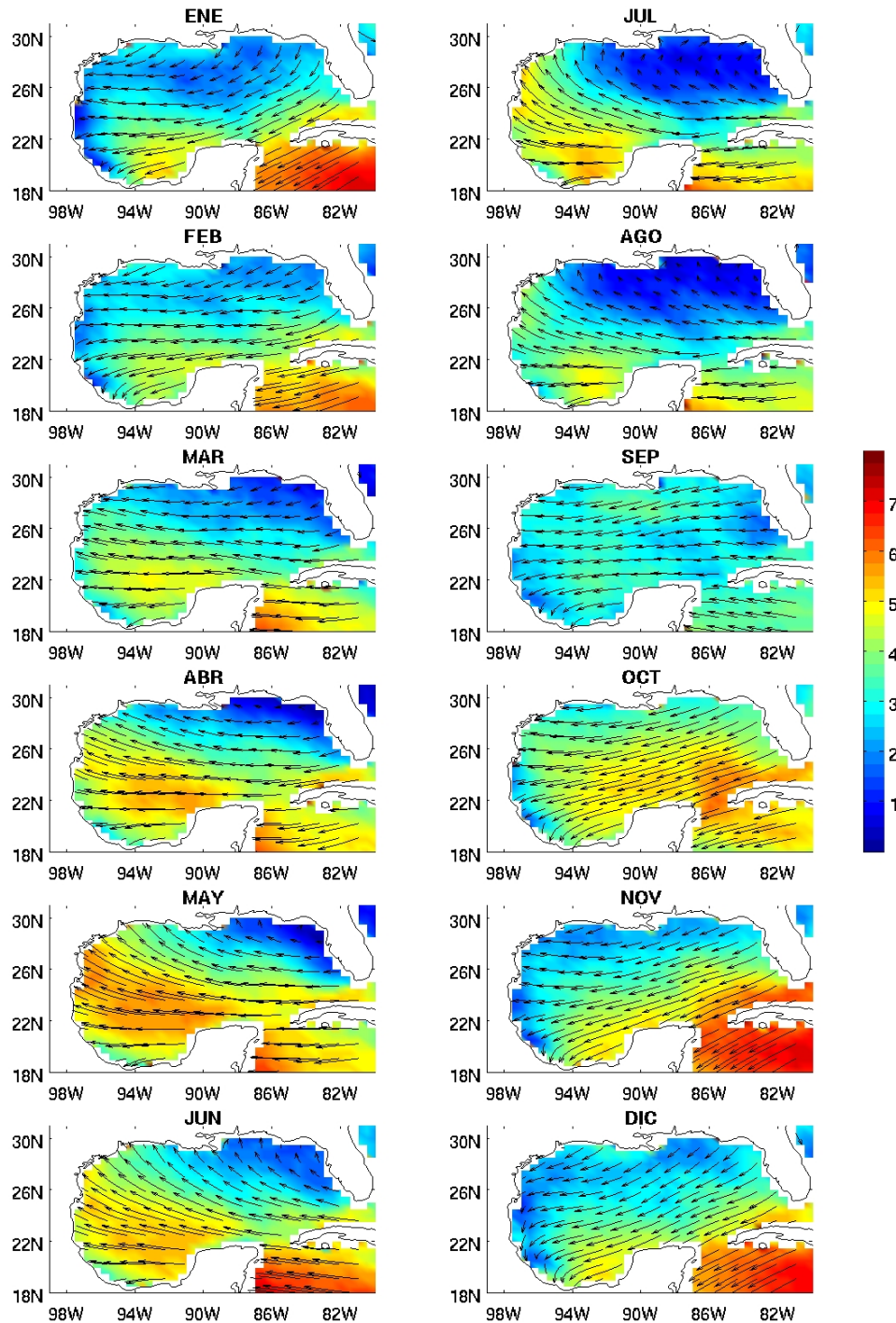


Figura 3.15: Vientos climatológicos del escaterómetro QuikSCAT para el periodo 1999-2006. Los contornos en color indican la magnitud del vector de viento promedio en ms^{-1} . *Cortesía de la Dra. Rosario Romero.*

Ondas atrapadas a la costa y al talud

Un segundo mecanismo que favorece la estacionalidad de la surgencia es la generación de ondas costeras de subsidencia (downwelling) que tienen asociada una profundización de la termoclina y corrientes costa abajo.

Los vientos promedio en gran parte del Golfo de México tienen una clara señal estacional con una componente hacia el noroeste durante el verano, de Mayo a Agosto, y hacia el suroeste de Octubre a Febrero, con Abril y Septiembre como meses de transición (Fig. 3.15). El cambio en la dirección media de los vientos del patrón de verano al patrón de otoño provoca los siguientes cambios:

El patrón de verano favorece el transporte y el apilamiento de agua caliente en el norte del Golfo de México, haciendo más profunda la capa mezclada [López y Zavala-Hidalgo, 2007]²⁵. Al cambiar los vientos al patrón de otoño el apilamiento se relaja y se desarrolla una onda interna que viaja en contra de las manecillas del reloj a lo largo de la costa occidental del Golfo y alrededor del Banco de Campeche. Esta onda afecta el régimen de circulación y nivel del mar en la plataforma y en la zona costera, en particular, en la región oriental del Banco de Campeche. A su paso, la termoclina se hace más profunda, en particular en el Banco de Campeche y en el talud que lo rodea, y las corrientes hacia el oeste en el Banco de Campeche se debilitan o revierten, inhibiéndose la surgencia de Yucatán.

Además, al cambiar la dirección de los vientos, y con ellos la dirección de las corrientes costeras en el oeste del Golfo de México, el régimen costero cambia de una situación de surgencia costera a una situación de subsidencia costera. Con este cambio se genera una elevación del nivel del mar a lo largo de la costa y una onda barotrópica que viaja a lo largo de la costa occidental del Golfo de México. Esta onda, principalmente sobre la plataforma, afecta la circulación costera generando una corriente costa-abajo o debilitando la corriente dominante en el Banco de Campeche que tiene una dirección contraria (hacia el oeste).

Estos dos procesos inhiben el desarrollo de eventos de surgencia en el Banco de Campeche por la profundización de la termoclina y por la reducción de la corriente dominante hacia el oeste. Los dos procesos arriba descritos se pueden observar claramente en las figuras 3.17 y 3.19. La figura 3.17 muestra que la evolución de la elevación del nivel del mar durante los meses de Septiembre y Octubre donde los contornos de color muestran el nivel del mar en metros, y se observa claramente una onda que viaja desde el noroeste hacia el sureste del GoM, generando una elevación en el nivel del mar entre los 10 y 25 *cm*. En la figura 3.18, se hace un acercamiento a la región de la Península de Yucatán donde se observa con mayor detalle el aumento del nivel del mar que produce esta onda en la región.

En la figura 3.19 se observa el aumento de la temperatura a 40 *m* de profundidad y la inhibición de las corrientes subsuperficiales del Banco de Campeche. La figura 3.20 muestra un acercamiento a la región de la Península de Yucatán mostrando el aumento de temperatura que produce en la región a su llegada y como disminuye la intensidad de la corriente. Estos resultados concuerdan con los datos históricos de estaciones mareográficas ubicadas a lo largo de la costa occidental del GoM, las cuales muestran valores máximos del nivel del mar durante estos meses (Fig. 3.16).

La simulación forzada con vientos climatológicos no tiene variaciones asociadas al forzamiento de escala sinóptica. Esto hace más clara la visualización de los fenómenos descritos, pero si se incluyeran variaciones de esa escala podría esperarse que se formen varios de estos eventos durante el período de transición.

La formación de estas ondas y su impacto en el Banco de Campeche explican por qué se alcanza un máximo en el nivel del mar en el oeste u sureste del GoM y un mínimo en la surgencia al oriente del Banco de Campeche en Octubre. También explican por qué el máximo en el nivel del mar no permanece hasta Diciembre y Enero a pesar de que los vientos y las corrientes costeras en el oeste del Golfo de México son más intensos en estos últimos meses.

Las simulaciones con el modelo muestran que la señal a la que se le atribuye la estacionalidad del afloramiento viaja a lo largo de la línea de costa del Golfo de México en el sentido contrario a las manecillas del reloj durante el otoño, y cuando ésta llega a la Península de Yucatán se observa una clara disminución del afloramiento.

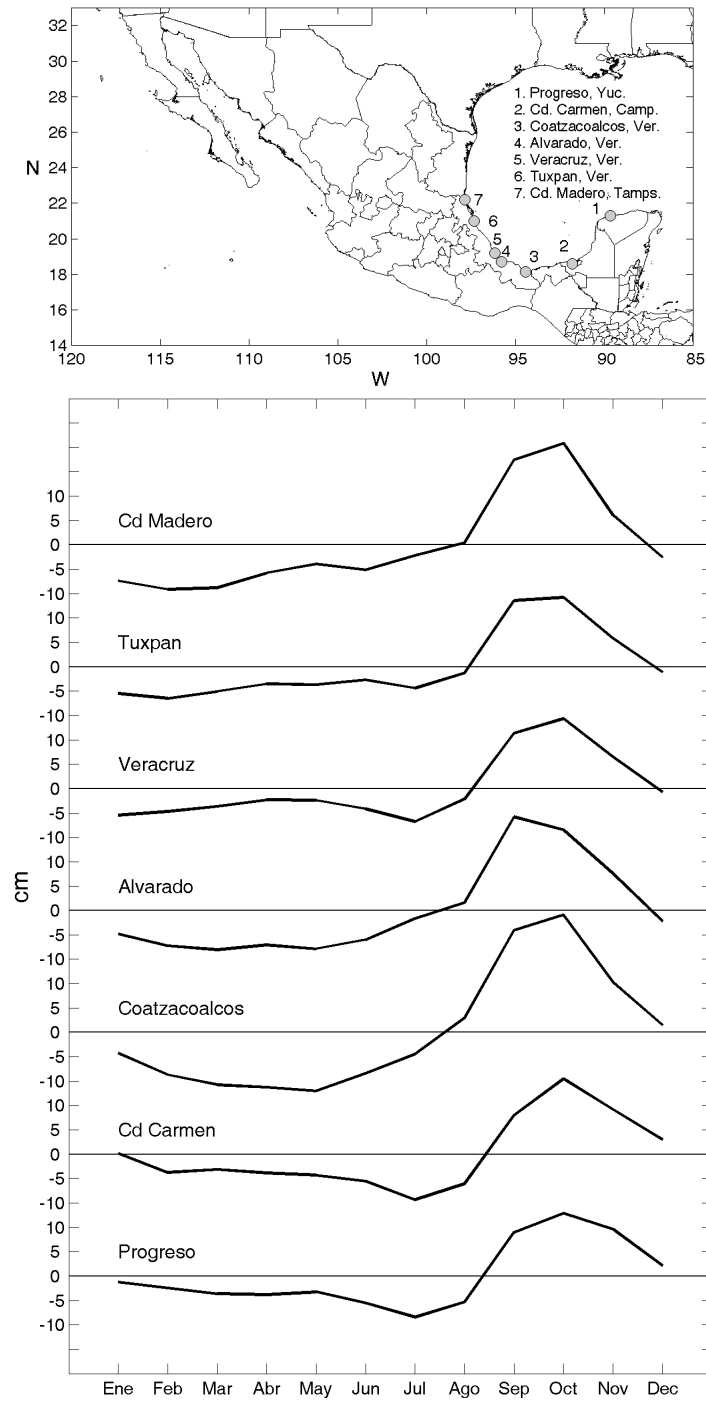


Figura 3.16: (superior) Mapa de la ubicación de las estaciones mareográficas a lo largo de la costa del GoM. (inferior) Anomalía mensual de nivel del mar con respecto a la media anual. Datos del Servicio Mareográfico Nacional, Instituto de Geofísica, UNAM. *Cortesía de M. C. Rebeca de Buen Kalman*

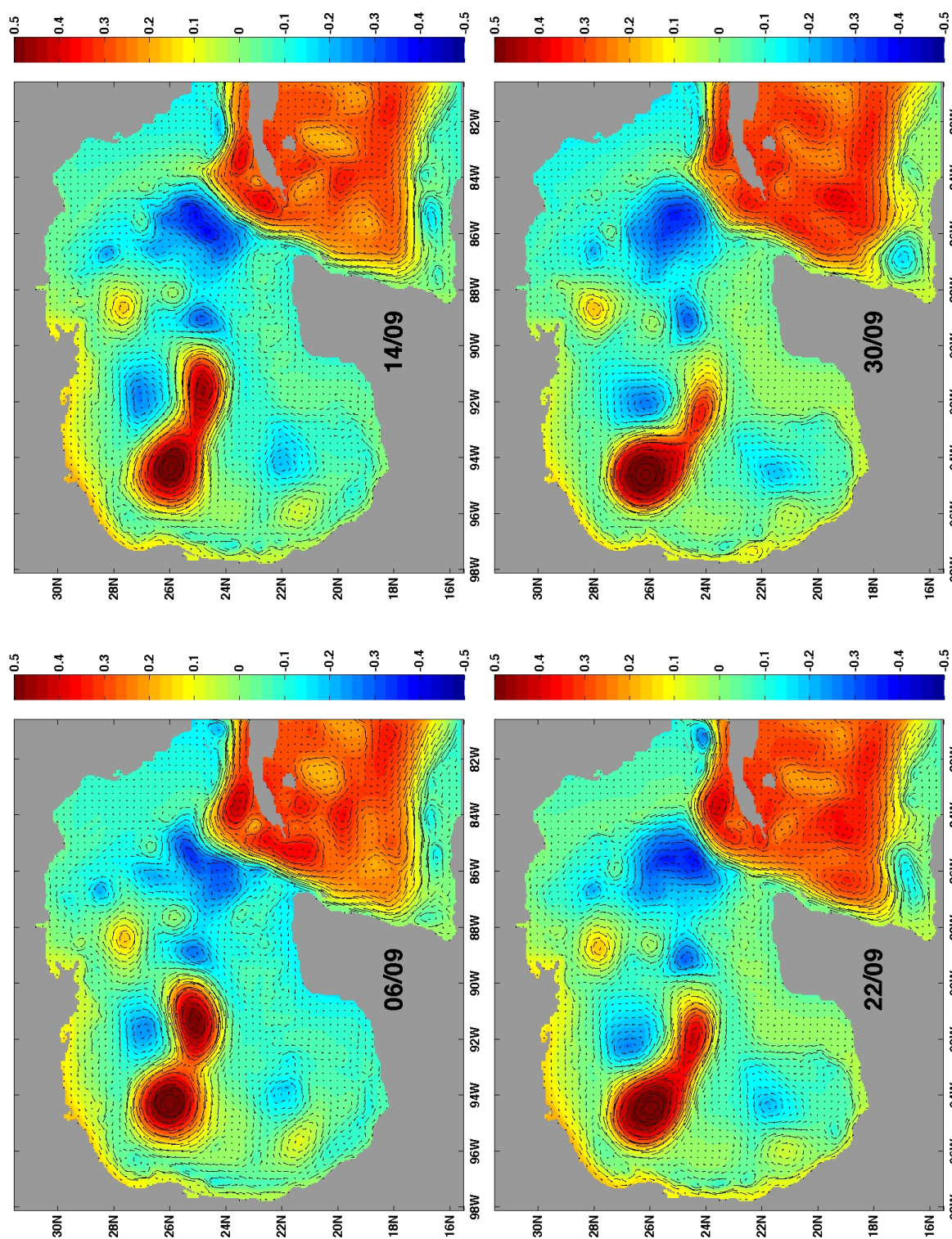


Figura 3.17: Nivel del mar (contornos) en metros y corrientes (vectores) de la simulación forzada con vientos climatológicos. Septiembre.

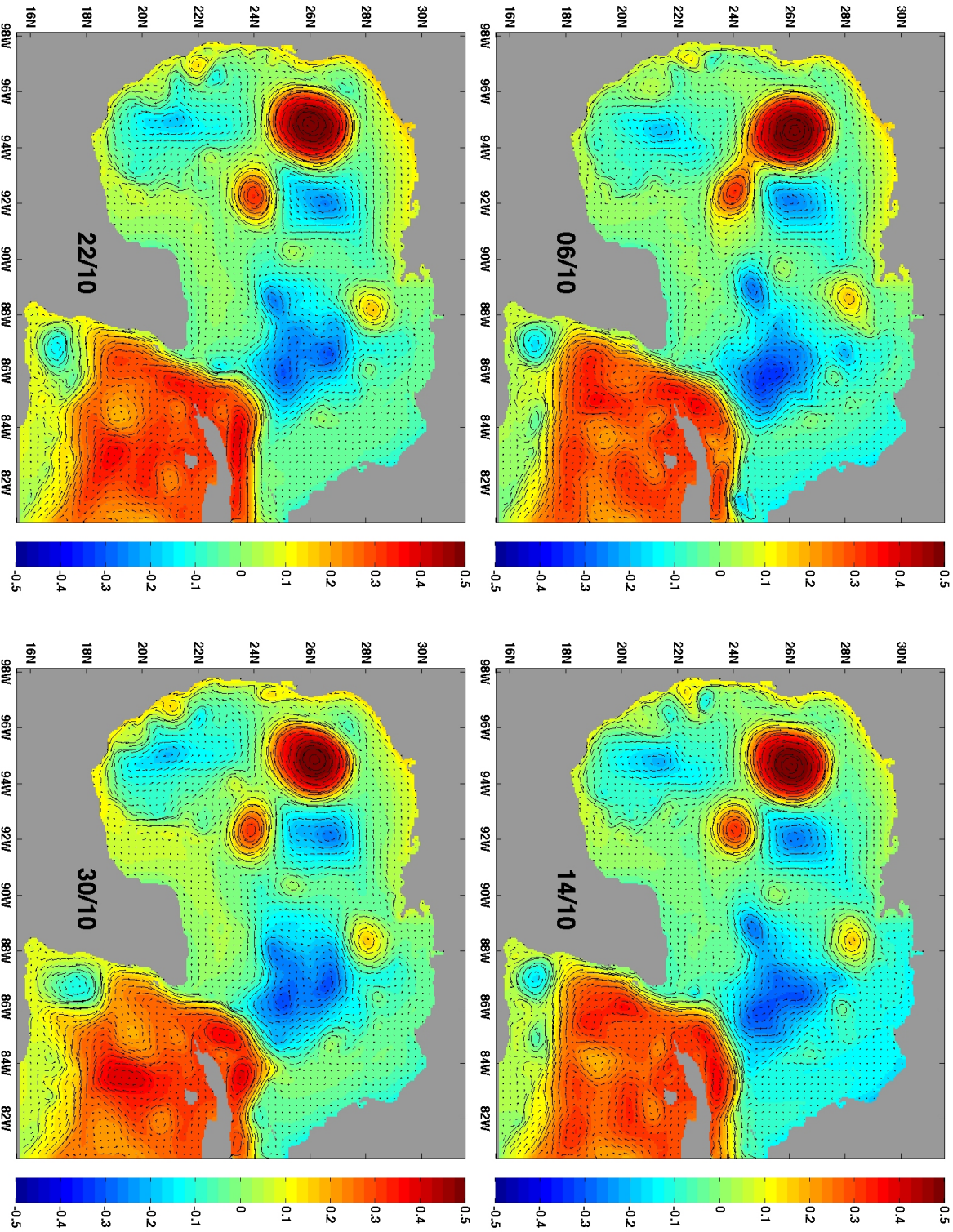


Figura 3.17(Continuación). Octubre.

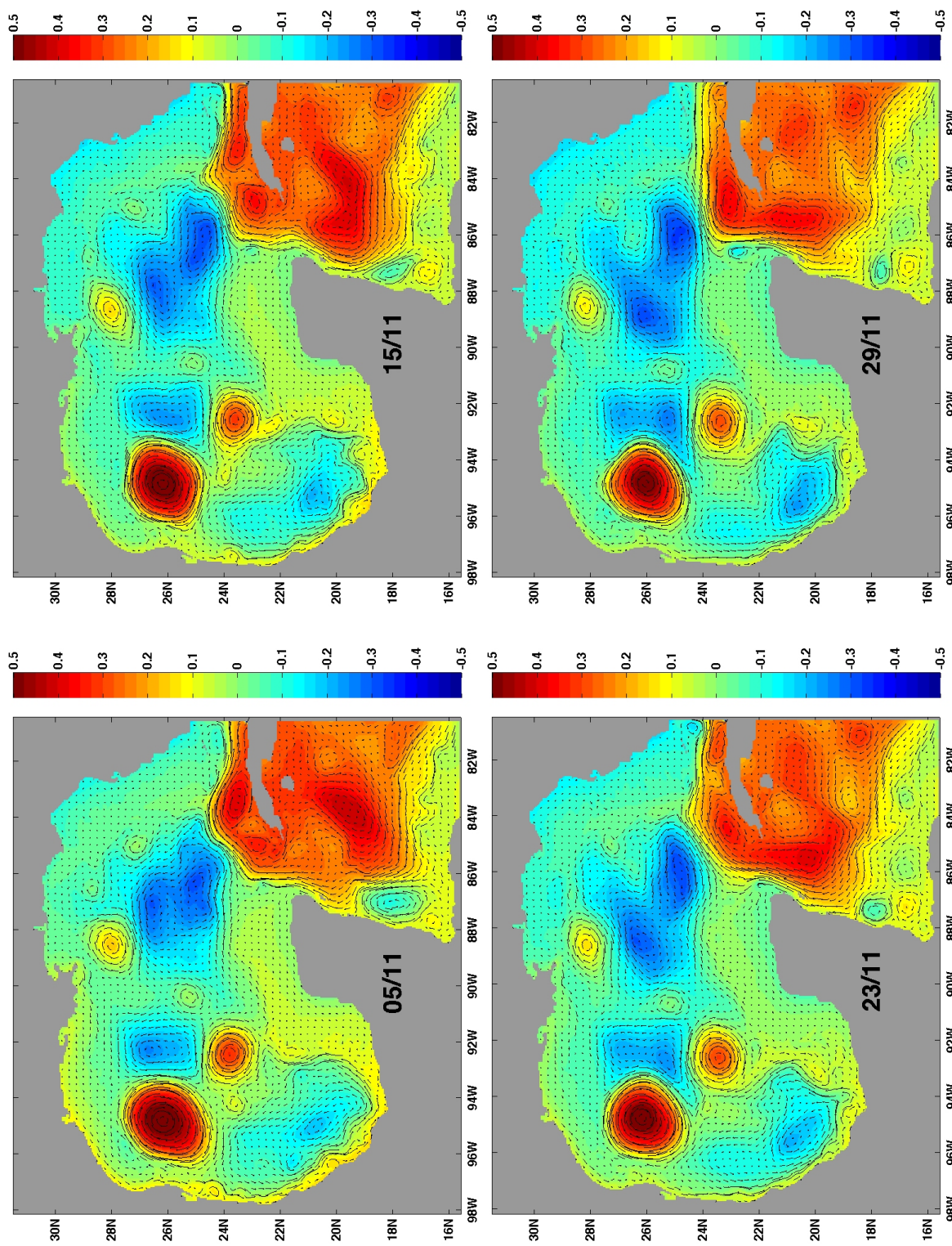


Figura 3.17 (Continuación). Noviembre.

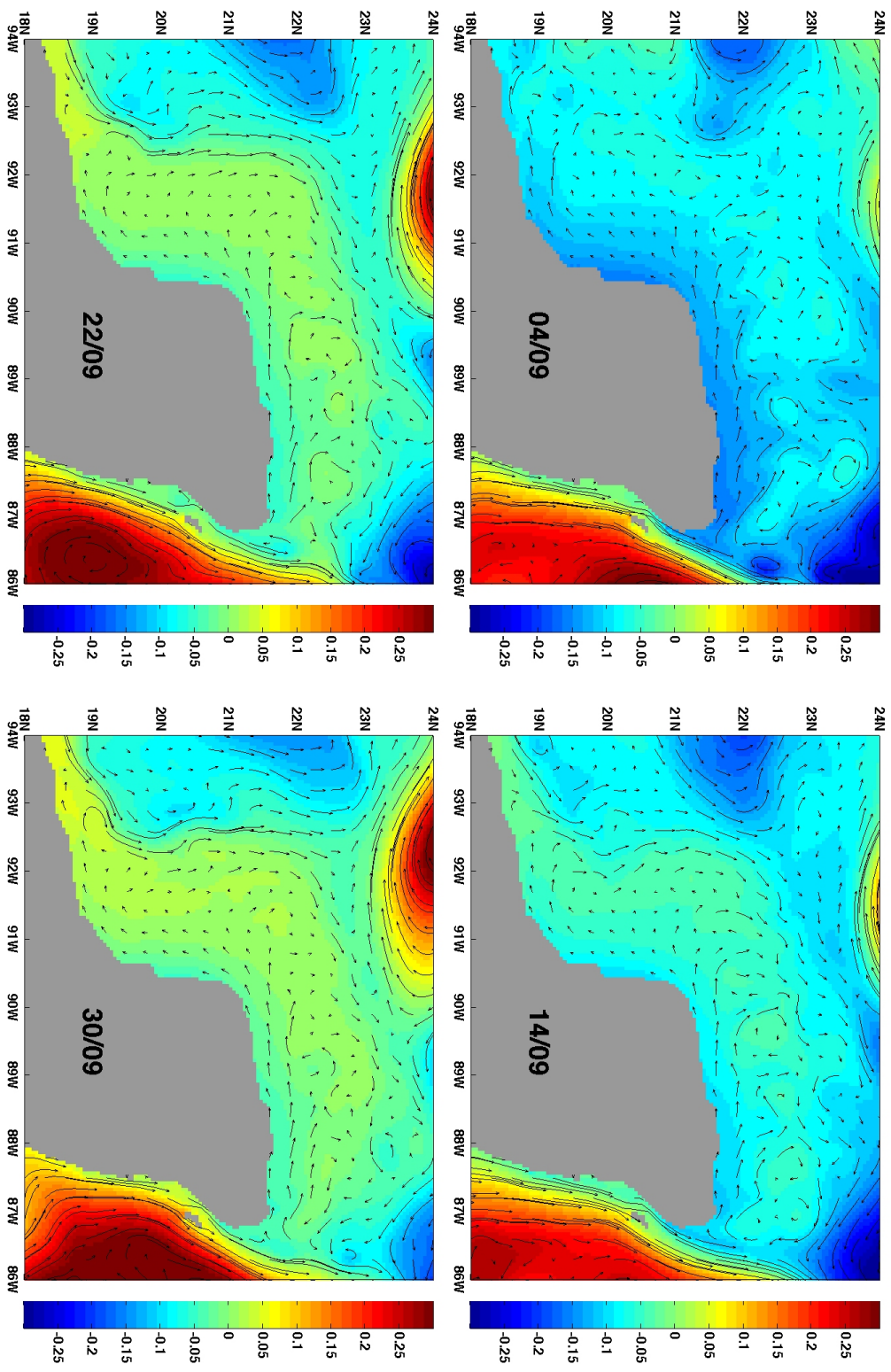


Figura 3.18: Acercamiento a la zona del Banco de Campeche mostrando los cambios en el nivel del mar (contornos) en metros y corrientes (vectores) a partir de la simulación forzada con vientos climatológico. Para los días 4, 14, 22 y 30 de Septiembre.

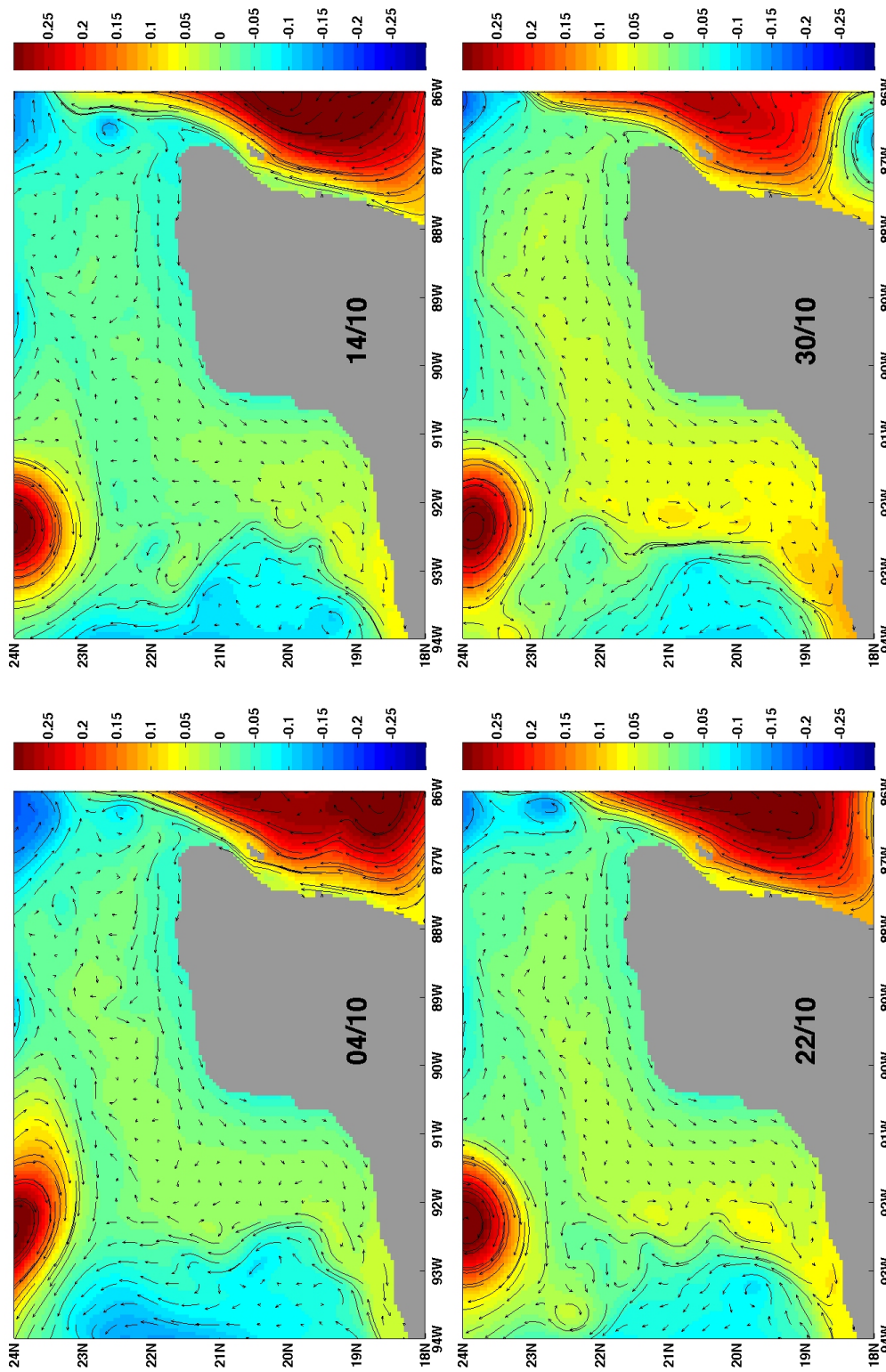


Figura 3.18 (Continuación). Para los días 4, 14, 22 y 30 de Octubre.

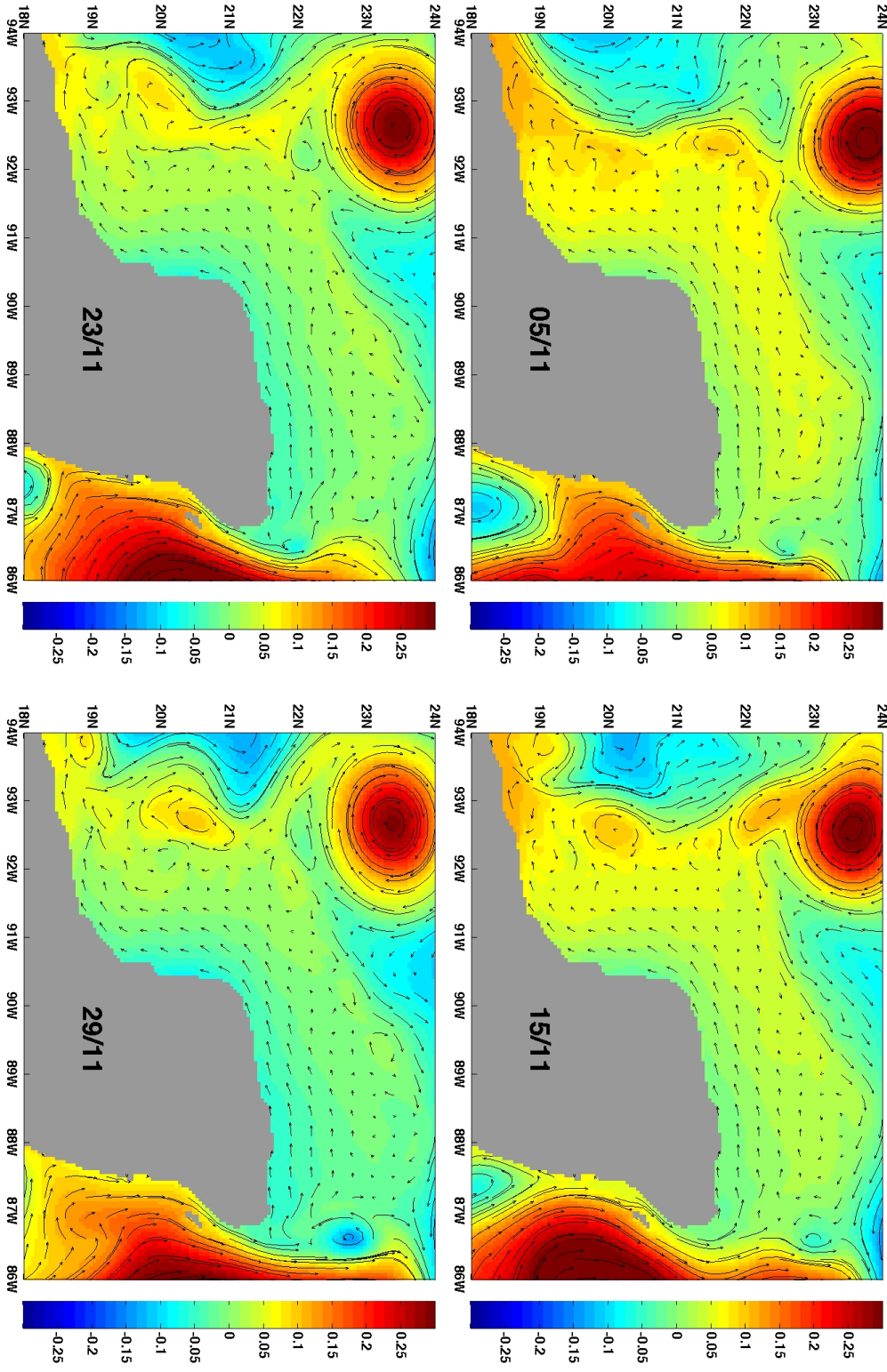


Figura 3.18 (Continuación). Para los días 5, 15, 23 y 29 de Noviembre.

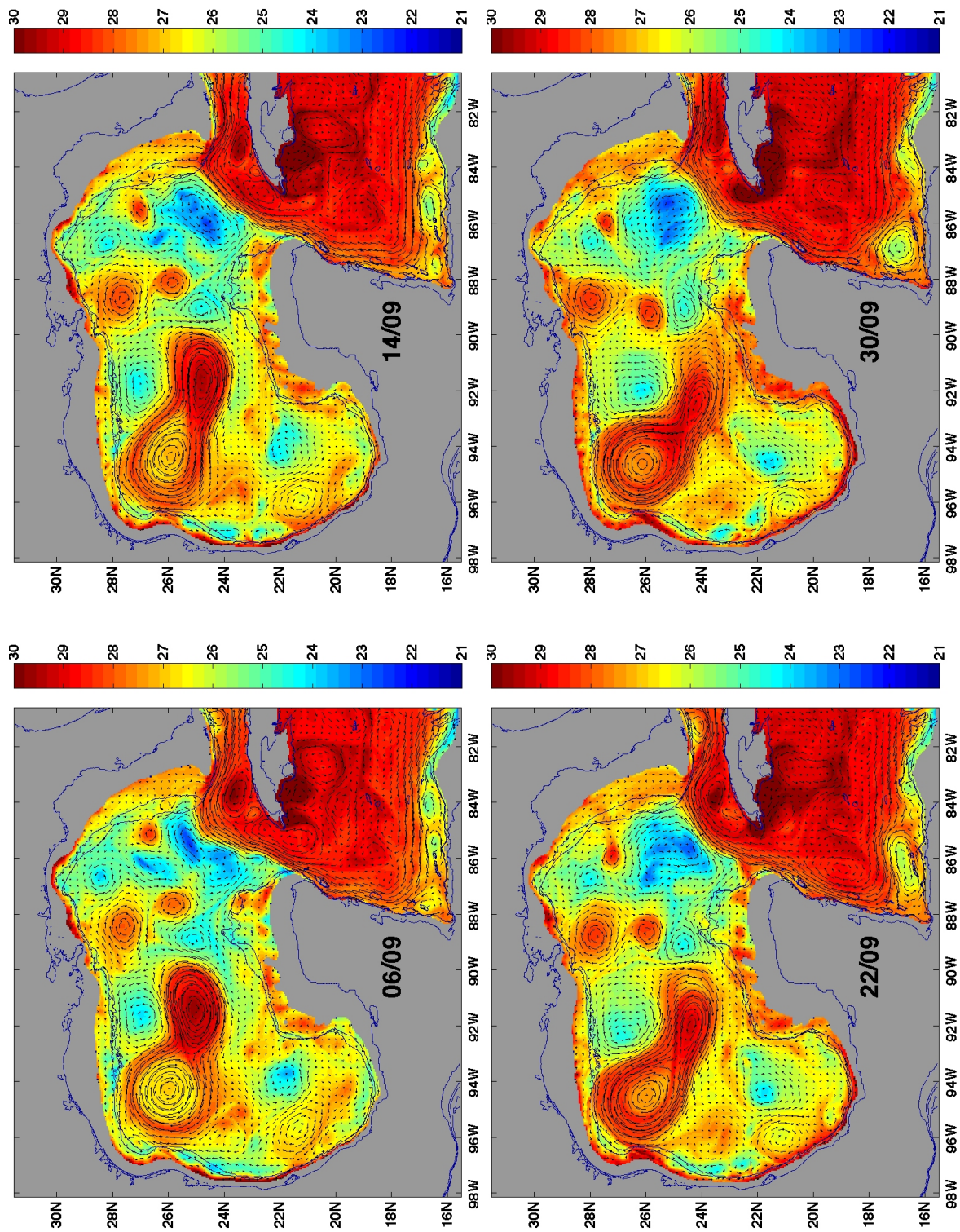


Figura 3.19: Temperatura (contornos) en °C y corrientes (vectores) a 40 m de profundidad a partir de la simulación forzada con vientos climatológicos. Para los días 6, 14, 22 y 30 de Septiembre.

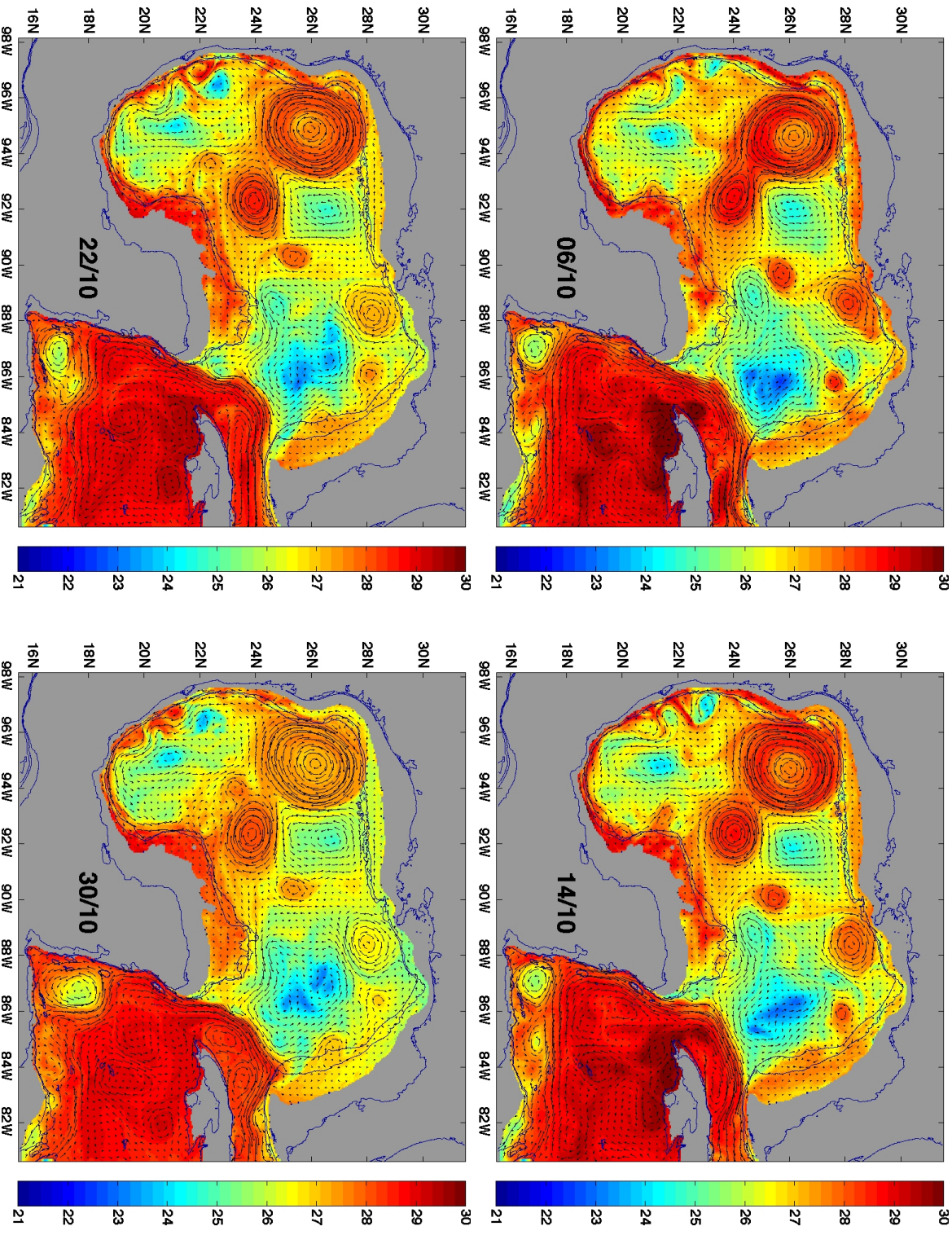


Figura 3.19(Continuación). Para los días 6, 14, 22 y 30 de Octubre.

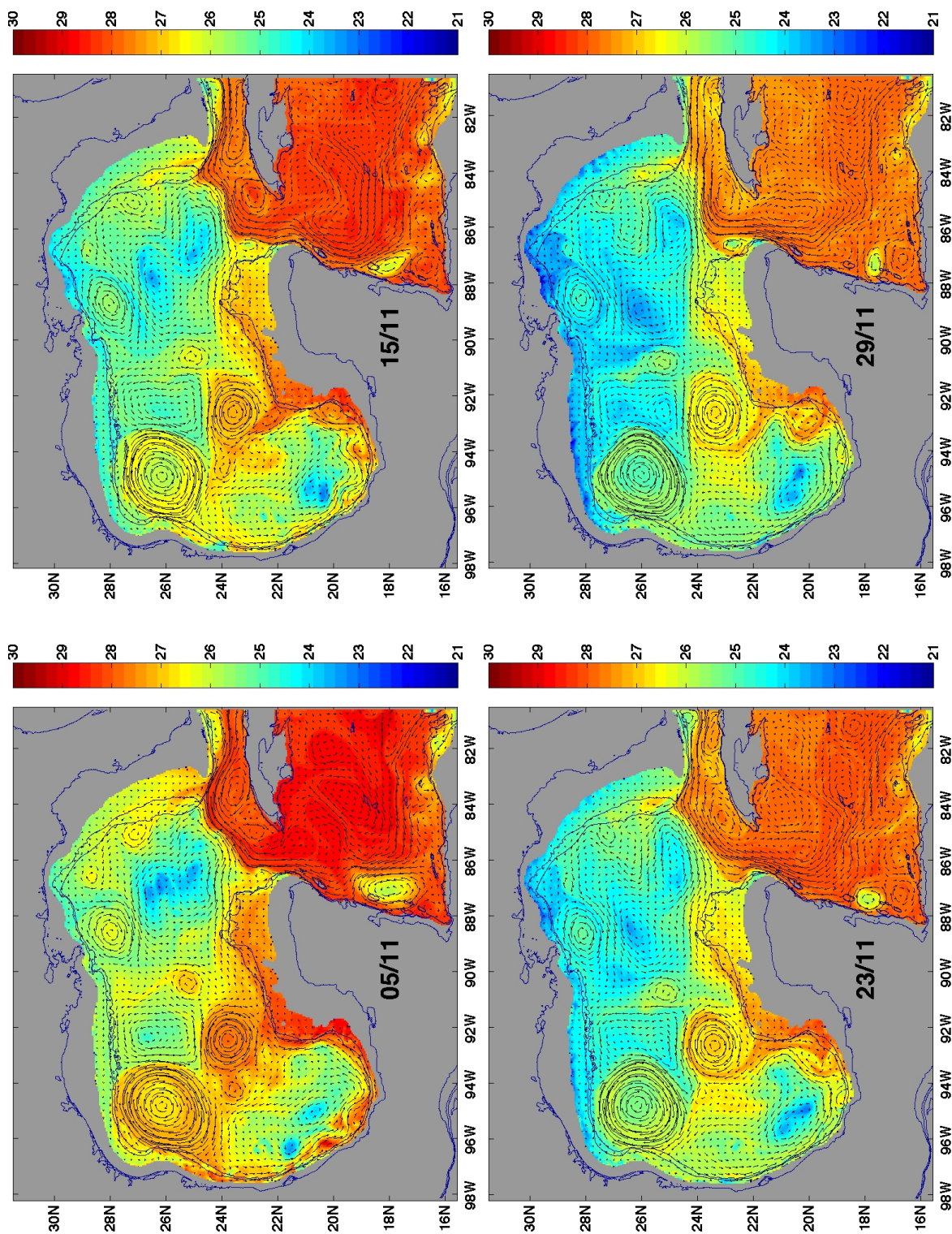


Figura 3.19 (Continuación). Para los días 5, 15, 23 y 29 de Noviembre.

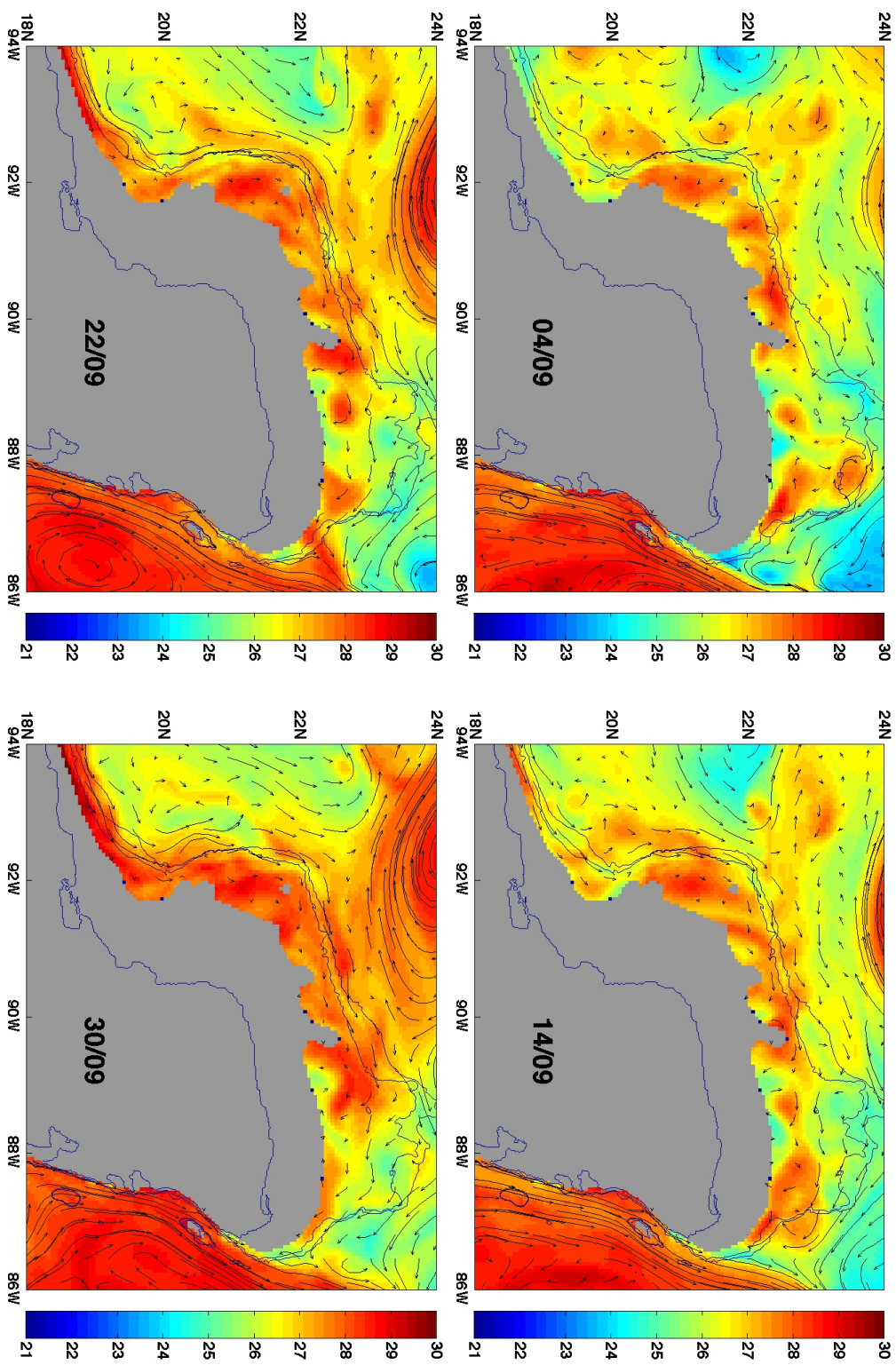


Figura 3.20: Acercamiento a la zona de la Península de Yucatán de la temperatura (contornos) en $^{\circ}C$ y corrientes (vectores) a 40 m de profundidad a partir de la simulación forzada con vientos climatológicos. Para los días 4, 14, 22 y 30 de Septiembre.

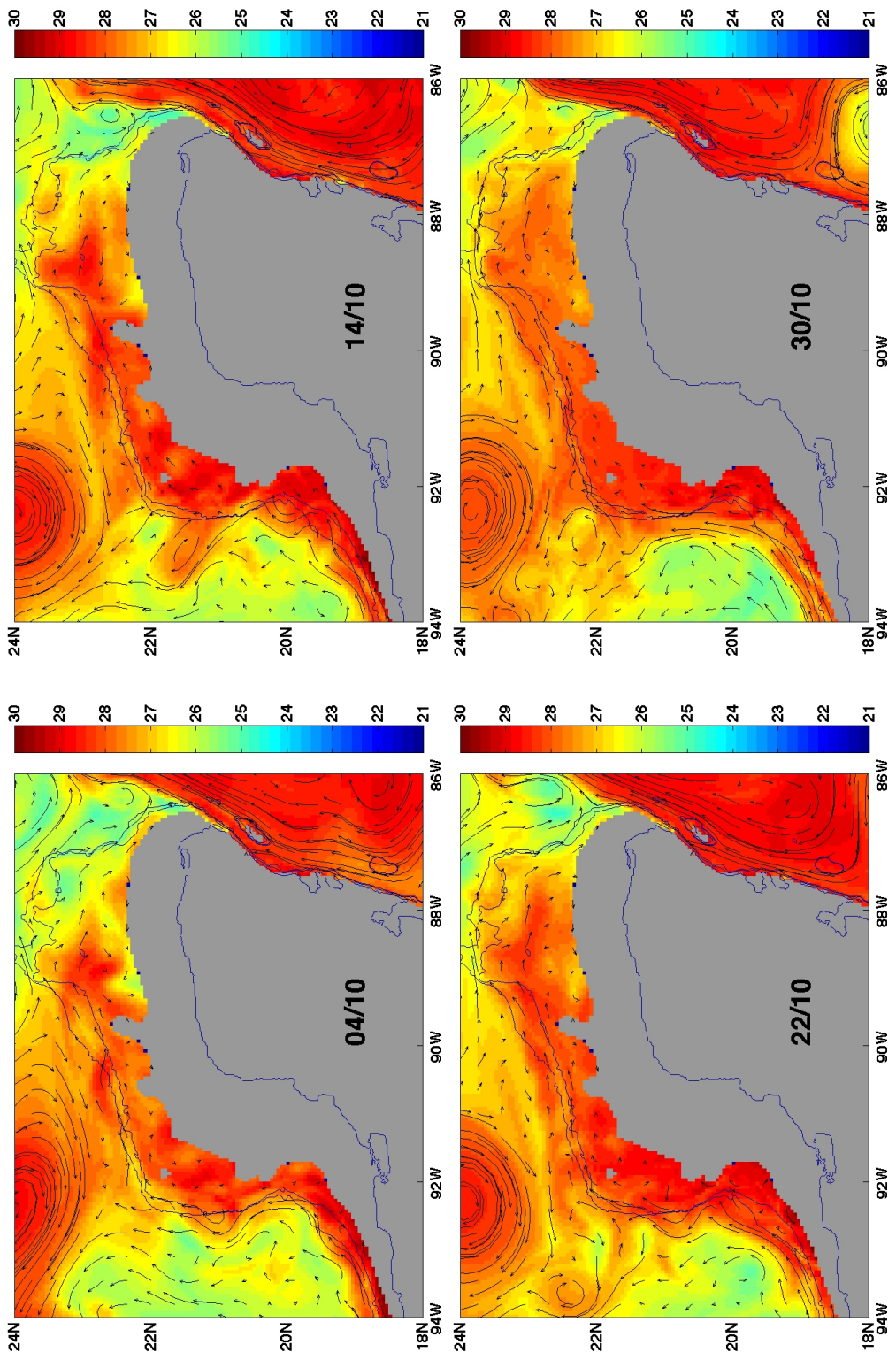


Figura 3.20 (Continuación). Para los días 4, 14, 22 y 30 de Octubre.

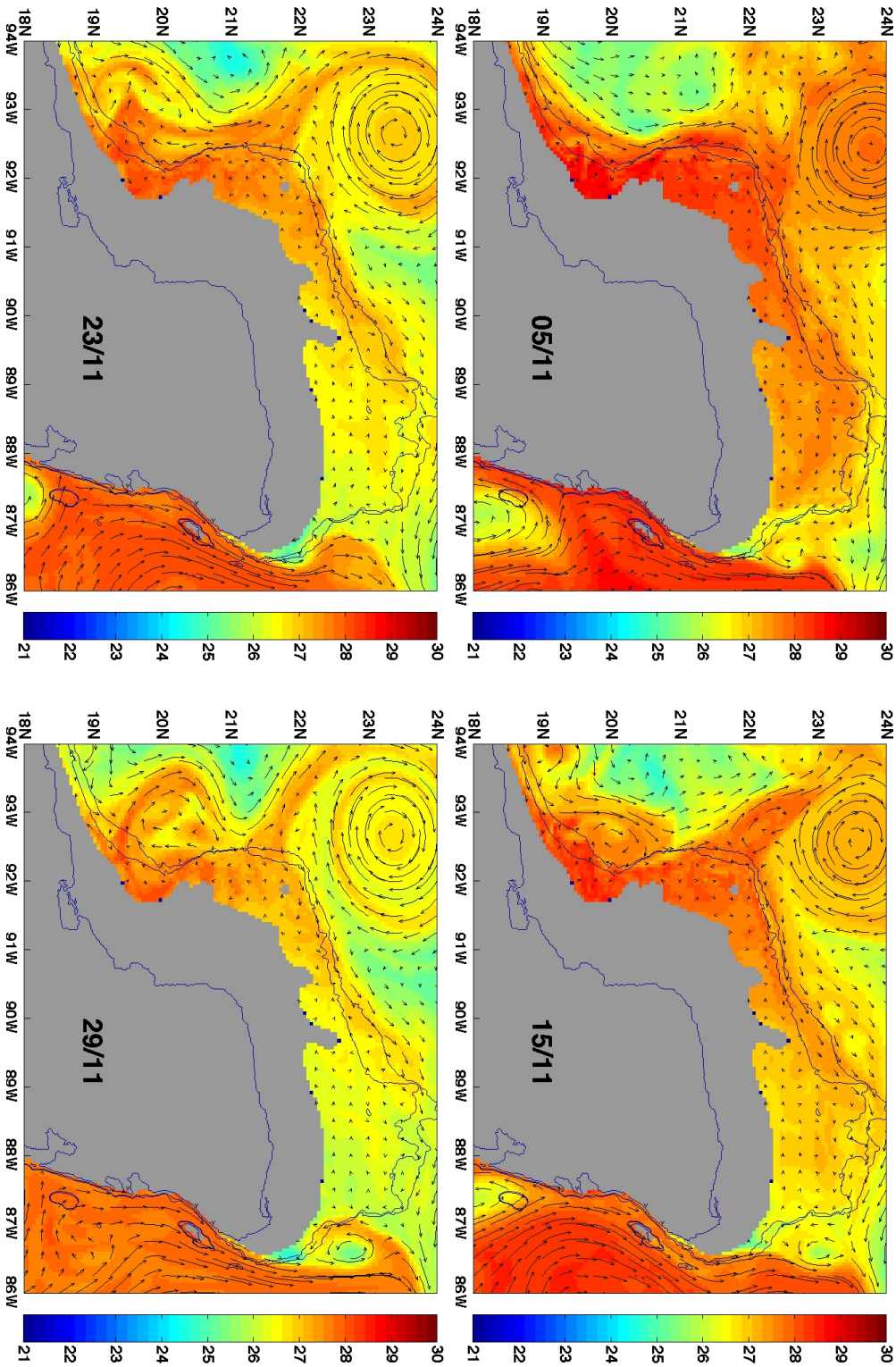


Figura 3.20 (Continuación). Para los días 5, 15, 23 y 29 Noviembre.

CONCLUSIONES

Este trabajo aporta elementos importantes al entendimiento de los mecanismos que favorecen la generación del fenómeno de afloramiento o surgencia observado al noreste de la Península de Yucatán y de su variabilidad estacional. La ocurrencia de este fenómeno oceánico ha sido reportada en diversos trabajos [Cochrane, 1968⁶, 1969⁷; Ruíz, 1979³⁸; Merino, 1997³²; Pérez de los Reyes et al., 1996³⁶]. En algunos de estos trabajos se propone que la fricción de la corriente de Yucatán sobre el fondo produce un transporte de Ekman pendiente arriba, y estudios mas recientes proponen que la surgencia debe estar más relacionada con la variabilidad de la Corriente de Yucatán mas que con los efectos topográficos [Jiménez, 2004]²².

En este trabajo se usaron datos de imágenes de satilite de color del mar de SeaWiFS de CCa y simulaciones numéricas de la circulación y campos escalares en el Golfo de México para estudiar el ciclo anual de la surgencia y los posibles mecanismos involucrados en su generación y evolución temporal.

Los resultados del análisis estadístico de las imágenes de satélite de SeaWiFS de la CCa en el Golfo de México muestran una señal estacional en el ciclo anual de las clorofilas en la región de estudio, con valores máximos durante Junio-Julio y mínimos en Septiembre-Octubre. Las pruebas de hipótesis realizadas, en las cuales se comparan las medias mensuales, establecen que existen diferencias estadísticamente significativas en

las concentraciones mensuales de clorofila-*a* durante el otoño-invierno comparadas con las de primavera-verano. Asimismo, el ciclo anual de la CCa muestra una fase distinta en la zona donde ocurre la surgencia de la observada en la región profundas del golfo y occidental del Banco de Campeche, lo cual indica la influencia de distintos procesos físicos en cada región.

La simulación numérica realizada con el modelo NCOM (ver sección 3.2.2) forzado con vientos climatológicos reproduce bien el afloramiento de Yucatán, proporcionando valores de temperatura similares a los observados por Merino (1997)³² quien reportó temperaturas entre los 16° a 20°C. Los tres años de simulación con vientos climatológicos muestran una señal estacional del afloramiento de Yucatán, encontrándose que la estacionalidad del fenómeno está influenciada, ya sea de manera directa o indirectamente, por los vientos. Este resultado se apoya en el hecho de que la simulación que no incluye el forzamiento por viento no reproduce adecuadamente la estacionalidad de la surgencia (ver Fig. 3.12 y 3.13).

Asimismo, la simulación forzada con vientos reproduce adecuadamente los períodos de tiempo en los que ocurre la surgencia y muestra que el afloramiento está constituido por una serie de eventos o episodios, con duración de unos 8 a 15 días, que son más intensos entre los meses de Mayo y Agosto, presentando varios máximos relativos dentro de este período. En la descripción que se hace de un evento de surgencia en la región de estudio (ver sección 3.2.5) se muestra que dichos eventos están relacionados con procesos de mesoescala de carácter no periódico. Diversos estudios han mostrado que no existe una señal estacional clara en el transporte de la Corriente de Yucatán, ni en la penetración hacia el norte de la Corriente del Lazo, ni en el desprendimiento de remolinos anticiclónicos de esta corriente [Sturges, 2000⁴³; Zavala-Hidalgo, 2006⁴⁶], lo cual sugiere que la estacionalidad de la surgencia está asociada con otros procesos que modulan la intensidad de los eventos.

De acuerdo con la hipótesis planteada en este trabajo, las simulaciones del nivel del mar realizadas con el modelo numérico muestran la formación de ondas costeras

estacionales en el Golfo de México que viajan a lo largo de la costa y el talud en sentido contrario al de las manecillas del reloj durante el otoño (ver Fig. 3.17). Esta señal concuerda con observaciones del nivel del mar de estaciones localizadas a lo largo de la costa occidental del golfo, las cuales muestran un máximo en los meses de Septiembre y Octubre (ver Fig. 3.16). En las simulaciones, la anomalía positiva en el nivel del mar viaja del norte hacia el sureste del golfo a lo largo de la plataforma continental, alcanzando un máximo en la zona del Banco de Campeche en el mes de Octubre. Este proceso inhibe la penetración de agua subsuperficial fría en el quiebre de la plataforma oriental del Banco de Campeche y aporta agua más caliente a la región, haciendo más profunda la termoclina y debilitando o revirtiendo la dirección de las corrientes en el Banco de Campeche, las cuales son generalmente hacia el oeste.

Bibliografía

1. Allen J. S 1980, *Models of wind-driven currents on the shelf*, *Ann. Rev, Fluid Mech* (12), 389-433.
2. Blumberg, A. F., and G. L. Mellor, 1987. *A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model*, in *Three-Dimensional Coastal Ocean Models*, Coastal Estuarine Stud., vol. 4, edited by N. Heaps, pp. 1 – 16, AGU, Washington, D.C., 1987
3. Chapman, D.C., y Lentz S. J., 1997. *Adjustment of stratified flow over sloping bottom..* *Journal of Physical Oceanography*. 27: 340-356.
4. Chapman, D.C. 2002. *Deceleration of a Finite-Width, Stratified Current over a Sloping Bottom: Frictional Spindown or Buoyancy Shutdown*. *Journal of Physical Oceanography*. 32: 336-352.
5. Chao, S. y S.G. Janowitz, 1979. *The effect of a localized topographic Irregularity on the flow of a boundary current along the continental margin*. *Journal of Physical Oceanography*. 9: 900-910.
6. Cochrane, D.J. 1968. *Currents and waters of the eastern Gulf of Mexico and western Caribbean, of the western tropical Atlantic Ocean, and of the eastern tropical Pacific Ocean*. Report of Department of Oceanography and Meteorology of Texas A & M University. 68-8T:19-38.
7. Cochrane, D.J. 1969. *Water and circulation on Campeche Bank in May*. *Bulletin*

-
- of the Japanese Society of Fisheries Oceanography, special number (Prof. Uda's Commemorative Papers). 123-128.
8. Cushman-Roisin, B., 1994. *Introduction to Geophysical Fluid Dynamics*, Prentice Hall, Inc., E.U.A., 320 pp.
 9. DaSilva, A., A. C. Young, and S. Levitus, 1994. *Atlas of Surface Marine Data 1994*, vol. 1, Algorithms and Procedures, NOAA Atlas NESDIS, vol. 6, Natl. Oceanic and Atmos. Admin., Silver Spring, Md., 1994.
 10. Dietrich, D.E. y C.A. Lin. 1994. *Numerical studies of eddy shedding in the Gulf of Mexico*, Journal of Geophysical Research. 99: 7599-7615.
 11. Dukhovskoy, Dmitry S., Morey Steven L., Martin Paul J., O'Brien James J., Cooper Cortis, 2009. *Application of a vanishing, quasi-sigma, vertical coordinate for simulation of high-speed, deep currents over the Sigsbee Escarpment in the Gulf of Mexico*, Ocean Modelling 28 (2009) 250–265, doi:10.1016/j.ocemod.2009.02.009.
 12. Evans, S.R. y J.F. Middleton. 1998. *A Regional Model Of Shelf Circulation near Bass Strait: A New Upwelling Mechanism.*, Journal of Physical Oceanography 28: 1439-1457.
 13. Fox, D. N., W. J. Teague, C. N. Barron, M. R. Carnes, and C. M. Lee, 2001. *The Modular Ocean Data Assimilation System (MODAS)*, J. Atmos. Oceanic Technol., 19, 240-252, 2001.
 14. Franchito, S. H., V. B. Rao, J. L. Stech y J. A. Lorenzetti. 1992. *The Effect of Coastal Upwelling on the Sea-Breeze Circulation at Cabo Frio, Brazil: A Numerical Experiment*. Annales Geophysicae. 16: 866-881.
 15. García, C. 1990. *Influencia del Campo de Presiones en la Circulación del Estrecho de Yucatán*. Chapman Conference on the Physics of the Gulf of Mexico (4-7 de junio, 1989, St. Petersburg, Florida). 14 pp.
-

-
16. Gibbs, M. T., P. Marchesiello, y J.H. Middleton, 1997. *Nutrient enrichment of Jervis Bay, Australia during the massive 1992 coccolithophorid bloom*. Marine Freshwater Research. 48: 473-478.
 17. Gill, A.E. 1982. *Atmosphere – Ocean Dynamics*. Academic Press, Inc. San Diego, 62pp.
 18. Goldbert, Jack L. 1991. *Matrix Theory with Applications*. Churchill Brown Series. McGraw-Hill, New York.
 19. Gordon, A., 1967. *Circulation of the Caribbean Sea*, J. Geophys. Res, 72, 6207-6223, 1967.
 20. Hodur, R. M., J. Pullen, J. Cummings, X. Hong, J. D. Doyle, P. Martin, and M. A. Rennick, 2002. *The Coupled Ocean/Atmosphere Mesoscale Prediction System (COAMPS)*, Oceanography, 15, 88-98,2002.
 21. Hsueh, Y. y J.J. O' Brien., 1971. *Steady Coastal Upwelling Induced by an Along-Shore Current*. Journal of Physical Oceanography. 1: 180-186.
 22. Jiménez, Laura. 2004. *Modelación Numérica del afloramiento en la plataforma continental de Yucatán*, Tesis de Maestría en Ciencias, División de Oceanología, CICESE.
 23. Kennedy John B., Neville, Adam M., 1982. *Estadística para Ciencias e Ingeniería*, Editorial Harla Harper & Row Latinamericana, Segunda Edición.
 24. Levitus, S., and T. Boyer, 1994, *World Ocean Atlas 1994, vol. 4, Temperature*, NOAA Atlas NESDIS, vol. 4, NOAA, Silver Spring, Md.
 25. López, V., Zavala-Hidalgo, J, 2007. *Seasonal Sea Level Variations in the Gulf of Mexico*, AGU, 2007, OS53A-09.
 26. MacCready, P. y P.B. Rhines. 1993. *Slippery Bottom Boundary Layers on a Slope*. Journal of Physical Oceanography. 23: 5-22.
-

-
27. Martin, P., A 2000. *Description of the Navy Coastal Ocean Model version 1.0*, NRL Rep. NRL/FR/7322-00,9962, 39 pp., Nav. Res. Lab., Stennis Space Center, Miss., 2000.
 28. Martin, P. J., G. Peggion and K. j. Yip, 1998. *A comparasionof several coastal ocean models*, NRL/FR/7322-97-9672, 95 pp., Nav. Res. Lab., Stennis Space Center, Miss., 1998.
 29. Martínez-López, B.,Zavala-Hidalgo, J., 2009. *Seasonal and interannual variability of cross-shelf transports of chlorophyll in the Gulf of Mexico*, Journal of Marine Systems 77 (2009) 1–20 doi:10.1016/j.jmarsys.2008.10.002.
 30. McClain, C.R., L.J. Pietrafesa y J.A. Poder. 1984. *Observations of Gulf Stream-Induced and Wind-Driven upwelling in the Georgia Bight Using Ocean Color and Infrared Imagery*. Journal of Physical Research. 89: 3705-3723.
 31. Merino, I.M. 1992. *Afloramiento en la plataforma de Yucatán: estructura y fertilización*. Tesis de Doctorado en Ciencias del Mar. Universidad Nacional Autónoma de México, D. F. 249 pp.
 32. Merino, I.M. 1997. *Upwelling on the Yucatan Shelf: hydrographic evidence*. Journal of Marine Systems. 13: 101-121.
 33. Mied, P.R., Y.C. Shen, E.T. Evans y J.G. Lindemann. 1996. *Frontogenesis with Ageostrophic Vertical Shears and Horizontal Density Gradients: Gulf Stream Meanders onto the Continental Shelf*. Journal of Geophysical Research. 101(C8):18079-18104.
 34. Morey, S. L., P. J. Martin, J. J. O'Brien, A. A. Wallcraft, and J. Zavala-Hidalgo, 2003. *Export pathways for river discharged fresh water in the northern Gulf of Mexico*, J. Geophys. Res., 108(C10), 3303,doi:10.1029/2002JC001674, 2003.
 35. Ochoa, J., J. Sheinbaum, A. Badan, J. Candela y D. Wilson. 2001. *Geostrophy via*
-

-
- potential vorticity inversion in the Yucatan Channel*. Journal of Marine Research. 59: 725- 747.
36. Pérez-de-los-Reyes, R., V. del Río, M.P. Signoret, A. Gallegos-García, I. Penié-Rodríguez, C. Gil-Varona, C. Bult, N. Melo- González, F. Muller-Karger, S. Cerdeira-Estrada, y M. Merino-Ibarra. 1996. *Reporte de un Frente Hidrológico al NE de la Península de Yucatán*; Manifestaciones Físicas, Químicas e Hidrológicas. Boletín de la Sociedad Meteorológica de Cuba; publicación electrónica, ISSN 1025-921X. 13 pp.
37. Roemmich, D., 1998. *Circulation of the Caribbean Sea: A well-resolved inverse problem*, J. Geophys. Res., 86, 7993-8005,1981.
38. Ruíz, F.G. 1979. *Upwelling North of the Yucatan Peninsula*. M. SC. Thesis. Department of Oceanography. Texas A & M. 85pp.
39. Sheinbaum, J., J. Candela, A. Badan, and J. Ochoa, 2002. *Flow structure and transport in the Yucatan Channel*, Geophys. Res. Lett., 23(3), 1040, doi:10.1029/2001GL013990, 2002.
40. Smith, R.L., 1968. *Upwelling, Oceanography Marine Biology Annual Review*, 6,11-46.
41. Stewart Robert H., 2006. *Introduction to Physical Oceanography*, Department of Oceanography Texas A & M University Edition September 2006.
42. Strang Gilbert, 1986, *Algebra lineal y sus aplicaciones*, Massachusetts Institute of Technology. Fondo Educativo Interamericano, S.A.
43. Sturges, W., and R. Leben, 2000. *Frecuancy of ring separations from the loop Current in the Gulf of Mexico: A revised estimate*, J. Phys. Oceanogr., 30, 1814-1819,2000.
44. Venegas, Silvia A., 2001. *Statistical Methods for Signal Detection in Climate*, Danish
-

- Center for Earth System Science (DCESS), Neils Bohr Institute for Astronomy, Physics and Geophysics, University of Copenhagen, Denmark. January, 2001.
45. Zavala-Hidalgo, J., S. L. Morey, and J. J. O'Brien, 2003. *Seasonal circulation on the western shelf of the Gulf of Mexico using a high-resolution numerical model*, J. Geophys. Res., 108(C12), 3389, doi:10.1029/2003JC001879,2003.
46. Zavala-Hidalgo J., Morey S. L., O'Brien J. J., and Zamudio L., 2006. *On the Loop Current eddy shedding variability*, *Atmósfera*, 19(1), 41-48, (2006).
-