

**UNIVERSIDAD AUTONOMA DE BAJA CALIFORNIA  
FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS  
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS**



**Variabilidad espacio-temporal de la circulación en la Bahía de Campeche**

**T E S I S**

**QUE PARA CUBRIR PARCIALMENTE LOS REQUISITOS NECESARIOS  
PARA OBTENER EL GRADO DE**

**MAESTRO EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFÍA COSTERA**

**PRESENTA**

**URIEL JESUS MEJIA GONZALEZ**

**ENSENADA, BAJA CALIFORNIA, MÉXICO ENERO DE 2019**

# RESUMEN

## Variabilidad espacio-temporal de la circulación en la Bahía de Campeche

El Golfo de Campeche (GC) es una cuenca semicerrada que se encuentra ubicada en el suroeste del Golfo de México. Estudios previos en la región han reportado una circulación ciclónica predominante. La permanencia del ciclón en el GC se asocia al esfuerzo del viento, sin embargo, hay evidencia que otros procesos, como la interacción con remolinos anticiclónicos que se desprenden de la Corriente de Lazo y la interacción con la topografía de la región influyen en la intensidad y posición del mismo. También hay evidencia que el remolino ciclónico tiene presencia hasta aguas profundas (~1000 m). El objetivo del trabajo fue caracterizar la circulación tridimensional (3D) promedio del Golfo de Campeche. Se utilizó el modelo ROMS-Agrif (Regional Ocean Modeling Systems) con resolución horizontal de  $1/27^\circ$  (~ 4 km) y 48 niveles sigma en la vertical. El modelo se forzó en superficie con flujos de calor de COADS\_05 y vientos SCOW; en las fronteras abiertas se forzó con velocidades geostróficas obtenidas a partir de la climatología CARS-09. Los resultados muestran una circulación ciclónica la mayor parte del año, el remolino ciclónico presenta un diámetro aproximado de 250 km, con velocidades promedio características entre 15-20 cm/s, siendo más intenso en su extremo suroeste. A 900 m de profundidad, el ciclón exhibe velocidades aproximadas de 5-8 cm/s. Al norte de la Bahía de Campeche, el GC presenta variaciones estacionales asociadas a remolinos anticiclónicos y a una corriente con dirección hacia el oeste localizada en el noreste de la cuenca. En primavera y verano se distingue una corriente costera intensa con dirección hacia el norte, que se asocia al patrón de vientos de la región, mientras que durante otoño e invierno no se aprecia el cambio de dirección de esta corriente. Una circulación ciclónica profunda (>1200 m) es reportada en el noreste de la bahía (Sigsbee Abyssal Gyre) y presenta una migración vertical asociada a los remolinos anticiclónicos que llegan por el norte de la bahía y que promueven circulación hasta los 1500 m. El modelo resuelve cualitativa y cuantitativamente la circulación superficial y vertical del GC. Por medio de las simulaciones numéricas fue posible describir la evolución espacio-temporal de la circulación superficial, profunda y costera de la bahía.

Palabras clave: Corrientes marinas, simulación numérica, modelación, Bahía de Campeche.

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA  
FACULTAD DE CIENCIA MARINAS  
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS

**Variabilidad espacio-temporal de la circulación en la  
Bahía de Campeche**

TESIS

QUE PARA CUBRIR PARCIALMENTE LOS REQUISITOS NECESARIOS PARA  
OBTENER EL GRADO DE

**MAESTRO EN CIENCIAS**

PRESENTA

URIEL JESUS MEJIA GONZALEZ

Aprobada por:

Dra. Sorayda A. Tanahara Romero  
Directora de Tesis

Dr. Rubén Castro Valdez  
Sinodal

Dra. Beatriz Martín Atienza  
Sinodal

Dr. J. Antonio Martínez Alcalá  
Sinodal

Ensenada, Baja California, México. Enero 2019.

**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA**  
FACULTAD DE CIENCIA MARINAS  
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS

**Variabilidad espacio-temporal de la circulación en la Bahía de  
Campeche**

**T E S I S**

QUE PARA CUBRIR PARCIALMENTE LOS REQUISITOS NECESARIOS  
PARA OBTENER EL GRADO DE

**MAESTRO EN CIENCIAS**

PRESENTA

**URIEL JESUS MEJIA GONZALEZ**

Aprobada por:

---

Dra. Sorayda A. Tanahara Romero  
Directora de Tesis

---

Dr. Rubén Castro Valdez  
Sinodal

---

Dra. Beatriz Martín Atienza  
Sinodal

---

Dr. José Antonio Martínez Alcalá  
Sinodal

Ensenada, Baja California, México. Enero de 2019.

## **AGRADECIMIENTOS**

A México, que a través de CONACYT me otorgó una beca para realizar mis estudios de Maestría.

A la Dra. Sorayda A. Tanahara R., por aceptarme en su grupo de trabajo, guiarme y compartir conmigo sus conocimientos para poder culminar con éxito este proyecto.

A la Dra. Beatriz Martin Atienza, el Dr. Rubén Castro Valdez y el Dr. J. Antonio Martínez Alcalá por su ayuda, consejos, correcciones y aportaciones que fortalecieron este trabajo.

Al Dr. José Martin Hernández Ayón, por la colaboración brindada durante toda la tesis.

A la Universidad Autónoma de Baja California, al Programa de Posgrado en Oceanografía Costera de la Facultad de Ciencias Marinas, a los profesores y personal administrativo, por el apoyo y facilidades otorgadas.

# ÍNDICE

## **ÍNDICE DE TABLAS** **I**

---

## **ÍNDICE DE FIGURAS** **II**

---

### **I. INTRODUCCIÓN** **1**

---

|  |           |
|--|-----------|
| <b>1.1. OCEANOGRAFÍA FÍSICA DEL GOLFO DE MÉXICO</b>                            | <b>3</b>  |
| 1.1.1. GEOGRAFÍA DEL GOLFO DE MÉXICO   | 3         |
| 1.1.2. SISTEMA CORRIENTE DE YUCATÁN - CORRIENTE DE LAZO - CORRIENTE DE FLORIDA | 4         |
| 1.1.3. REMOLINOS EN EL GOLFO DE MÉXICO   | 5         |
| <b>1.2. GOLFO DE CAMPECHE</b>  | <b>7</b>  |
| 1.2.1. CIRCULACIÓN EN EL GOLFO DE CAMPECHE                                     | 7         |
| 1.2.2. MODELACIÓN NUMÉRICA DEL GOLFO DE CAMPECHE                               | 9         |
| 1.2.3. INFLUENCIA DEL VIENTO EN LA CIRCULACIÓN SUPERFICIAL                     | 12        |
| <b>1.3. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA</b>   | <b>13</b> |

### **II. OBJETIVO GENERAL** **14**

---

|                                    |           |
|------------------------------------|-----------|
| <b>2.1. OBJETIVOS PARTICULARES</b> | <b>14</b> |
|------------------------------------|-----------|

### **III. ÁREA DE ESTUDIO** **15**

---

|                               |           |
|-------------------------------|-----------|
| <b>3.1. MAREAS</b>            | <b>15</b> |
| <b>3.2. HIDROGRAFÍA</b>       | <b>16</b> |
| <b>3.3. CORRIENTES</b>        | <b>17</b> |
| <b>3.4. PATRÓN DE VIENTOS</b> | <b>20</b> |
| <b>3.5. NORTES</b>            | <b>23</b> |

### **IV. MATERIALES Y MÉTODOS** **24**

---

|   |           |
|---|-----------|
| <b>4.1. ECUACIONES DEL MODELO</b>                   | <b>24</b> |
| 4.1.1. CONDICIONES DE FRONTERA                      | 27        |
| 4.1.2. COORDENADAS "SIGMA"                          | 28        |
| <b>4.2. CONFIGURACIÓN DE LA SIMULACIÓN NUMÉRICA</b> | <b>29</b> |
| 4.2.1. BASES DE DATOS OBSERVACIONALES               | 31        |

### **V. RESULTADOS** **34**

---

|   |           |
|---|-----------|
| <b>5.1. VALIDACIÓN DE LAS SALIDAS ROMS</b>                              | <b>35</b> |
| 5.1.1. COMPARACIÓN DE SIMULACIONES ROMS CON CLIMATOLOGÍAS HIDROGRÁFICAS | 36        |
| 5.1.2. DIFERENCIAS MENSUALES  | 38        |

|                         |  |            |
|-------------------------|--|------------|
| 5.1.3.                  | PERFILES COMPARATIVOS  | 53         |
| <b>5.2.</b>             | <b>COMPARACIÓN DE RESULTADOS NUMÉRICOS ROMS CON ALTIMETRÍA AVISO</b>                 | <b>57</b>  |
| <b>5.3.</b>             | <b>CIRCULACIÓN GENERAL</b>   | <b>60</b>  |
| 5.3.1.                  | CIRCULACIÓN SUPERFICIAL  | 60         |
| 5.3.2.                  | CIRCULACIÓN A 900 M  | 65         |
| 5.3.3.                  | CIRCULACIÓN A 1500 M DE PROFUNDIDAD  | 69         |
| <b>5.4.</b>             | <b>CAMPOS DE VORTICIDAD</b>  | <b>71</b>  |
| <b>5.5.</b>             | <b>ESTRUCTURA PROMEDIO VERTICAL</b>  | <b>77</b>  |
| <b>5.6.</b>             | <b>EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL DE UN ANTICICLÓN SUPERFICIAL Y UN CICLÓN PROFUNDO.</b> | <b>83</b>  |
| 5.6.1.                  | VARIABILIDAD DE LA CIRCULACIÓN CICLÓNICA   | 86         |
| 5.6.2.                  | INTERACCIÓN EN SUPERFICIE DE REMOLINOS ANTICICLÓNICOS Y CICLÓNICOS                   | 91         |
| <b>VI. DISCUSIÓN</b>    |  | <b>94</b>  |
| <hr/>                   |  |            |
| <b>6.1.</b>             | <b>VALIDACIÓN</b>  | <b>94</b>  |
| <b>6.2.</b>             | <b>PATRONES DE CIRCULACIÓN</b>   | <b>96</b>  |
| 6.2.1.                  | CIRCULACIÓN CICLÓNICA AL SUROESTE DE LA BAHÍA  | 96         |
| <b>6.2.</b>             | <b>CIRCULACIÓN CICLÓNICA PROFUNDA AL NORESTE DE LA BAHÍA</b>                         | <b>100</b> |
| <b>6.3.</b>             | <b>CIRCULACIÓN COSTERA</b>   | <b>102</b> |
| <b>6.4.</b>             | <b>CIRCULACIÓN DE REMOLINOS ANTICICLÓNICOS</b>                                       | <b>104</b> |
| <b>VI. CONCLUSIONES</b> |  | <b>107</b> |
| <hr/>                   |  |            |
| <b>REFERENCIAS</b>      |  | <b>109</b> |
| <hr/>                   |  |            |

## ÍNDICE DE TABLAS

|   |    |
|---|----|
| <b>TABLA 1.</b> ESTADÍSTICA MENSUAL DE SALINIDAD (PSU) Y TEMPERATURA (°C) PARA 4 PROFUNDIDADES EN ROMS Y WOA18. ....    | 51 |
| <b>TABLA 2.</b> MAXIMOS Y MÍNIMOS (TEMPERATURA Y SALINIDAD) EN LOS PERFILES MENSUALES PARA ROMS, WOA18 Y CARS. ....     | 56 |
| <b>TABLA 3.</b> DIFERENCIAS DE ALTURA ROMS-AVISO (M). ....  | 58 |
| <b>TABLA 4.</b> RESUMEN DE CARACTERÍSTICAS DE ESTRUCTURAS EN LA BC. ....  | 73 |
| <b>TABLA 5.</b> COEFICIENTES DE CORRELACIÓN EN LAS SERIES DE TIEMPO DE TRANSPORTE VS EKE EN SUPERFICIE Y A 1500 M. .... | 90 |

## ÍNDICE DE FIGURAS

|   |    |
|---|----|
| <b>FIGURA 1.</b> MAPA DE ALTURA DE LA SUPERFICIE DEL MAR. LA IMAGEN CORRESPONDE AL 3 DE AGOSTO DE 2005. LA DINÁMICA DEL GOLFO DE MÉXICO ES DOMINADA POR LA CORRIENTE DE LAZO Y LOS REMOLINOS ANTICLÓNICOS (EN COLOR ROJO, ANOMALÍAS POSITIVAS), ASÍ COMO POR LA PRESENCIA DE REMOLINOS CICLÓNICOS (COLOR AZUL, ANOMALÍAS NEGATIVAS), (STURGES ET AL., 2005).....  | 6  |
| <b>FIGURA 2.</b> UBICACIÓN DEL GOLFO DE CAMPECHE (VÁZQUEZ DE LA CERDA ET AL., 2005).....  | 15 |
| <b>FIGURA 3.</b> MASAS DE AGUA PRESENTES EN EL GOLFO DE CAMPECHE (ALDECO ET AL., 2009).....   | 18 |
| <b>FIGURA 4.</b> INTERACCIÓN DE UN REMOLINO ANTICLÓNIC PROVENIENTE DE LA CORRIENTE DE LAZO CON LA CIRCULACIÓN CICLÓNICA EN LA BAHÍA DE CAMPECHE, A PARTIR DE BOYAS EN SUPERFICIE (PÉREZ-BRUNIUS ET AL., 2013). ....   | 20 |
| <b>FIGURA 5.</b> PROMEDIO MENSUAL DE VIENTO EN EL GOLFO DE MÉXICO, LOS VECTORES INDICAN LA DIRECCIÓN Y LA BARRA DE COLORES INTENSIDAD (ZAVALA-HIDALGO ET AL., 2014).....  | 22 |
| <b>FIGURA 6.</b> (A) DOMINIO TOTAL DE LA SIMULACIÓN (IZQUIERDA); (B) REGIONES DE ANIDAMIENTO (DERECHA), EN EL DOMINIO DE LA CORRIENTE DE YUCATÁN-CORRIENTE DE LAZO Y EN LA ZONA DEL GOLFO DE CAMPECHE. EN COLOR SE MUESTRA LA BATIMETRÍA EN METROS.....   | 31 |
| <b>FIGURA 7.</b> EN COLOR, LA DESVIACIÓN ESTÁNDAR DEL CAMPO DE VELOCIDAD EN SUPERFICIE. LOS VECTORES REPRESENTAN EL PROMEDIO ANUAL DE LA VELOCIDAD EN SUPERFICIE, LA FIGURA MUESTRA: (I) LA CIRCULACIÓN EN EL GOLFO DE MÉXICO DOMINADA POR LA PRESENCIA DE LA CORRIENTE DE LAZO (CL); (II) LA INTRUSIÓN Y EXTENSIÓN DE LC; (III) EL DESPRENDIMIENTO REMOLINOS DE LA CL; (IV) LA PROPAGACIÓN HACIA EL OESTE DE LOS ANTICICLONES DE LA CORRIENTE DE LAZO..... | 35 |
| <b>FIGURA 8.</b> PROMEDIO ANUAL DE SALINIDAD PARA: ROMS (PANEL SUPERIOR IZQUIERDO); WOA18 (PANEL SUPERIOR DERECHO). PROMEDIO ANUAL DE TEMPERATURA: ROMS (PANEL INFERIOR IZQUIERDO); WOA18 (PANEL INFERIOR DERECHO).....   | 37 |
| <b>FIGURA 9.</b> DIFERENCIAS DE PROMEDIO ANUAL ROMS-WOA18 PARA LOS CAMPOS DE SALINIDAD (PSU, PANEL IZQUIERDA) Y TEMPERATURA (°C, PANEL DERECHA), RESPECTIVAMENTE.....   | 38 |
| <b>FIGURA 10.</b> DIFERENCIAS DE PROMEDIO MENSUAL DE TEMPERATURA ROMS-WOA18 EN SUPERFICIE (EN °C).....  | 40 |
| <b>FIGURA 11.</b> DIFERENCIAS DE PROMEDIO MENSUAL DE SALINIDAD ROMS-WOA18 EN SUPERFICIE (EN PSU).....   | 41 |
| <b>FIGURA 12.</b> DIFERENCIAS DE PROMEDIO MENSUAL DE TEMPERATURA (°C) ROMS-WOA18 A 500 M DE PROFUNDIDAD.....  | 43 |
| <b>FIGURA 13.</b> DIFERENCIAS DE PROMEDIO MENSUAL DE SALINIDAD (PSU) ROMS-WOA18 A 500 M DE PROFUNDIDAD.....   | 44 |
| <b>FIGURA 14.</b> DIFERENCIAS DE PROMEDIO MENSUAL DE TEMPERATURA (°C) ROMS-WOA18 A 900 M DE PROFUNDIDAD.....  | 46 |
| <b>FIGURA 15.</b> DIFERENCIAS DE PROMEDIO MENSUAL DE SALINIDAD (PSU) ROMS-WOA18 A 900 M DE PROFUNDIDAD.....   | 47 |
| <b>FIGURA 16.</b> DIFERENCIAS DE PROMEDIO MENSUAL DE TEMPERATURA (°C) ROMS-WOA18 A 1500 M DE PROFUNDIDAD.....   | 48 |

|   |    |
|---|----|
| <b>FIGURA 17.</b> DIFERENCIAS DE PROMEDIO MENSUAL DE SALINIDAD (PSU) ROMS-WOA18 A 1500 M DE PROFUNDIDAD.....  | 49 |
| <b>FIGURA 18.</b> PERFILES MENSUALES DE TEMPERATURA Y SALINIDAD, ASÍ COMO SUS RESPECTIVOS DIAGRAMAS T-S PARA: ROMS, Y CLIMATOLOGÍAS WOA18 Y CARS09. ....  | 54 |
| <b>FIGURA 19.</b> DIFERENCIAS DE ELEVACIÓN DE LA SUPERFICIE DEL MAR ROMS-AVISO (M). ....  | 59 |
| <b>FIGURA 20.</b> PROMEDIO ANUAL DEL CAMPO DE VELOCIDAD EN SUPERFICIE. LOS VECTORES ESTÁN CENTRADOS EN CADA CELDA Y VISUALIZADOS CADA QUINTA CELDA. EN COLOR SE MUESTRA LA DESVIACIÓN ESTÁNDAR. ....  | 61 |
| <b>FIGURA 21.</b> PROMEDIOS ESTACIONALES DE VELOCIDAD HORIZONTAL EN SUPERFICIE DURANTE: A) INVIERNO, B) PRIMAVERA, C) VERANO Y D) INVIERNO. LOS VECTORES ESTÁN CENTRADOS EN CADA CELDA Y VISUALIZADOS CADA QUINTA CELDA. LOS COLORES INDICAN LA DESVIACIÓN ESTÁNDAR. ....   | 63 |
| <b>FIGURA 22.</b> PROMEDIO ANUAL DE VELOCIDADES HORIZONTALES A 900 M DE PROFUNDIDAD. LOS VECTORES ESTAS CENTRADOS EN CADA CELDA Y VISUALIZADOS CADA QUINTA CELDA. LOS COLORES INDICAN LA DESVIACIÓN ESTÁNDAR. LA ÍNEA PUNTEADA MUESTRA LA ISOBATA DE LOS 900 M. ....  | 66 |
| <b>FIGURA 23.</b> PROMEDIOS ESTACIONALES DE VELOCIDAD HORIZONTAL A 900 M PARA: A) INVIERNO, B) PRIMAVERA, C) VERANO Y D) OTOÑO. LOS VECTORES ESTÁN CENTRADOS EN CADA CELDA Y VISUALIZADOS CADA QUINTA CELDA. LA LÍNEA PUNTEADA MUESTRA LA ISOBATA DE LOS 900 M. EL COLOR INDICA LA DESVIACIÓN ESTÁNDAR. ....  | 68 |
| <b>FIGURA 24.</b> PROMEDIO ANUAL DE VELOCIDADES HORIZONTALES A 1500 M DE PROFUNDIDAD. LOS VECTORES ESTAS CENTRADOS EN CADA CELDA Y VISUALIZADOS CADA QUINTA CELDA. LOS COLORES INDICAN LA DESVIACIÓN ESTÁNDAR. LA ÍNEA PUNTEADA MUESTRA LA ISOBATA DE LOS 1500 M. ....  | 70 |
| <b>FIGURA 25.</b> PROMEDIOS ESTACIONALES DE VELOCIDAD HORIZONTAL A 1500 M PARA: A) INVIERNO, B) PRIMAVERA, C) VERANO Y D) OTOÑO. LOS VECTORES ESTÁN CENTRADOS EN CADA CELDA Y VISUALIZADOS CADA QUINTA CELDA. LA LÍNEA PUNTEADA MUESTRA LA ISOBATA DE LOS 900 M. EL COLOR INDICA LA DESVIACIÓN ESTÁNDAR. ....   | 72 |
| <b>FIGURA 26.</b> CAMPOS PROMEDIO DE VORTICIDAD (Z/F) EN SUPERFICIE: A) ANUAL; B) INVIERNO; C) PRIMAVERA; D) VERANO Y E) OTOÑO. ....  | 74 |
| <b>FIGURA 27.</b> CAMPOS PROMEDIO DE VORTICIDAD (Z/F) A 1500 M DE PROFUNDIDAD: A) ANUAL; B) INVIERNO; C) PRIMAVERA; D) VERANO Y E) OTOÑO. ....  | 75 |
| <b>FIGURA 28.</b> CAMPO DE VELOCIDAD MENSUAL EN SUPERFICIE (VECTORES). EN COLOR, EL PROMEDIO MENSUAL DE VORTICIDAD (Z/F). ....  | 76 |
| <b>FIGURA 29.</b> PROMEDIO ANUAL DEL CAMPO DE VELOCIDAD HORIZONTAL A DIFERENTES PROFUNDIDADES: (A) 200 M, (B) 500 M, (C) 1000 M Y (D) 1500 M. LAS ISOBATAS DE LOS 200 M, 500 M, 1000 M Y 1500M SE MUESTRAN RESPECTIVAMENTE. LOS VECTORES ESTÁN CENTRADOS EN CADA CELDA Y VISUALIZADOS CADA CINCO CELDAS. LA LÍNEA EN ROJO (AB) EN EL PANEL (A) INDICA LA SECCIÓN PARA LAS FIGURAS 30 Y 31. .... | 78 |
| <b>FIGURA 30.</b> SECCIONES DE VELOCIDAD DE A A B PARA EL PROMEDIO: (A) ANUAL; (B) INVIERNO; (C) PRIMAVERA; (D) VERANO Y (E) INVIERNO. EN COLOR, LA VELOCIDAD MEDIA Y EN CONTORNOS LA DESVIACIÓN ESTÁNDAR. ....   | 80 |
| <b>FIGURA 31.</b> SECCIONES DE VELOCIDAD DE A A B PARA LOS PROMEDIOS MENSUALES. ENERO-JUNIO (COLUMNA IZQUIERDA) Y JULIO-DICIEMBRE (COLUMNA DERECHA). EN COLOR, LA VELOCIDAD MEDIA Y EN CONTORNOS LA DESVIACIÓN ESTÁNDAR. ....   | 81 |

- FIGURA 32.** EVOLUCIÓN DE UN EVENTO DE REMOLINO CICLÓNICO PROFUNDO. EVOLUCIÓN MENSUAL DE IZQUIERDA A DERECHA Y ARRIBA HACIA ABAJO. EN COLOR LA ELEVACIÓN DE LA SUPERFICIE ( M), LOS VECTORES MUESTRAN EL CAMPO DE VELOCIDAD A 1500 M DE PROFUNDIDAD. ....85
- FIGURA 33.** ANOMALIA DE EKE ( $\text{cm}^2/\text{s}^2$ ) PARA SUPERFICIE Y A 1500 M, PARA EL AÑO 14 DE SIMULACION (EN COLOR). LOS VECTORES INDICAN EL CAMPO PROMEDIO DE VELOCIDAD (M/S). LAS LINEAS DE COLOR INDICAN LOS TRANSECTOS DONDE SE CALCULÓ EL TRANSPORTE; LOS CUADROS (ZONA PROFUNDA DE LA BC) DONDE SE CALCULÓ LA EKE PARA LAS SERIES DE TIEMPO. ....87
- FIGURA 34.** SERIE DE TIEMPO DE TRANSPORTE A TRAVÉS DE LAS FRONTERAS E (VERDE), N (AZUL); ANOMALIA DE EKE EN SUPERFICIE (ROJO), ANOMALIA EKE A 1500 M (MAGENTA). INTEGRADO DE: (A) 0-500 m; (B) 0-700 m; (C) 500-900 m; (D) 500-1500 m; (E) 700-1500m; (F) 900-1500 m. ....88
- FIGURA 35.** MAPA DE ALTURA DEL NIVEL DEL MAR OBTENIDO DE ROMS, DONDE UN REMOLINO ANTICICLÓNICO LLEGA A LA BAHÍA DE CAMPECHE (EN COLORES ROJOS), Y EL REMOLINO CICLÓNICO ES DESPLAZADO (COLORES AZULES), LOS VECTORES DE DIRECCIÓN SE MUESTRAN CENTRADOS CADA QUINTA CELDA. LAS IMÁGENES CORRESPONDEN A: A) 8 DE SEPTIEMBRE, B) 23 DE SEPTIEMBRE, C) 11 DE OCTUBRE Y 11 DE NOVIEMBRE DEL AÑO 8 DE MODELACIÓN. ....92
- FIGURA 36.** CORRELACIÓN DE LAS CORRIENTES SUPERFICIALES CON EL ESFUERZO DEL VIENTO. ....104

## **I. Introducción**

El Golfo de México (GM) es una región de importancia económica para los Estados Unidos, México y Cuba, diversas actividades se desarrollan en dichas aguas y en la zona costera, desde turismo y recreación, comercio marítimo, pesca comercial y una de las más importantes económicamente hablando, la extracción de petróleo y gas natural (Adams *et al.*, 2005). Las características meteorológicas del Golfo de México pueden llegar a perjudicar el desarrollo económico de esta zona, ya que año con año el GM se ve afectado por tormentas tropicales y huracanes.

En el sur del Golfo de México se encuentra ubicado el Golfo o Bahía de Campeche (GC), en dicha región, un ciclón de mesoescala domina la circulación, cambiando de tamaño y posición a lo largo del tiempo. Este patrón está condicionado por el forzamiento del viento y el transporte de masa que entra por el Canal de Yucatán, el cual generan la Corriente de Lazo, así como los anticiclones que de ella se desprenden y propagan al interior del Golfo de México, llegando a interactuar estos últimos con la circulación ciclónica propia del Golfo de Campeche.

Zavala-Hidalgo *et al.* (2003), sugieren que el principal forzante de la Bahía de Campeche es la componente a lo largo de la costa del esfuerzo del viento, que tiene una dirección hacia la misma, siendo más intensa en invierno. Los vientos prevalecientes en el Golfo de México provienen del Noreste (NE), con una velocidad media de 14.8 km/h. Entre los meses de noviembre a marzo

la procedencia es del Norte (N) con un velocidad media de 20.4 km/h. El mayor efecto del viento se presenta en los meses de octubre a abril, durante la temporada anual de frentes fríos (conocido como “Nortes”) (Ojeda *et al.*, 2017; Tapanes y González-Coya, 1980). Por otro lado, durante el verano dominan vientos provenientes del este, cuando el Golfo de México es afectado por tormentas tropicales. Los “Nortes” y tormentas forman corrientes inerciales en la Bahía de Campeche (Expósito-Díaz *et al.*, 2009).

El forzamiento debido al viento es muy importante en los procesos de circulación, flujos a través de la superficie, propiedades en la capa de mezcla y generación de oleaje (Zavala-Hidalgo *et al.*, 2014). Además, debido a que casi el 60 % de las tormentas tropicales en esta región llegan a ser de intensidad de huracanes sería importante evaluar la circulación promovida por los vientos de estos fenómenos en la Bahía de Campeche.

Así pues, el conocimiento de la hidrodinámica marítima y su interacción con la atmósfera es fundamental debido a que en el océano intervienen diversos procesos físicos, como el transporte de larvas, nutrientes, sedimentos o contaminantes. En la actualidad se han hecho avances en técnicas de medición apoyadas en sensores remotos y radares, sin embargo la implementación de dichas mediciones no está completamente extendida en todas las zonas del mundo, por eso es necesario recurrir a los métodos numéricos (Guerrero-Gallego, 2016).

La modelación numérica es una herramienta en el campo de la oceanografía que nos permite estudiar y analizar de forma específica el

comportamiento del océano, así como procesos hidrodinámicos subsanando la falta de observaciones en tiempo y espacio. Resulta muy útil para generar posibles escenarios de condiciones oceanográficas de una región, permitiendo, el estudio o evolución espacio-temporal de la circulación, corrientes, remolinos, ondas internas, etc. Esta herramienta permite mejorar la toma de decisiones en actividades oceanográficas, entre las que destacan los sistemas operacionales o extracción de recursos del océano.

El trabajo propuesto consiste en analizar la evolución espacio-temporal de la circulación característica del Golfo de Campeche. Un modelo numérico regional (ROMS, por sus siglas en inglés) se implementará para delimitar las diferentes respuestas oceánicas ante vientos promedio y la interacción con anticiclones provenientes de la Corriente de Lazo. Se validarán los resultados con las observaciones existentes, proporcionando con ello bases para entender los mecanismos dinámicos presentes en dicha región.

## **1.1. Oceanografía física del Golfo de México**

### **1.1.1. Geografía del Golfo de México**

El Golfo de México es un mar semicerrado que pertenece a México, Estados Unidos y Cuba. Está situado en la zona subtropical, entre las latitudes 18° y 30° N y longitudes 82° y 98° oeste, con una superficie de  $1.6 \times 10^6 \text{ km}^2$ . El GM se comunica con el Océano Atlántico y con el Mar Caribe, a través del Estrecho de Florida (EF) y Canal de Yucatán (CY) (Gonzalez-Santamaria, 2005).

El CY tiene forma de “V”, se encuentra entre la península de Yucatán (oeste) y Cuba (este), tiene aproximadamente 200 km de ancho en superficie y 25 km en la zona profunda, un umbral de aproximadamente 2140 m (Sheinbaum *et al.*, 2002) y conecta al golfo con el Mar Caribe. El EF se encuentra entre Cuba (norte) y Florida (sur), tiene aproximadamente 100 km de ancho en la superficie, una profundidad umbral de 800 m y conecta el golfo con el Océano Atlántico (Chang y Oey, 2010).

#### **1.1.2. Sistema Corriente de Yucatán - Corriente de Lazo - Corriente de Florida**

La corriente de Yucatán es una estrecha y rápida corriente de límite occidental que se encuentra en la costa este de la Península de Yucatán y proviene del Mar Caribe, su velocidad media es de aproximadamente 1 m/s, pero sus velocidades máximas superan los 2 m/s, la CY tiene un transporte aproximado hacia el interior del GM entre 23-27 Sv ( $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ ) (Athié *et al.*, 2015; Candela, 2003; Ochoa *et al.*, 2003; Sheinbaum *et al.*, 2002). Las temperaturas en superficie, entre los 100-200 m, están generalmente por encima de los 26 °C con salinidad aproximada de 36.4 psu, y a los 2100 m de profundidad las temperaturas son aproximadamente de 6.38 °C y la salinidad alcanza un mínimo de 34.9 psu, que es una característica del remanente de Agua Intermedia de la Antártica (AIA) (Chang y Oey, 2010).

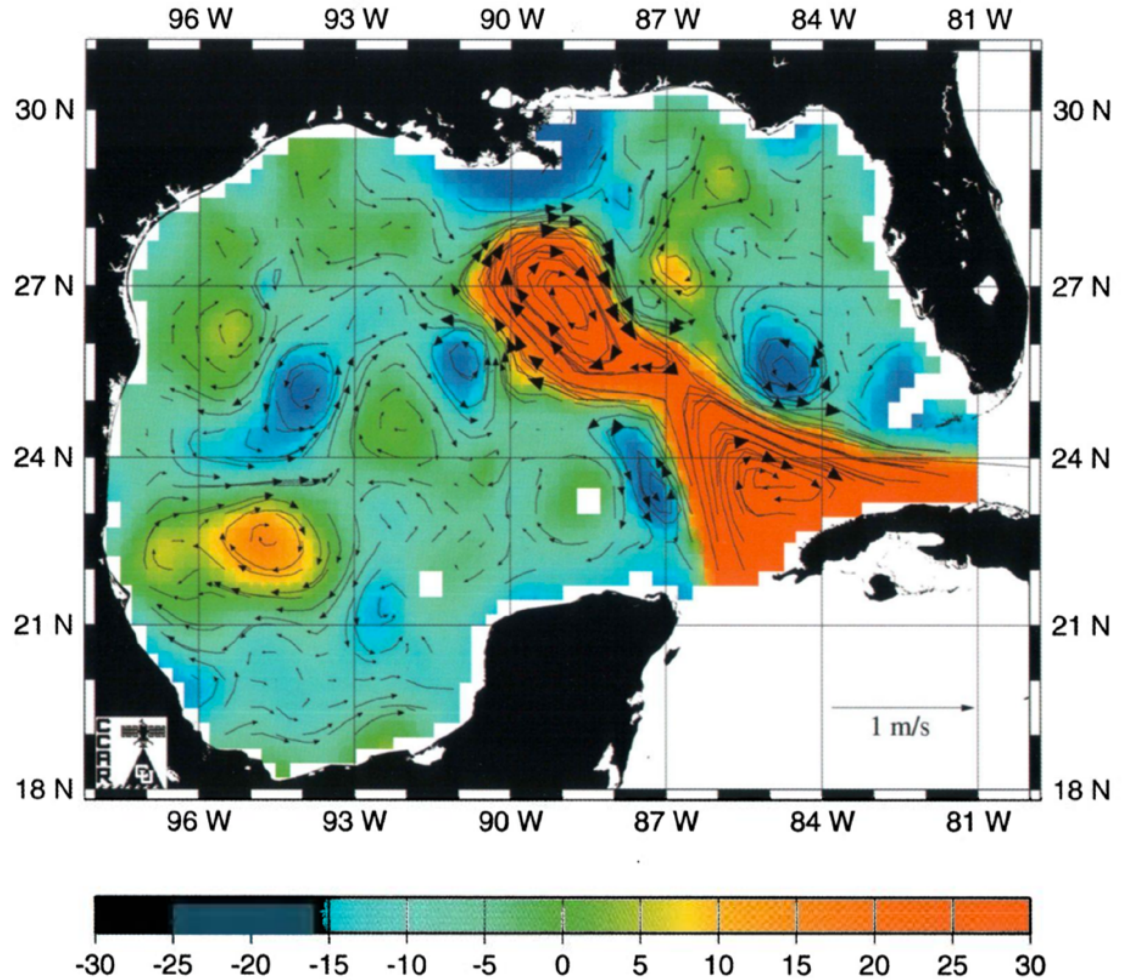
La Corriente de Yucatán entra al GM a través del Canal de Yucatán generando un lazo (de ahí el nombre de Corriente de Lazo) en el sentido de las agujas del reloj con velocidades máximas en superficie entre 1.5 y 1.8 m/s y

sale a través del Estrecho de Florida (EF) (Oey *et al.*, 2005), dando lugar a la Corriente de Florida que a su salida del golfo toma el nombre de Corriente del Golfo, corriente de frontera oeste cuya importancia radica en la redistribución de calor en el Atlántico Norte brindando un clima menos hostil en latitudes altas de Europa.

### **1.1.3. Remolinos en el Golfo de México**

La dinámica del Golfo de México es dominada por la Corriente de Lazo y los Remolinos de la Corriente de Lazo (RCL) que de ésta se desprenden (Kantha *et al.*, 2013; Sansón *et al.*, 2017) (ver Figura 1). El comportamiento de la CL es de retracción cuando se confina al sureste del golfo, y de intrusión cuando se extiende hacia el Norte del mismo, llegando al desprendimiento de un remolino (Cardona y Bracco, 2016). Los remolinos anticiclónicos que se desprenden de la CL tienen entre 200 y 300 km de diámetro y 500 - 1000 m de profundidad, presentan velocidades de giro aproximadas de 1.8 - 2 m/s y se desplazan hacia el oeste - suroeste con velocidades entre 2 - 5 km/día (Oey *et al.*, 2005). El diámetro de los RCL se reduce en un 55 % en su traslado al oeste (Vukovich, 2007) y su periodo de desprendimiento es muy irregular, oscila entre los 0.5 y 18.5 meses (Sturges *et al.*, 2000) con periodos de vida que van desde meses hasta aproximadamente 1 año (Oey *et al.*, 2005; Vidal *et al.*, 1992). En su desplazamiento hacia el oeste los remolinos anticiclónicos interactúan con otras estructuras (como el ciclón de Campeche) o colisionan con la topografía, provocando procesos como: traslación meridional y reflexión de remolinos, así

como generación de remolinos secundarios y de flujos costeros (Zavala Sansón y Van Heijst, 2000; Sutyrin y Grimshaw, 2010).



**Figura 1.** Mapa de altura de la superficie del mar. La imagen corresponde al 3 de agosto de 2005. La dinámica del Golfo de México es dominada por la Corriente de Lazo y los remolinos anticiclónicos (en color rojo, anomalías positivas), así como por la presencia de remolinos ciclónicos (color azul, anomalías negativas), (Sturges et al., 2005).

Las zonas de formación de remolinos ciclónicos en el Golfo de México se encuentran ubicadas principalmente en la plataforma de Texas-Louisiana y Florida, así como en el Golfo de Campeche. La circulación ciclónica en el Golfo

de Campeche, dentro de los 21-22° N y 92-97° O está relacionada con la interacción de los remolinos provenientes del norte de GM que se desprenden de la Corriente de Lazo (Pérez-Brunius *et al.*, 2013), así como con la variación del transporte a través del Canal de Yucatán (Chang y Oey, 2010; Monreal-Gómez y Salas-de León, 1990). Otros autores lo han relacionado con el esfuerzo del viento que es ciclónico la mayor parte del año (Vázquez De La Cerda *et al.*, 2005).

## **1.2. Golfo de Campeche**

El Golfo de Campeche es una cuenca semi-cerrada que se localiza al suroeste del Golfo de México. Esta región tiene un papel importante desde el punto de vista económico debido a la gran explotación petrolera, ya que en México, esta genera cerca del 82 % de la producción total nacional de crudo. También es de gran importancia en la industria pesquera de la región, especialmente de la flota camaronera (Monreal-Gómez y Salas-de León, 1990; García-Cuéllar *et al.*, 2004).

### **1.2.1. Circulación en el Golfo de Campeche**

La dinámica del GC es dominada por un giro ciclónico que cambia de tamaño y posición a lo largo del tiempo (Expósito-Díaz *et al.*, 2009; Sandoval 2011) y presenta una variación estacional ocasionada por los vientos presentes en la región (Vázquez De La Cerda *et al.*, 2005).

Estudios diversos en el Golfo de Campeche han reportado una predominante circulación ciclónica (DiMarco *et al.*, 2005; Monreal-Gómez y

Salas-de León, 1990; Weatherly *et al.*, 2002). Mediante campos de altura dinámica, Molinari *et al.* (1978) encontraron que el transporte del ciclón de Campeche es de 3 Sv, i.e.  $3 \times 10^6$  m<sup>3</sup>/s. Otros estudios, como el de Monreal-Gómez y Salas de León (1990), asocian el remolino ciclónico a variaciones en el transporte a través del canal de Yucatán. Por otro lado, la permanencia del ciclón en la Bahía de Campeche ha sido descrita por Vázquez de la Cerda *et al.* (2005), estos autores asocian la permanencia de esta circulación ciclónica, así como la intensificación de la circulación en la frontera oeste a la presencia de un rotacional positivo del viento durante todo el año, lo cual lleva a sugerir que la circulación observada es debida al esfuerzo del viento. Sin embargo, hay evidencia que otros procesos influyen en la intensidad y posición de los ciclones, como es la interacción con remolinos anticiclónicos que se desprenden de la Corriente de Lazo y dado que el ciclón aparece confinado al área profunda, sugiere que es una estructura barotrópica cuya interacción con la topografía de la región determina la localización y tamaño del giro por conservación de vorticidad potencial (Pérez-Brunius *et al.*, 2013).

En referencia a la circulación profunda del GC, DeHaan y Sturges (2005), encontraron evidencia de que la circulación es ciclónica, en la que el flujo medio (aunque débil) sigue siendo mayor que las variaciones. Consideran que dicha circulación ciclónica podría deberse a la rectificación de ondas topográficas y el aporte de agua fría y densa del Mar Caribe. Por otra parte, Kolodziejczyk *et al.* (2011) midiendo las corrientes profundas en la Bahía de Campeche, evidenciaron la presencia del ciclón en profundidades cercanas a los 1000 m.

Asimismo, Pérez-Brunius *et al.* (2013) encontraron alta correlación entre las corrientes entre 700-1000 m y las corrientes superficiales, observando que el flujo se conserva en toda la columna de agua pero con una disminución de las velocidades hacia el fondo, concluyendo que la circulación en la Bahía de Campeche está influenciada por la topografía de la cuenca.

Rodríguez-Outereño (2015) describe la Bahía de Campeche como una zona de retención, característica que funciona como barrera que restringe el movimiento de organismos de un área a otra y sugiere que la capacidad retentiva es debido a la presencia del giro ciclónico.

### **1.2.2. Modelación numérica del Golfo de Campeche**

La simulación numérica es una técnica que se ha utilizado ampliamente para estudiar la dinámica del Golfo de México, en particular la Corriente de Lazo y el desprendimiento de remolinos (Candela, 2003; Cardona y Bracco, 2016; Chang y Oey, 2010; Kantha *et al.*, 2013; Sturges *et al.*, 2000; Xu *et al.*, 2013) debido a que la CL es la característica más energética del golfo y domina todos los aspectos, directa o indirectamente dentro del Golfo de México, siendo una condición necesaria para la modelación del mismo. Una recopilación de todos los modelos a la fecha se puede encontrar en Oey *et al.* (2005). Otros trabajos como el de Oey (2008) han estudiado los remolinos profundos en el GM, el autor utiliza el modelo “The Princeton Regional Ocean Forecast System (PROFS)” para estudiar los remolinos profundos asociados a la Corriente de

Lazo, encontrando dos zonas de ciclogénesis asociadas: una al norte del Banco de Campeche y otra al oeste del talud continental de Florida.

Zavala-Hidalgo *et al.* (2003) utilizan el modelo “The Navy Coastal Ocean Model” (NCOM) el cual utiliza coordenadas híbridas que permiten usar una capa sigma cerca de superficie para evaluar la circulación en la plataforma costera, encuentran una corriente con dirección norte en el oeste del GM de mayo a agosto, esta corriente cambia de dirección de septiembre a marzo con velocidades de 0.70 m/s, y puede ser modificado por la presencia de remolinos que interactúan en esta zona (Zavala-Hidalgo *et al.*, 2003; Dubranna *et al.*, 2011). Además, Zavala-Hidalgo *et al.*, (2003) encuentran una zona de convergencia entre septiembre y marzo entre los 93° O y los 95.5° O asociado a la convergencia de la componente del esfuerzo del viento a lo largo de la costa debido a una combinación entre la concavidad del oeste del Golfo y la dirección del viento. Morey (2005), analizó las corrientes en la plataforma costera usando el modelo NCOM encontrando que estas están dominadas principalmente por el viento y que durante los eventos “Norte” hay un transporte de agua de menor salinidad hacia la Bahía de Campeche.

Modelos regionales para todo el Golfo de México reproducen la circulación ciclónica semipermanente del Golfo de Campeche, trabajos como el de Romanou y Chassignet (2004), quienes utilizaron el modelo “Miami Isopycnic Coordinate Ocean Model” (MICOM) obtuvieron tiempos de vida del remolino ciclónico de la Bahía de Campeche entre 2 y 6 meses.

Monreal-Gómez y Salas de León (1990), mediante un modelo hidrodinámico no lineal de gravedad reducida, encontraron la presencia de un remolino ciclónico que se extiende en toda la bahía, este presenta un movimiento hacia el oeste e incrementa sus velocidades de febrero a marzo, durante abril-mayo-junio el remolino desaparece y aparece una corriente en sentido este a oeste, para posteriormente, durante agosto-septiembre generarse nuevamente el remolino ciclónico y extenderse en toda la bahía. Los autores asocian el remolino a las variaciones del transporte a través del Canal de Yucatán correspondiendo el máximo en el transporte del mes de agosto al inicio de la formación del remolino.

Hasta hoy día se han reportado pocos trabajos de modelación enfocados específicamente en la Bahía de Campeche, la mayoría de ellos son para todo el Golfo de México con énfasis en la dinámica de la Corriente de Lazo y los remolinos anticiclónicos que de ella se desprenden. En la presente década, el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) ha generado observaciones a partir de boyas de deriva, dicha información ha sido comparada, por ejemplo en la tesis de Rodríguez-Outerele (2015) con una simulación de trayectoria de partículas inmersas en Mapas de Topografía Dinámica Absoluta (MADT) con un cobertura de  $0.33^\circ$  encontrando que la Bahía de Campeche es una región de retención.

Dados los antecedentes descritos, se considera importante implementar un modelo numérico en el Golfo de Campeche para comprender mejor su dinámica local, ya que actualmente a través del Consorcio de Investigadores del

Golfo de México se han generado nuevas observaciones que están contribuyendo al conocimiento oceanográfico de toda la región del Golfo de México, ejemplo de ello son las campañas oceanográficas XIXIMI, cabe señalar que dichas observaciones se pueden utilizar para validar los resultados generados por modelos numéricos.

### **1.2.3. Influencia del viento en la circulación superficial**

Los vientos en el Golfo de México tienen una fuerte variabilidad espacial y temporal con una marcada estacionalidad. El GM es afectado por intensos vientos ocasionados por ciclones tropicales que se presentan entre los meses de mayo a noviembre y por frentes fríos que tienen ocurrencia entre los meses de septiembre a mayo, los vientos no asociados a éstos fenómenos son débiles pero importantes para los procesos de surgencia, capa de mezcla, flujos en superficie, circulación en plataformas continentales y desarrollo de oleaje por viento (Zavala-Hidalgo *et al.*, 2014).

Las corrientes superficiales están fuertemente influenciadas por una señal estacional del viento sobre la plataforma costera (Dubranna *et al.*, 2011; Morey *et al.*, 2005; Zavala-Hidalgo *et al.*, 2003). Durante la primavera y verano el viento promedio tiene una fuerte componente este y este-sureste impulsando las corrientes hacia el norte desde la plataforma sur del Golfo de Campeche hasta la plataforma de Tamaulipas-Veracruz (TAVE). En otoño e invierno, la dirección cambia y el viento sopla hacia el sur y hacia el suroeste forzando una corriente hacia el sur del GC. Los vientos más intensos del norte están

asociados con la llegada de frentes fríos atmosféricos continentales que viajan desde el norte de los Estados Unidos, esta reversión provoca el aumento del nivel del agua costera que alcanza un pico anual en septiembre y octubre. En el oeste de la península de Yucatán el promedio de las corrientes es de norte a sur relacionado a los vientos dominantes, como resultado hay una convergencia de corrientes en el sur del Golfo de Campeche en otoño e invierno, lo que causa corrientes mar adentro (Dubranna *et al.*, 2011).

La circulación semipermanente al sur del Golfo de Campeche está relacionada con el esfuerzo del viento que es positivo al sur de los 23° N y negativo al norte de esta latitud, durante otoño e invierno los valores son más positivos en el oeste del GC (Vázquez De La Cerda *et al.*, 2005; de Velasco y Winant, 1996). Se cree que el ciclón es forzado por el esfuerzo del viento, ya que la estacionalidad de la circulación ciclónica consiste en una intensificación en invierno y un debilitamiento en verano (Vázquez De La Cerda *et al.*, 2005).

### **1.3. Planteamiento del problema**

Debido al interés económico del Golfo de Campeche dada su importancia pesquera y presencia de plataformas petroleras es primordial conocer la circulación superficial, subsuperficial y profunda presentes. En el Golfo de Campeche se han realizado expediciones oceanográficas, en regiones cercanas a la costa, algunas expediciones en mar profundo y recientemente (a partir de 2017) se iniciaron algunas mediciones con radares de alta frecuencia en algunas zonas costeras del GC. Debido a la falta de un muestreo continuo,

en este trabajo se plantea utilizar un modelo numérico para evaluar la variabilidad espacio-temporal del remolino ciclónico y de otras estructuras presentes en la región, en superficie y en fondo.

## **II. Objetivo general**

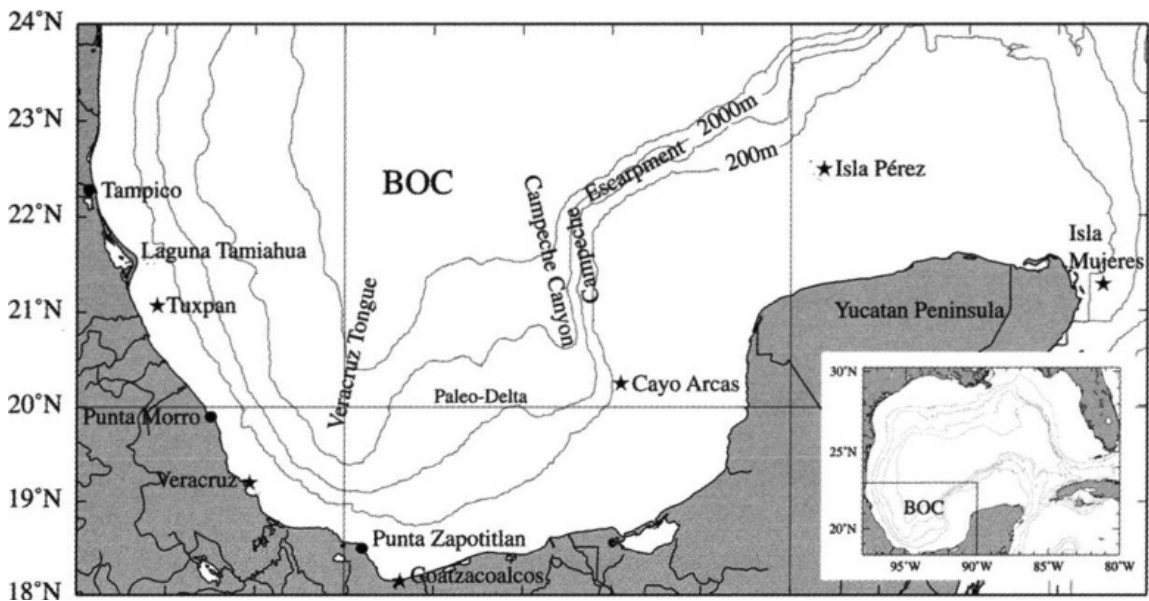
Caracterizar la variabilidad espacio-temporal de la circulación 3D en el Golfo de Campeche.

### **2.1. Objetivos particulares**

- Caracterizar la circulación superficial promedio en el Golfo de Campeche y su variabilidad espacial a lo largo del año.
- Estudiar la estructura vertical promedio del ciclón semipermanente del Golfo de Campeche y su variabilidad espacio-temporal.
- Analizar la variabilidad del ciclón de Campeche ante el paso de anticiclones provenientes de la Corriente de Lazo, así como el impacto de estos sobre la circulación al oeste de la plataforma de Campeche.

### III. Área de estudio

El Golfo de Campeche está situado en la región suroeste del Golfo de México entre los 18° 6' y los 21° 30' de latitud norte y los 90 ° 26' y los 97° 20' de longitud oeste (Figura 2) , limita al oeste, sur y este con la costa de México, y tiene una frontera abierta que se comunica con el GM a los 22 ° N. Cuenta con una plataforma continental que va hasta los 200 m y sus profundidades aumentan rápidamente hasta los 1000 m, alcanzando los 3000 m en el centro de la bahía, tiene una extensión aproximada de 750 km de este a oeste y de norte a sur cercana a los 350 km.



**Figura 2.** Ubicación del Golfo de Campeche (Vázquez De La Cerda *et al.*, 2005).

#### 3.1. Mareas

Las mareas en la región son diurnas con un punto anfdrómico  $M_2$  en el oeste de la península de Yucatán; cerca del puerto de Campeche las mareas

son mixtas, con un dominancia diurna y en el suroeste del GC las mareas son diurnas (Salas-de-León *et al.*, 2007).

### **3.2. Hidrografía**

Las condiciones físicas en el área del Golfo de Campeche están influenciadas por los patrones generales de circulación. La intrusión de agua oceánica en la plataforma, la descarga de los ríos durante la época seca, y las intensas tormentas de invierno crean un sistema dinámico que produce variaciones espaciales y temporales. El primer sistema prevalece durante la época seca, cuando las temperaturas en superficie alcanzan un máximo de 28.5 °C, y la capa de mezcla está a 50 m de profundidad. El segundo sistema ocurre en otoño y prevalece hasta el invierno, está fuertemente influenciado por las tormentas de invierno, donde el esfuerzo del viento crea una capa de mezcla que se hunde hasta los 100 m de profundidad. Una marcada termoclina estacional está presente cerca de los 22 m, cuya persistencia en el tiempo se acentúa aún más por el afloramiento de agua oceánica fría (22 °C y 36.5 psu) en el límite interior de la plataforma continental (Soto y Escobar-Briones, 1995).

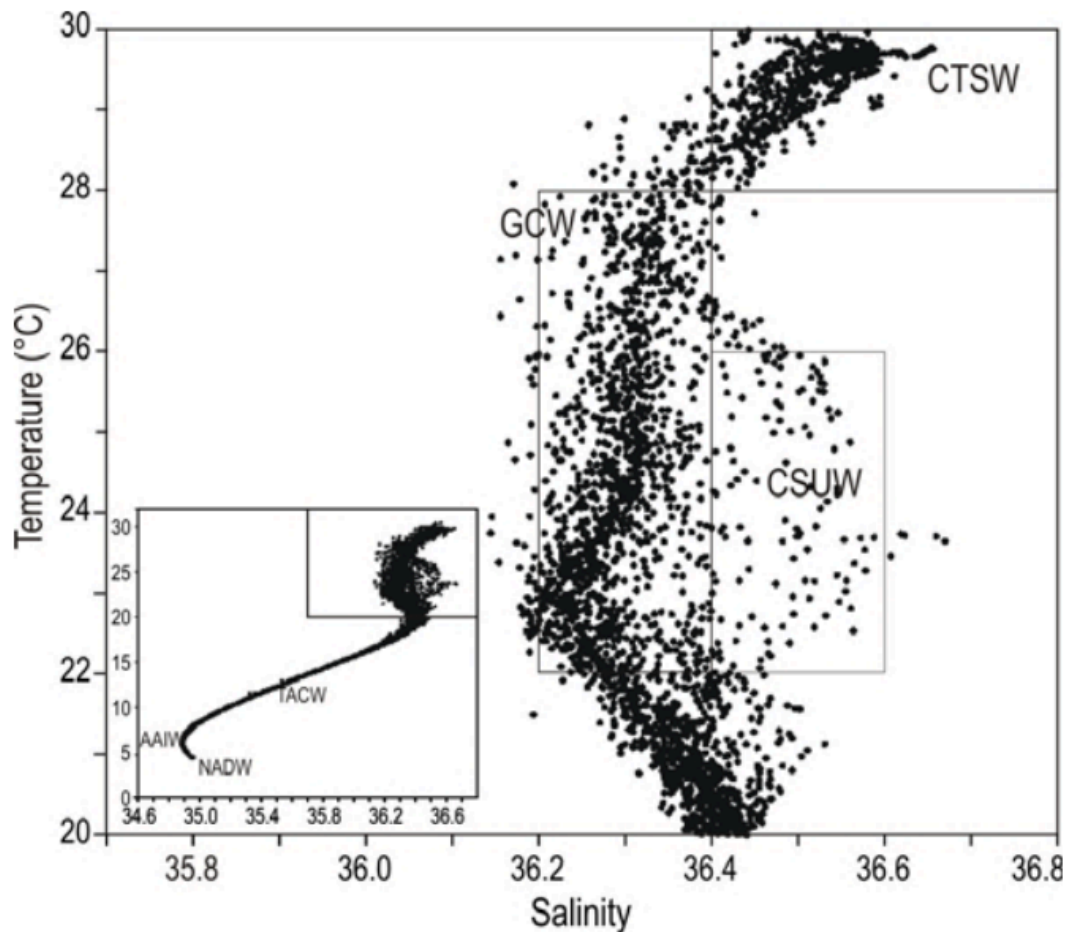
Los datos hidrográficos obtenidos por una campaña en agosto del 1999 muestran una temperatura superficial de ~29.5 °C, mientras que a los 120 m de profundidad las temperaturas fueron de 18.5 °C. La salinidad varía de 36.5 en superficie del mar a 36.4 a los 120 m de profundidad.

En el centro del Golfo de Campeche, cerca del Cañón de Campeche, por encima de los 120 m se encuentra Agua Tropical Superficial del Caribe (ATSC,

en inglés CTSW) modificada, se caracteriza por intervalos de temperatura de 28 a 30 °C, y salinidad de 36.4 a 36.8. A mayor profundidad se encuentra el Agua Subtropical Superficial del Caribe (AStSC, en inglés SStCW) modificada, con valores de temperatura y salinidad de 22 a 26°C y 36.4 a 36.6, respectivamente. En el diagrama T-S (Figura 3) se puede observar el Agua común del Golfo modificada (ACG, en inglés GCW), con salinidades entre 36.2 y 36.4, con un amplio intervalo de temperatura que va desde 22 hasta 28 °C, en zonas más profundas es posible identificar el Agua Intermedia del Antártida (AIAA, en inglés AAIW) y el Agua Profunda del Atlántico Norte (APAN, en inglés NADW) (Aldeco *et al.*, 2009).

### **3.3. Corrientes**

El Golfo de Campeche es una excepción a la circulación dominante en el Golfo de México, esta zona no está bajo los efectos directos de la Corriente de Lazo, aunque sí de los remolinos que de ella se separan. Presenta dos patrones de circulación que son relativamente independientes: uno es un remolino ciclónico que está presente la mayor parte del año y se asocia al esfuerzo del viento (Vázquez De La Cerda *et al.*, 2005), y otra es una circulación en la plataforma costera oeste en dirección norte durante primavera-verano, cambiando en dirección hacia el sur durante otoño – invierno, la cual converge con una circulación proveniente del norte de la península de Yucatán (Dubranna *et al.*, 2011; Morey *et al.*, 2005; Zavala-Hidalgo *et al.*, 2003).

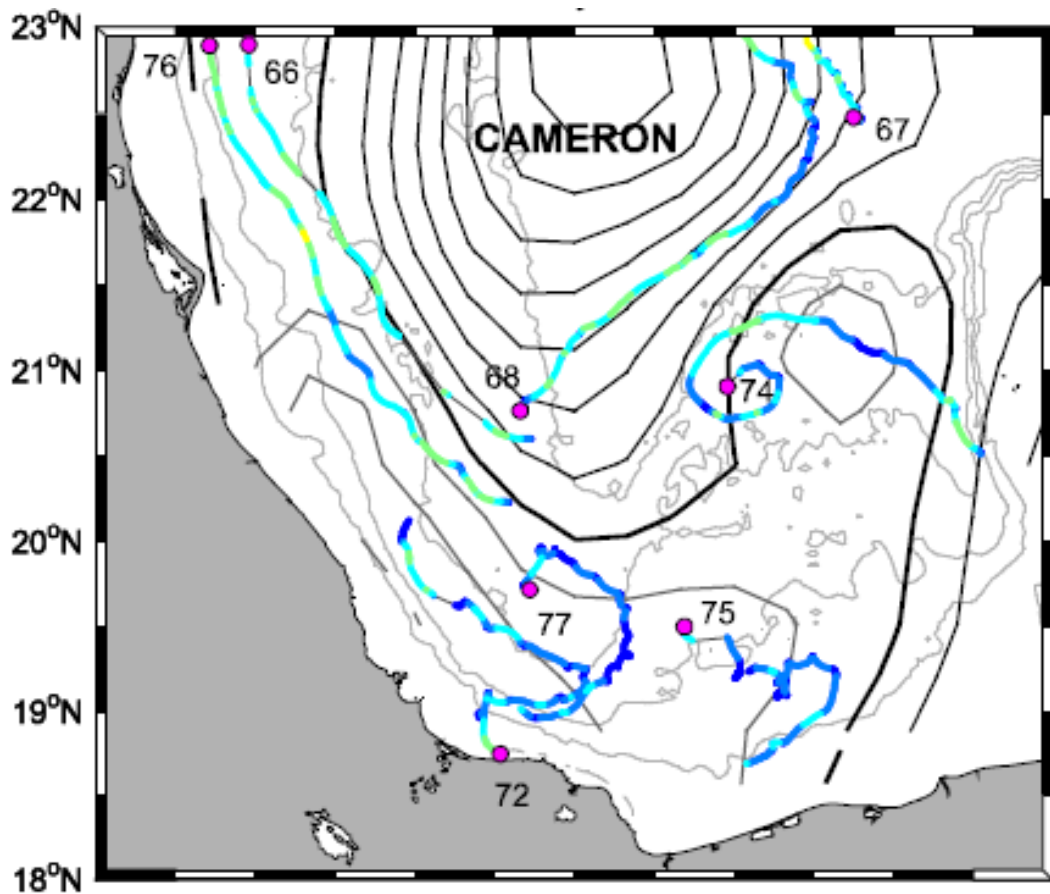


**Figura 3.** Masas de agua presentes en el Golfo de Campeche (Aldeco *et al.*, 2009).

Estudios recientes han evidenciado la importancia del control topográfico en la formación y permanencia del remolino ciclónico, así como la interacción con los remolinos de la Corriente de Lazo que interrumpen la circulación ciclónica en el Golfo de Campeche (Pérez-Brunius *et al.*, 2013) (ver Figura 4). En promedio, el patrón ciclónico de la circulación en el GC se extiende hasta el fondo (> 1000 m) decreciendo en magnitud con la profundidad, pero conservando la dirección del flujo en toda la columna de agua (Pérez-Brunius *et*

*al.*, 2013). Cuando un flujo cambia su magnitud en la vertical pero conserva su dirección en toda la columna de agua, se dice que se comporta como un flujo barotrópico equivalente (ver Killworth, 1992; Krupitsky *et al.*, 1996). En este caso los contornos geostróficos están determinados por  $f/F$ , donde  $F$  representa la profundidad equivalente que depende de la estructura vertical del flujo y de la topografía del fondo marino (ver Krupitsky *et al.*, 1996; LaCasce *et al.*, 2010). Estos flujos se comportan de manera análoga a un flujo barotrópico, con la diferencia de que los contornos geostróficos están dados por la profundidad equivalente y no directamente por la profundidad del fondo marino.

Pérez-Brunius *et al.*, (2013) hacen una propuesta para modelar el balance de vorticidad en el GC mediante un modelo para un flujo barotrópico equivalente como el utilizado por LaCasce *et al.*, (2010) y Ghaffari *et al.*, (2013). Pérez-Brunius *et al.*, (2013) muestran que debido a la topografía, en la cuenca oeste del GC los contornos geostróficos se cierran, generando una circulación ciclónica que se extiende por debajo de los 1000 m, que al ser influenciada por la topografía, queda restringida a contornos geostróficos de  $f/F$ , sugiriendo . que el ciclón de Campeche puede ser considerado como un flujo barotrópico equivalente que conserva vorticidad potencial (en ausencia de disipación y forzamiento), y que puede ser modelado como tal.



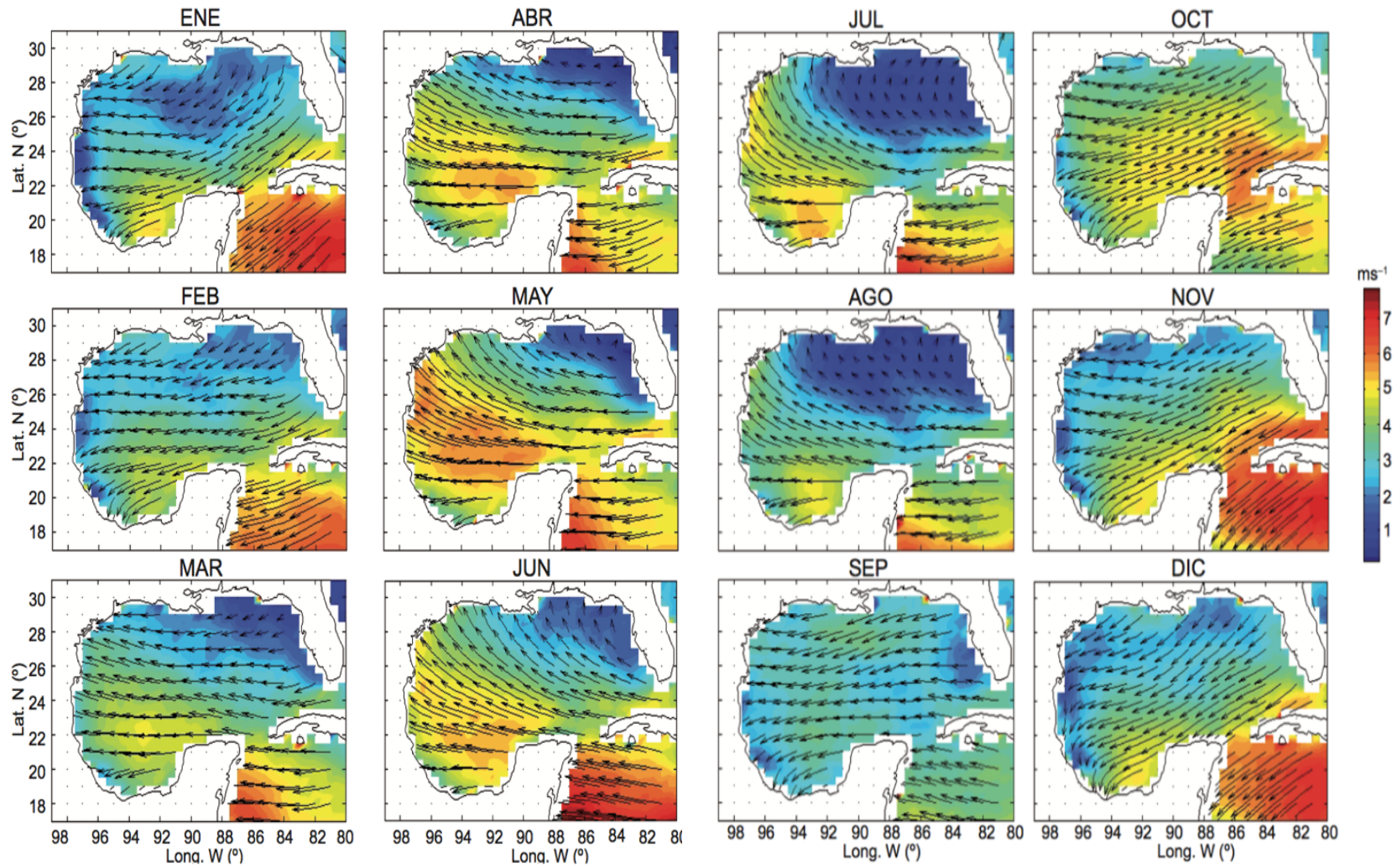
**Figura 4.** Interacción de un Remolino Anticiclónico proveniente de la Corriente de Lazo con la circulación ciclónica en la Bahía de Campeche, a partir de boyas en superficie (Pérez-Brunius *et al.*, 2013).

### 3.4. Patrón de vientos

Los vientos en el Golfo de México presentan una importante estacionalidad (Figura 5), son parte de los vientos alisios con una importante influencia “norte” proveniente del continente americano. Durante el verano, el viento presenta una componente sureste debida a la influencia del sistema de alta presión atmosférica semipermanente del Atlántico Norte sobre la región. Entre mayo y agosto, los vientos son más intensos en el oeste del Golfo de México y débiles en el noreste, este patrón es más evidente en julio. En

septiembre, el patrón de vientos cambia debido a los frentes fríos, estos asociados a un sistema de alta presión que proviene del noroeste de los Estados Unidos y alcanza el GM. Durante el otoño, la dirección media principalmente es del este, con una pequeña componente norte (Zavala-Hidalgo *et al.*, 2014).

En el Golfo de Campeche se desarrolla un intenso viento norte, principalmente en la costa oeste, favorecido por un efecto de bloqueo de montaña causado por la Sierra Madre Oriental que dirige el viento a través del Istmo de Tehuantepec donde la cadena montañosa tiene un paso de baja altitud, este patrón permanece hasta febrero, siendo más pronunciado en diciembre. El esfuerzo del viento es positivo (ciclónico) principalmente en el GC. Durante el otoño y el invierno, los valores positivos son mayores en el oeste de la Bahía de Campeche (Zavala-Hidalgo *et al.*, 2014).



**Figura 5.** Promedio mensual de viento en el Golfo de México, los vectores indican la dirección y la barra de colores intensidad (Zavala-Hidalgo *et al.*, 2014).

### **3.5. Nortes**

Los frentes fríos sobre el Golfo de México son comúnmente llamados Nortes, están relacionados a masas de aire frío y altas presiones que se originan en el noroeste de las Montañas Rocallosas (Rocky Mountains, zona de génesis), se mueven hacia el sureste y pueden alcanzar el sur del GM. Estos eventos producen precipitación mayor a los 200 mm/día a lo largo de la costa este del GM, vientos intensos entre 10 y 20 m/s, llegando a tener efecto durante 2 y 6 días (Pérez *et al.*, 2014).

Los "Nortes" tienen su temporada de ocurrencia en septiembre, pueden presentarse hasta la primavera, disminuyendo en número e intensidad en abril y mayo (Zavala-Hidalgo *et al.*, 2014).

## IV. Materiales y métodos

El modelo regional ROMS (“Regional Ocean Model System”) es un modelo tridimensional de circulación oceánica de nueva generación que realiza cálculos numéricos sobre una malla tipo C-Arakawa mediante coordenadas sigma se adaptan al fondo marino (terrain-following coordinates) y la línea de costa (Song and Haidvogel, 1994). El Modelo ROMS resuelve las ecuaciones de Navier-Stokes con promediado de Reynolds (RANS, Reynolds-Averaged Navier-Stokes equations) utilizando diferencias finitas. Usa la aproximación hidrostática y de Boussinesq en un marco de referencia de Tierra en rotación (Shchepetkin and McWilliams, 2005). Existe toda una comunidad científica en el planeta que utiliza el modelo y que ha validado los resultados numéricos del mismo, lo cual ha puesto de manifiesto que este está diseñado para resolver sistemas oceánicos regionales de manera confiable.

### 4.1. Ecuaciones del modelo

El modelo ROMS resuelve las ecuaciones primitivas en un sistema en rotación; en coordenadas cartesianas las ecuaciones en  $(x, y)$  se pueden escribir:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla u - fv = -\frac{\partial \phi}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial z} \left( \overline{u'w'} - v \frac{\partial u}{\partial z} \right) + F_u + D_u \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla v + fu = -\frac{\partial \phi}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial z} \left( \overline{v'w'} - v \frac{\partial v}{\partial z} \right) + F_v + D_v \quad (2)$$

dónde:

$\vec{v}$ , es el vector de la velocidad en sus tres componentes (x, y, z);

$u, v$ , son las componentes de la velocidad en dirección x, y;

$\varphi$ , es la presión dinámica,  $\varphi=P/\rho_o$ , donde P es la presión total;

$f$ , es el parámetro de Coriolis;

$\nu$ , es la viscosidad molecular;

$F_u, F_v$ , son términos de forzamiento;

$D_u, D_v$ , son los términos difusivos.

Las ecuaciones (1) y (2) expresan el balance de momentum en las direcciones x e y, respectivamente.

El modelo utiliza la aproximación de Boussinesq, por lo que las variaciones de densidad son despreciables en las ecuaciones de momentum, excepto en su contribución a la fuerza de flotabilidad en la ecuación de momentum en la vertical donde el gradiente de presión está en balance con la fuerza de flotabilidad:

$$\frac{\partial \varphi}{\partial z} = - \frac{\rho g}{\rho_o} \quad (3)$$

dónde:

$\varphi$ , es la presión dinámica,  $\varphi=P/\rho_o$

$g$ , es la aceleración de la gravedad.

$\rho$ , es la densidad;

$\rho_o$ , es la densidad de referencia; y

$\rho_o + \rho(x, y, z, t)$ , es la densidad total.

Con la ecuación de continuidad para un fluido incompresible:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (4)$$

La evolución temporal de trazadores pasivos, ROMS tiene 2 activados, salinidad y temperatura que se rigen por la ecuación advectiva-difusiva:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla C = -\frac{\partial}{\partial z} \left( \overline{C'w'} - v_{\theta} \frac{\partial C}{\partial z} \right) + F_C + D_C \quad (5)$$

dónde:

$C = (x, y, z, t)$ , es una cantidad escalar (trazador pasivo);

$v_{\theta}$ , coeficiente de difusión (temperatura / sal, según corresponda);

$F_C, D_C$ , representan el forzamiento y términos difusivos.

La ecuación de estado requerida es:

$$\rho = \rho(T, S, P) \quad (6)$$

El sistema de ecuaciones se cierra al parametrizar los esfuerzos de Reynolds y los flujos turbulentos (Large *et al.*, 1994). Los términos  $\overline{u'w'}$ ,  $\overline{v'w'}$  y  $\overline{C'w'}$  representan la fluctuación sobre la media:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial z} \left( v \frac{\partial u}{\partial z} \right) &= \nabla_h (K_{M_h} \cdot \nabla_h u) \\ \frac{\partial}{\partial z} \left( v \frac{\partial v}{\partial z} \right) &= \nabla_h (K_{M_h} \cdot \nabla_h v) \end{aligned} \quad (7a)$$

$$\frac{\partial}{\partial z} \left( v_{\theta} \frac{\partial C}{\partial z} \right) = \nabla_h (K_{C_h} \cdot \nabla_h C)$$

$$\overline{u'w'} = -K_{M_v} \frac{\partial u}{\partial z}; \quad \overline{v'w'} = -K_{M_v} \frac{\partial v}{\partial z}; \quad \overline{C'w'} = -K_{C_v} \frac{\partial C}{\partial z} \quad (7b)$$

$K_{M_h}$  ,  $K_{M_v}$  , son los coeficientes de viscosidad horizontal y vertical, respectivamente;

$K_{C_h}$  ,  $K_{C_v}$  , son los coeficientes de difusión del trazador pasivo (calor o sal), horizontal y vertical.

#### 4.1.1. Condiciones de frontera

En superficie se consideran los siguientes forzamientos: (1) Esfuerzo superficial de momentum; (2) Flujo de calor superficial; (3) Temperatura superficial del mar; (4) Salinidad superficial del mar; (5) Radiación solar onda corta; (6) Componente u y v-de momentum superficial; (7) Flujo de calor neto superficial; y (8) Flujo de agua dulce superficial (E-P).

Las condiciones de frontera en superficie se pueden escribir  $z = \zeta(x, y, t)$ :

$$K_{M_v} \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_s^x(x, y, t)$$

$$K_{M_v} \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_s^y(x, y, t)$$

$$K_{C_v} \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{Q_C}{\rho_0 C_p}$$

$$K_{S_v} \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{S(E-P)}{\rho_0}$$

$$w = \frac{d\zeta}{dt} \quad \Rightarrow \text{Condición cinemática en la superficie libre}$$

dónde:

$\zeta$ , representa la elevación de la superficie;

$T, S, E, P$ , son Temperatura, Salinidad, Evaporación y Precipitación;

$\tau_s^x, \tau_s^y$ , es el esfuerzo del viento en la superficie del océano;

$Q_c$ , es el flujo de calor a través de la superficie;

$C_p$ , es el coeficiente de calor específico.

En el fondo  $z = -h(x, y)$ :

$$K_{M_v} \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_b^x(x, y, t)$$

$$K_{M_v} \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_b^y(x, y, t)$$

$$K_{C_v} \frac{\partial c}{\partial z} = 0$$

$$-w + \vec{v} \cdot \nabla h = 0 \Rightarrow \text{Condición de impermeabilidad en el fondo}$$

dónde:

$\tau_b^x, \tau_b^y$ , representa la fricción en el fondo.

#### 4.1.2. Coordenadas "sigma"

Desde el punto de vista computacional es conveniente utilizar un sistema de coordenadas de verticales que esencialmente se adaptan al fondo variable:

$$z = -h(x, y)$$

La transformación vertical de coordenadas es la siguiente:

$$z(x, y, \sigma) = S(x, y, \sigma) + \zeta(x, y, t) \left[ 1 + \frac{S(x, y, \sigma)}{h(x, y)} \right] \quad (8)$$

$$S(x, y, \sigma) = h_c \sigma + [h(x, y) - h_c] C(\sigma) \quad (9)$$

dónde:

$S(x, y, \sigma)$ , es una transformación vertical lineal;

$\zeta(x, y, t)$ , es la superficie libre variable en el tiempo;

$h(x, y)$ , es el grosor de la columna de agua no perturbada;  
 $z = -h(x, y)$ , corresponde al fondo oceánico;  
 $\sigma$ , coordenada de estiramiento vertical fraccional, con valores:  $-1 \leq \sigma \leq 0$ ;  
 $C(\sigma)$ , es una función de estiramiento vertical, monótona, no dimensional, varía desde  $-1 \leq C(\sigma) \leq 0$ ;  
 $h_c$ , espesor positivo que controla el estiramiento.

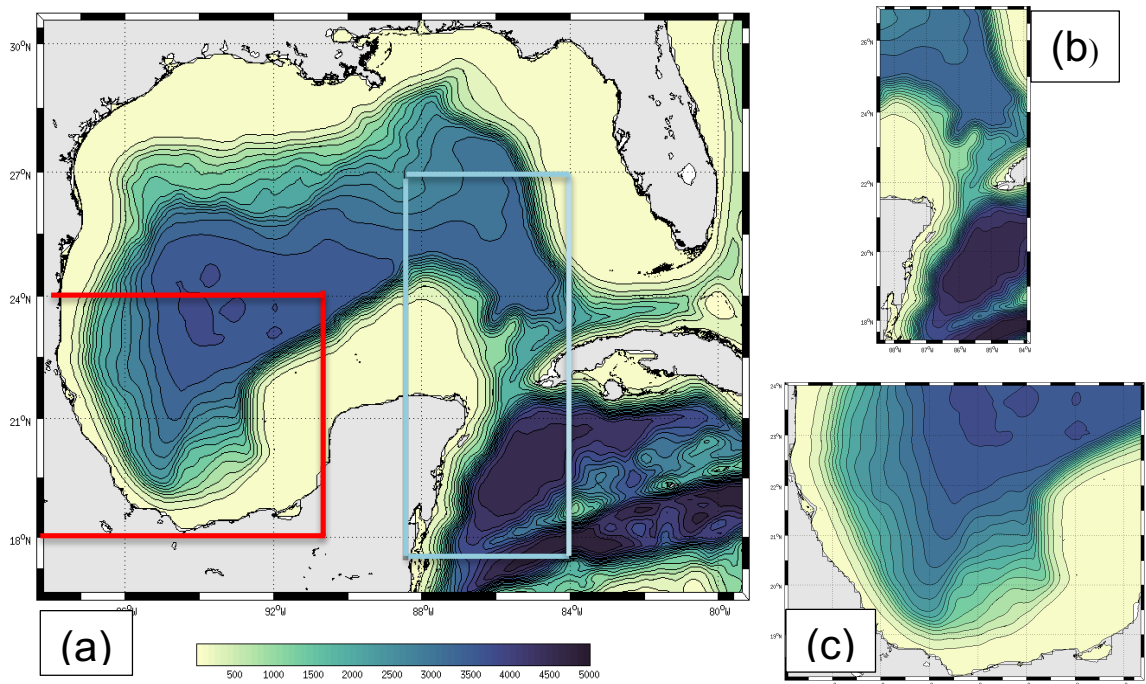
Las coordenadas  $\sigma$  se han usado durante mucho tiempo con ligeras modificaciones apropiadas tanto en meteorología como en oceanografía (Hedström, 2009). Las coordenadas  $\sigma$  pueden incrementar la resolución en áreas de interés, tales como, cerca de la termoclina y en el fondo.

#### **4.2. Configuración de la simulación numérica**

En el presente trabajo se implementó el modelo ROMS-Agrif3.1 (Debreu *et al.*, 2012) en una malla gruesa con resolución horizontal de  $1/9^\circ$  (11 km) que cubre todo el Golfo de México ( $98.5^\circ - 79^\circ$  O;  $16.3^\circ - 30.8^\circ$  N) y dos mallas finas (Figura 6), una en la región de la Corriente de Lazo ( $88.57^\circ - 83.76^\circ$  W;  $17.29^\circ - 26.99^\circ$  N) y otra en la Bahía de Campeche ( $98^\circ - 90.54^\circ$  W;  $18^\circ - 24.1^\circ$  N) con resolución aproximada de  $1/27^\circ$  (4 km). En la vertical se definieron 48 niveles distribuidos para obtener resolución tanto en superficie como en el fondo. La batimetría se generó a partir de la base de datos General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO-SRTM30s, “The Shuttle Radar Topography Mission, 30 segundos de resolución espacial”; <http://gebco.net>), suavizando con rMAX de 0.35, donde rMAX se define como una relación de diferencia máxima entre las

profundidades de celdas de la cuadrícula adyacente y la profundidad media en ese punto (Penven *et al.*, 2008), este procedimiento disminuye errores en el gradiente de presión a valores insignificantes. Las condiciones iniciales y forzamiento climatológico en las fronteras abiertas (FA) se obtuvieron especificando los campos de temperatura y salinidad (CARS2009, CSIRO Atlas of Regional Seas).

Las velocidades geostróficas en las FA se calcularon con un nivel de no movimiento de 500 m con restricción de conservación de masa. En la superficie del mar, se utilizaron promedios mensuales de la temperatura superficial del océano (SST), flujos de calor y el estrés del viento a partir de Pathfinder, COADS05 (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set; <http://www.romsagrif.org/index.php/download/datasets>) y QuikSCAT (producto de SCOW "The Scatterometer Climatology of Ocean Winds"), respectivamente, tanto para la malla gruesa o principal como para las finas o secundarias. Los valores faltantes en la malla del modelo fueron interpolados / extrapolados por análisis objetivo. Las condiciones de frontera abierta para las mallas secundarias se tomaron de la malla principal con interacción bidireccional (2-way nesting).



**Figura 6.** (a) Dominio total de la simulación (izquierda); (b) Regiones de anidamiento (derecha), en el dominio de la Corriente de Yucatán-Corriente de Lazo y en la zona del Golfo de Campeche. En color se muestra la batimetría en metros.

La simulación numérica tuvo una duración de 20 años, los primeros 6 años fueron para la estabilidad del modelo (fase “spin up”) y para el análisis de los resultados se utilizaron las salidas del periodo 7-16 años.

Las variables para evaluar las perturbaciones en el giro de Campeche serán los campos de velocidad ( $u,v$ ) y anomalía del nivel del mar (SSH).

#### 4.2.1. Bases de datos observacionales

**GEBCO:** The General Bathymetric Chart of the Ocean es una malla con resolución de 30 arco-segundos de grado, es generada por una combinación de diferentes datos batimétricos obtenidos a partir de sondeos en expediciones, estos datos son interpolados siguiendo datos de gravedad de satélite, con lo

cual se obtiene una malla continua para mar y tierra, esta incluye la compilación de las batimetrías regionales más recientes y sondeos de embarcaciones también recientes.

**COADS\_05:** Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set es un conjunto de datos meteorológicos oceánicos y de superficie del mar formado por muchas fuentes de datos que contienen mediciones y observaciones visuales de buques, boyas ancladas y de deriva, estaciones costeras y otras plataformas oceánicas marinas y cercanas a la superficie. Las variables que incluye son: temperatura del aire, temperatura de superficie del mar, viento, presión, humedad y nubosidad. Estos datos están homogenizados en una malla  $2 \times 2^\circ$  y contienen promedios mensuales desde 1945 hasta 1989 (da Silva *et al.*, 1994).

**SCOW:** The Scatterometer Climatology of Ocean Winds (SCOW) es una climatología de campos de viento oceánico basado en 122 meses, de septiembre de 1999 a octubre de 2009 de datos del escaterómetro QuikSCAT, con resolución espacial de  $0.25^\circ$ .

**CARS09** (CSIRO Atlas of Regional Seas): Es una climatología que comprende campos de propiedades oceánicas medias durante el período de medición moderna del océano y ciclos estacionales promedio para ese período. Dado que la disponibilidad de datos ha aumentado en los últimos años, los valores medios de CARS están sesgados hacia el estado oceánico reciente. CARS2009 cubre los océanos globales a una resolución horizontal de  $1/2^\circ$ , y se basaron en World Ocean Database 2005 (WOD05) [Actualización de julio de

2008], archivos globales de Argo corregidos por presión superficial hasta mayo de 2009, Programa Hidrográfico Mundial WOCE (v3.0), y muchos otros conjuntos de datos disponibles hasta 2008 (<http://www.cmar.csiro.au/cars>).

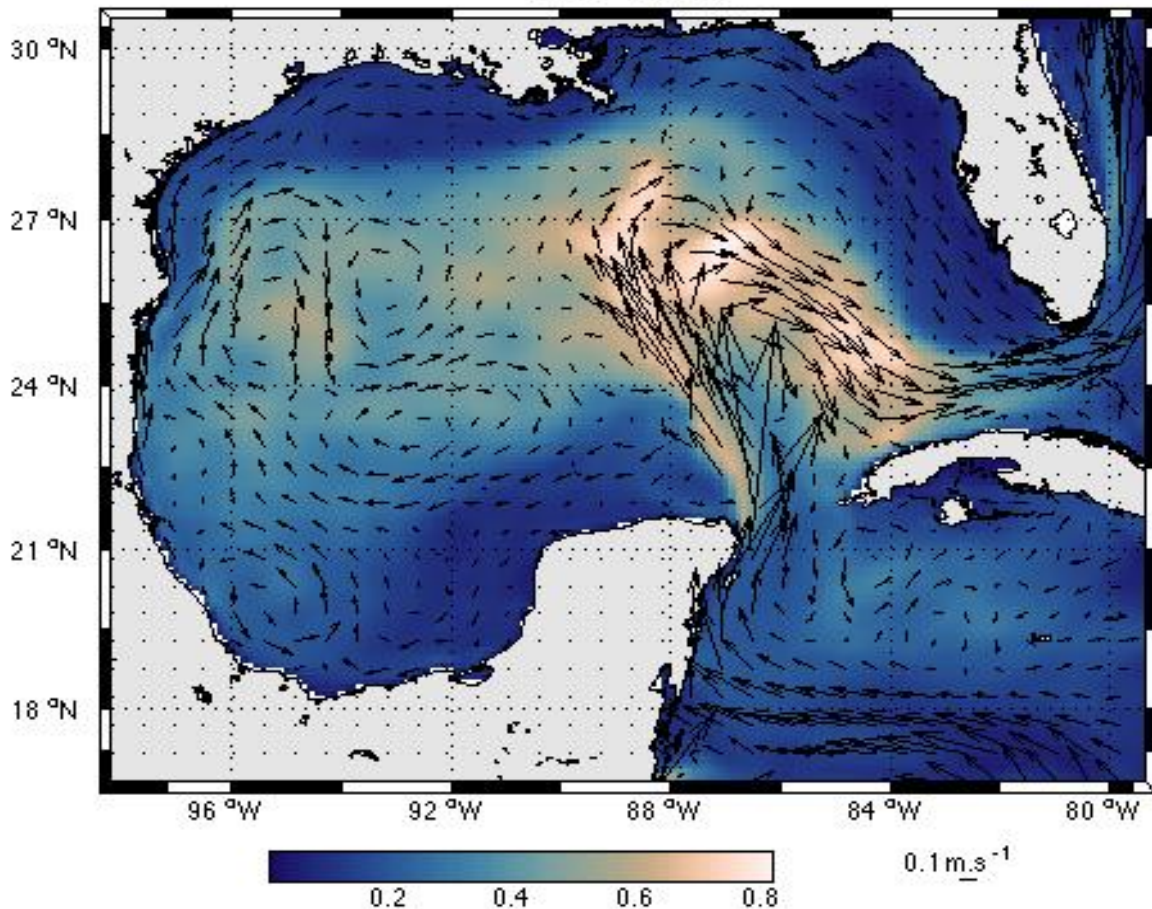
**WOA18** (World Ocean Atlas 2018): En su versión más reciente, son datos provenientes del National Oceanographic Data Center (NODC) y calculan valores mensuales de diversos campos usando datos puntuales obtenidos durante varios años (<https://www.nodc.noaa.gov/OC5/woa18>). Se utilizaron los campos de Temperatura y Salinidad para comparar con los obtenidos con la modelación de ROMS.

**AVISO** (Monthly Mean Maps of Sea Level Anomalies **MSLA**): Productos de altimetría, desde enero de 1993 hasta la última fecha de tiempo diferido (2018). Corresponde a mapas semanales de anomalías del nivel del mar en tiempo diferido, con un promedio mensual a partir de enero de 1993 (<https://www.aviso.altimetry.fr/>). Se utilizaron los datos mensuales para comprar con la elevación de la superficie obtenida por ROMS.

## V. Resultados

En este capítulo se presentan los resultados de una simulación numérica realizada con forzamiento climatológico, con ello se pretende analizar la capacidad del modelo para reproducir los campos medios de circulación, las variaciones mensuales y estacionales, estructuras promedio típicas, así como la variabilidad espacio-temporal, producidas por la combinación de los forzamientos climatológicos y el efecto de la no linealidad en el sistema. Por tal motivo, no se presentan comparaciones puntuales en tiempo y/o espacio entre modelo y observaciones.

En promedio, en el dominio principal, las simulaciones numéricas reproducen, cuantitativa y cualitativamente en superficie: (i) la circulación en el Golfo de México dominada por la presencia de la Corriente de Lazo (CL); (ii) la intrusión y extensión de LC hacia el norte; (iii) el desprendimiento de remolinos de la CL; (iv) la propagación hacia el oeste de los anticiclones de la corriente de lazo (ACLs); y (v) la circulación ciclónica semipermanente en el Golfo de Campeche (Figura 7). En la figura se observa la alta variabilidad dominante en la región de la LC, así como en la zona profunda del golfo. Asumiendo que la simulación en la malla principal es correcta, el presente estudio se centrará en la circulación generada dentro de la malla anidada localizada en la parte sureste del golfo, conocida como Golfo de Campeche (GC).



**Figura 7.** En color, la desviación estándar del campo de velocidad en superficie. Los vectores representan el promedio anual de la velocidad en superficie. La figura muestra: (i) la circulación en el Golfo de México dominada por la presencia de la Corriente de Lazo (CL); (ii) la intrusión y extensión de LC; (iii) el desprendimiento remolinos de la CL; (iv) la propagación hacia el oeste de los anticiclones de la corriente de lazo.

### 5.1. Validación de las salidas ROMS

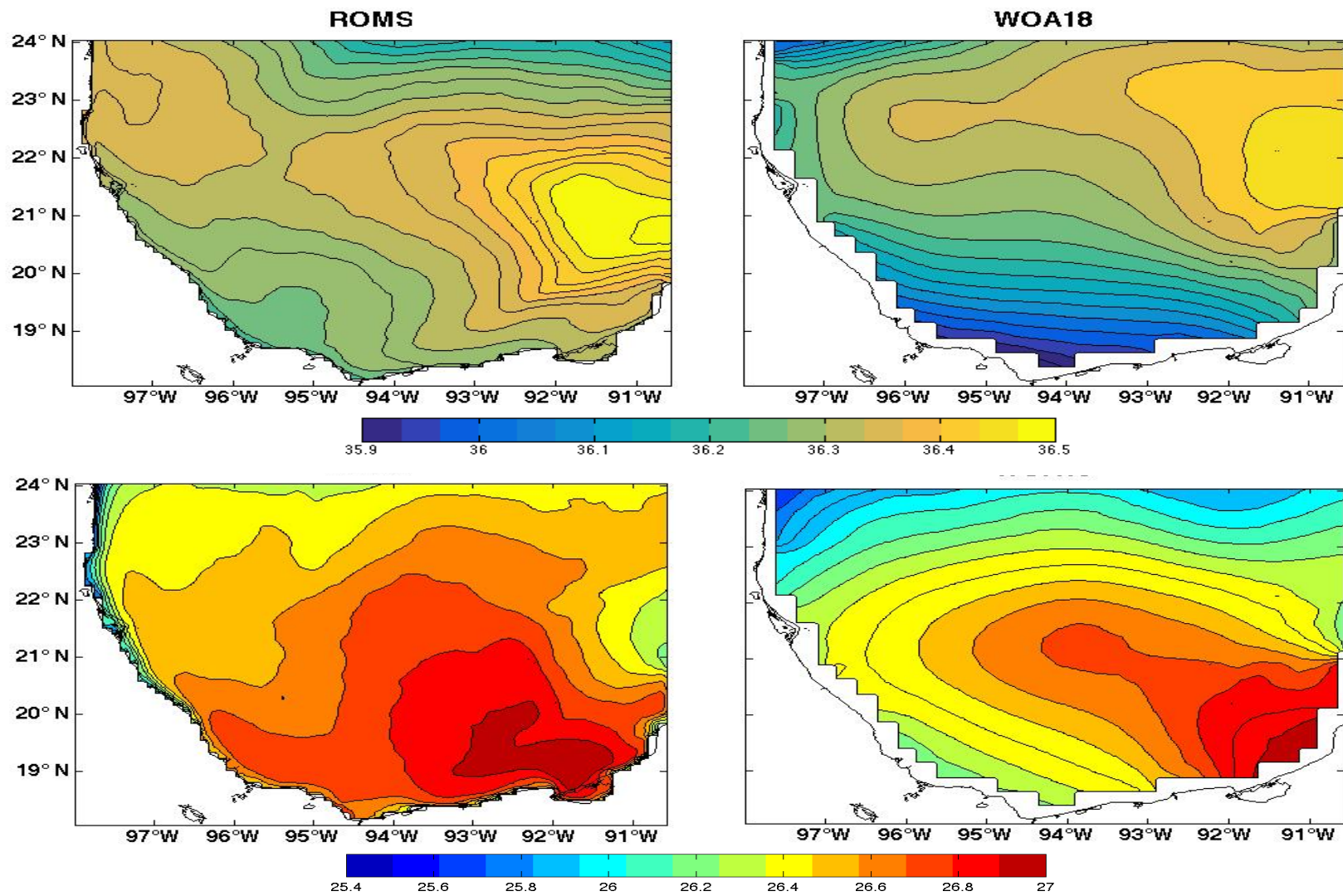
En esta sección se realizaron comparaciones de las salidas de 10 años de modelación de ROMS con datos mensuales de temperatura y salinidad de la climatología de WOA18. Además, se eligió un punto donde se comparan los

perfiles de salinidad y temperatura de ROMS con hidrografía de WOA, y las condiciones iniciales de la simulación provenientes de CARS09.

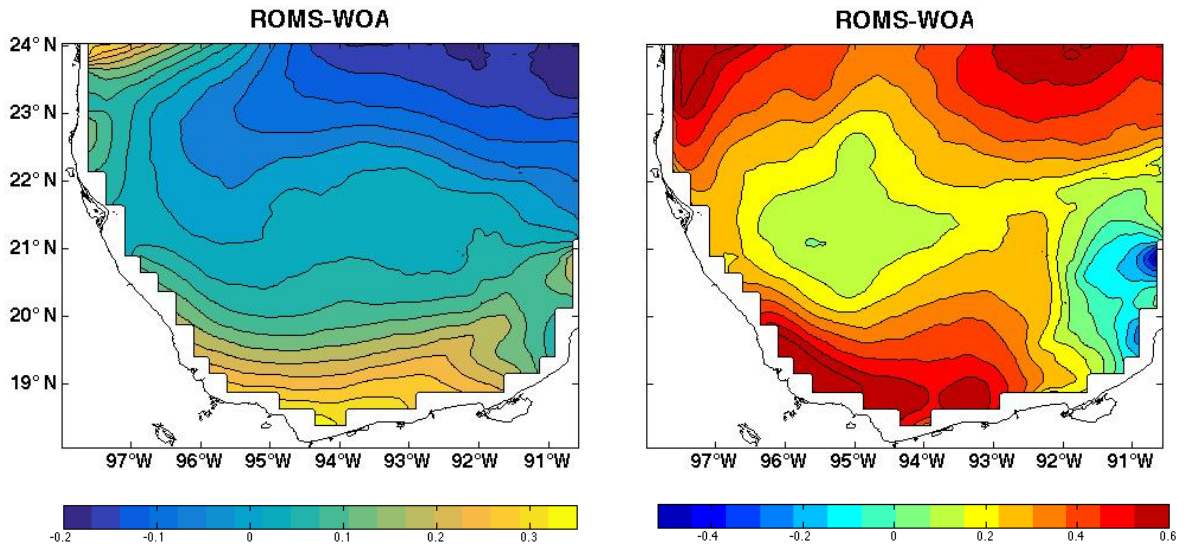
#### **5.1.1. Comparación de simulaciones ROMS con climatologías hidrográficas**

En la Figura 8 se presentan los promedios anuales superficiales de temperatura y salinidad de ROMS (10 años de simulación numérica posteriores a la fase de “spin up”) y WOA18. Es posible apreciar que las temperaturas y las salinidades presentan un patrón en el cual el este de la bahía es más salado y más caliente. En ambos promedios las dos variables disminuyen hacia el oeste. El sur de la bahía es más salado y caliente en ROMS, mientras que en el norte de la bahía WOA18 presenta mayor salinidad. En el promedio ROMS se pueden observar temperaturas más altas con respecto a WOA18 ubicadas en el sur y norte de la bahía, mientras que al este la temperatura superficial en ROMS llega a ser 0.3 °C menor en comparación con WOA18. Para poder apreciar y cuantificar las diferencias entre ambos productos se presenta los mapas de las diferencias de los campos de ROMS-WOA18 (Figura 9).

Las diferencias de salinidad (Figura 9a) son positivas en las zonas sur y noroeste de la bahía, con valores de hasta de 0.3 PSU en la zona sur más cercana a la costa, los valores positivos (tonos verde-amarillo) nos indica que el promedio de ROMS es más salino. En el noreste de la bahía se presentan valores más negativos (color azul), con un mínimo de -0.2 que nos indica que la climatología en esa zona es más salina evidenciando la presencia de aguas provenientes del Mar Caribe.



**Figura 8.** Promedio anual de salinidad para: ROMS (panel superior izquierdo); WOA18 (panel superior derecho). Promedio anual de temperatura: ROMS (panel inferior izquierdo); WOA18 (panel inferior derecho).



**Figura 9.** Diferencias de promedio anual ROMS-WOA18 para los campos de salinidad (PSU, panel izquierda) y temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ , panel derecha), respectivamente.

Las diferencias más notorias de temperatura se observan en la zona suroeste, noreste y noroeste de la bahía, con valores positivos que van desde los  $0.4^{\circ}\text{C}$  hasta los  $0.6^{\circ}\text{C}$ , estos valores corresponden a las zonas más cálidas en ROMS, mientras que los valores negativos llegan hasta  $0.4^{\circ}\text{C}$  y se presentan principalmente en el oeste de la bahía, es decir, la climatología WOA18 es más cálida en esta zona del dominio estudiado.

### 5.1.2. Diferencias mensuales

Para observar cómo se comportaban los campos de T y S a lo largo del año se presentan las diferencias de promedios mensuales a diferentes profundidades, entre la simulación con ROMS y a climatología WOA18. Estos

resultados se muestran de la Figura 10-17. Las diferencias de temperatura en la superficie (Figura 10) presentan la mayor parte de los meses un valor positivo, lo que evidencia la mayor temperatura de ROMS, sobre todo en los límites de la bahía, se presentan valores positivos en el norte de la bahía entre los 1-1.5 °C, probablemente debido a que la modelación con ROMS es climatológica, presentando con ello, una sobreestimación en el arribo de remolinos anticiclónicos provenientes de la Corriente de Lazo que traen consigo aguas más cálidas del este del GM y del Mar Caribe hacia el GC. Otro aspecto importante a resaltar es que en el centro de la bahía se presentan valores negativos en los meses de marzo, septiembre y noviembre siendo mínimo en diciembre (-1 °C) este comportamiento puede interpretarse como la permanencia del remolino ciclónico en ROMS que transporta aguas subsuperficiales más frescas a superficie.

En cuanto a las diferencias de salinidad en superficie (Figura 11) se observa, en todos los meses, una persistencia de valores negativos, excepto en la zona sur, donde son positivas cercanas a la costa (0.5-1 PSU), esta distribución espacio-temporal de isopicnas en superficie se atribuya a las descargas de ríos, las cuales no están incluidas en la configuración de ROMS utilizada en el presente estudio, de ahí que los resultados numéricos presenten valores más altos de salinidad en la zona sur del GC. Los valores negativos en el norte y noreste de la bahía, representen la alta salinidad que tiene los datos de WOA18 en superficie y están relacionados con la advección de agua procedente del Mar Caribe a través de los remolinos de la CL.

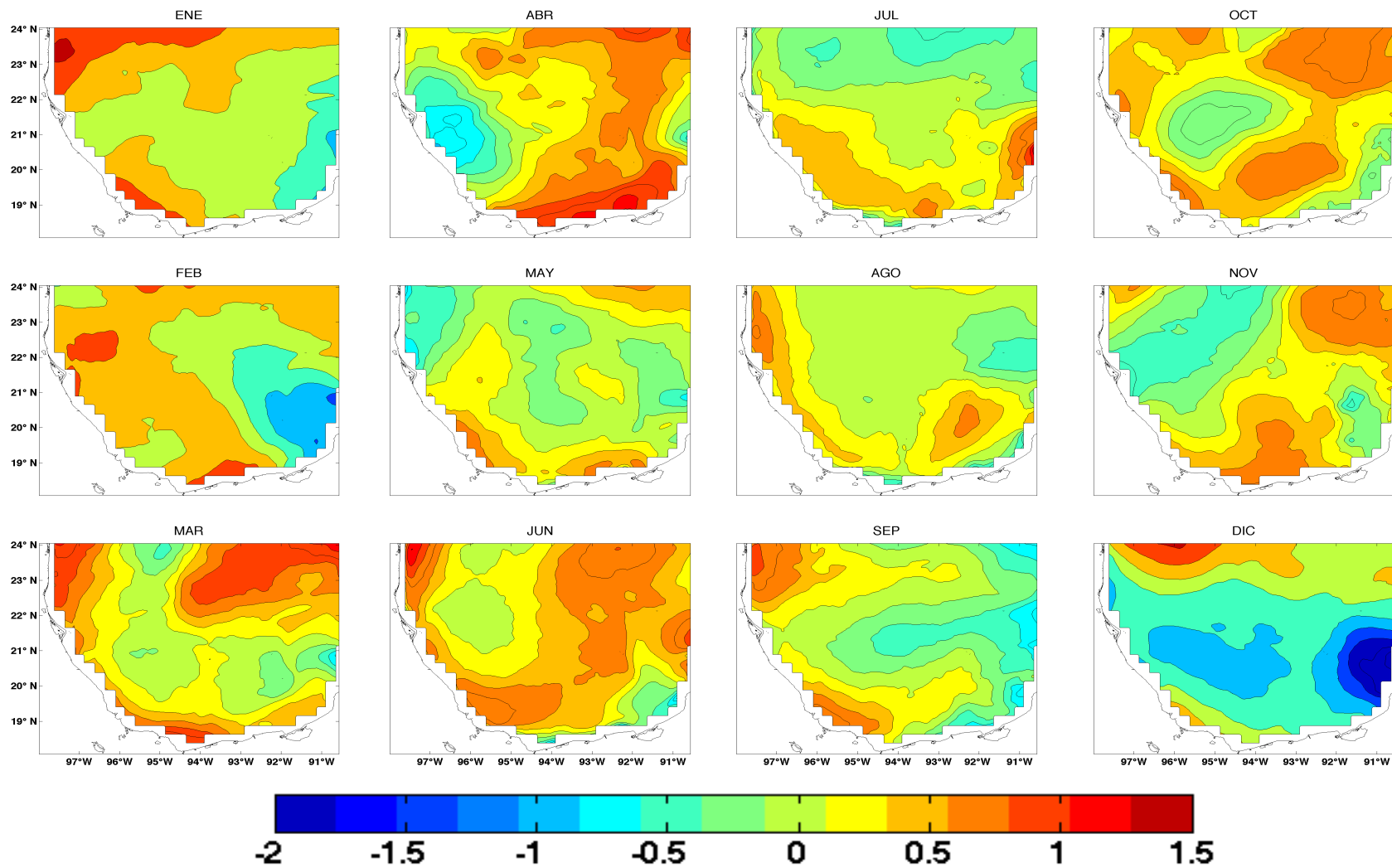


Figura 10. Diferencias de promedio mensual de temperatura ROMS-WOA18 en superficie (en °C).

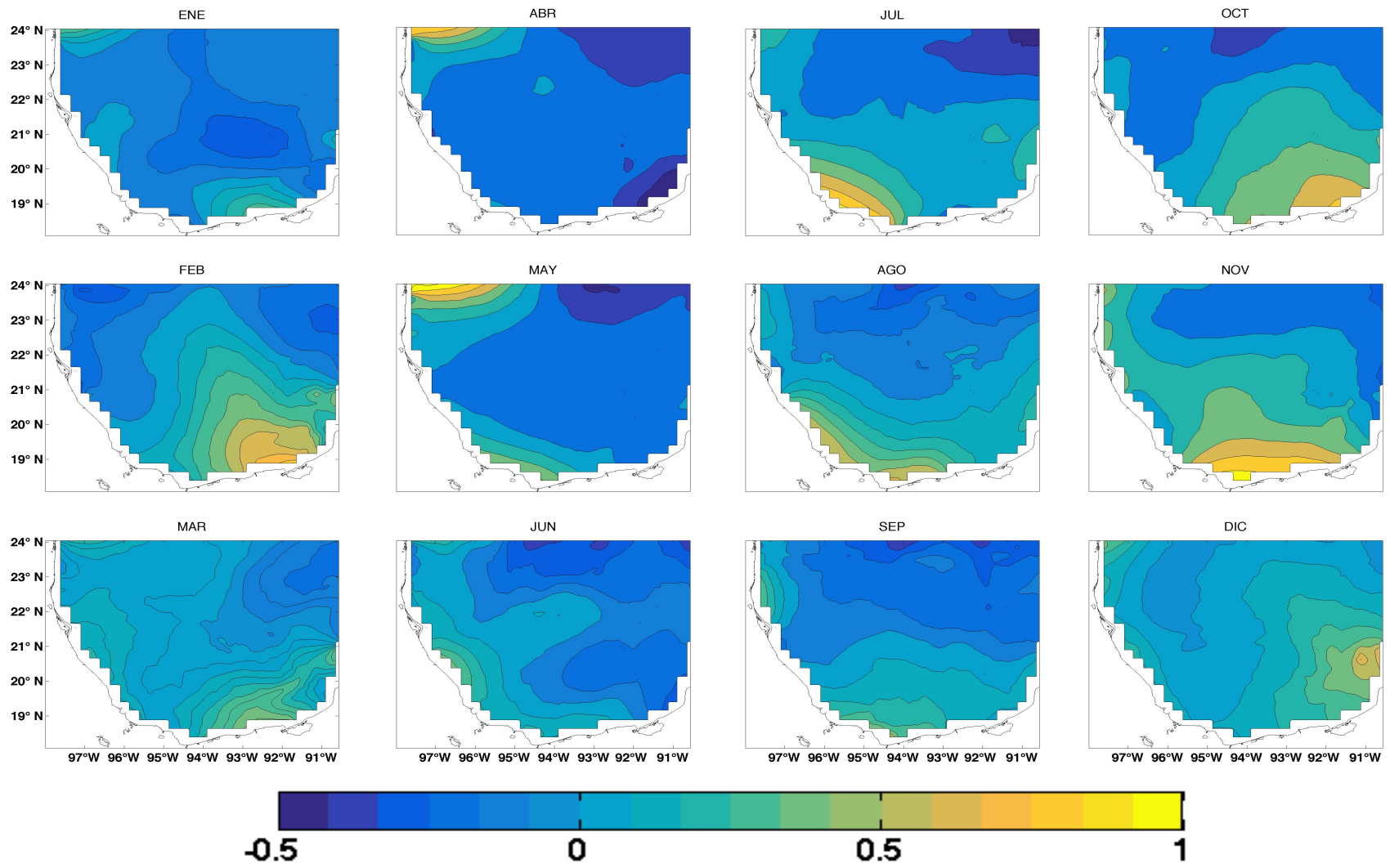
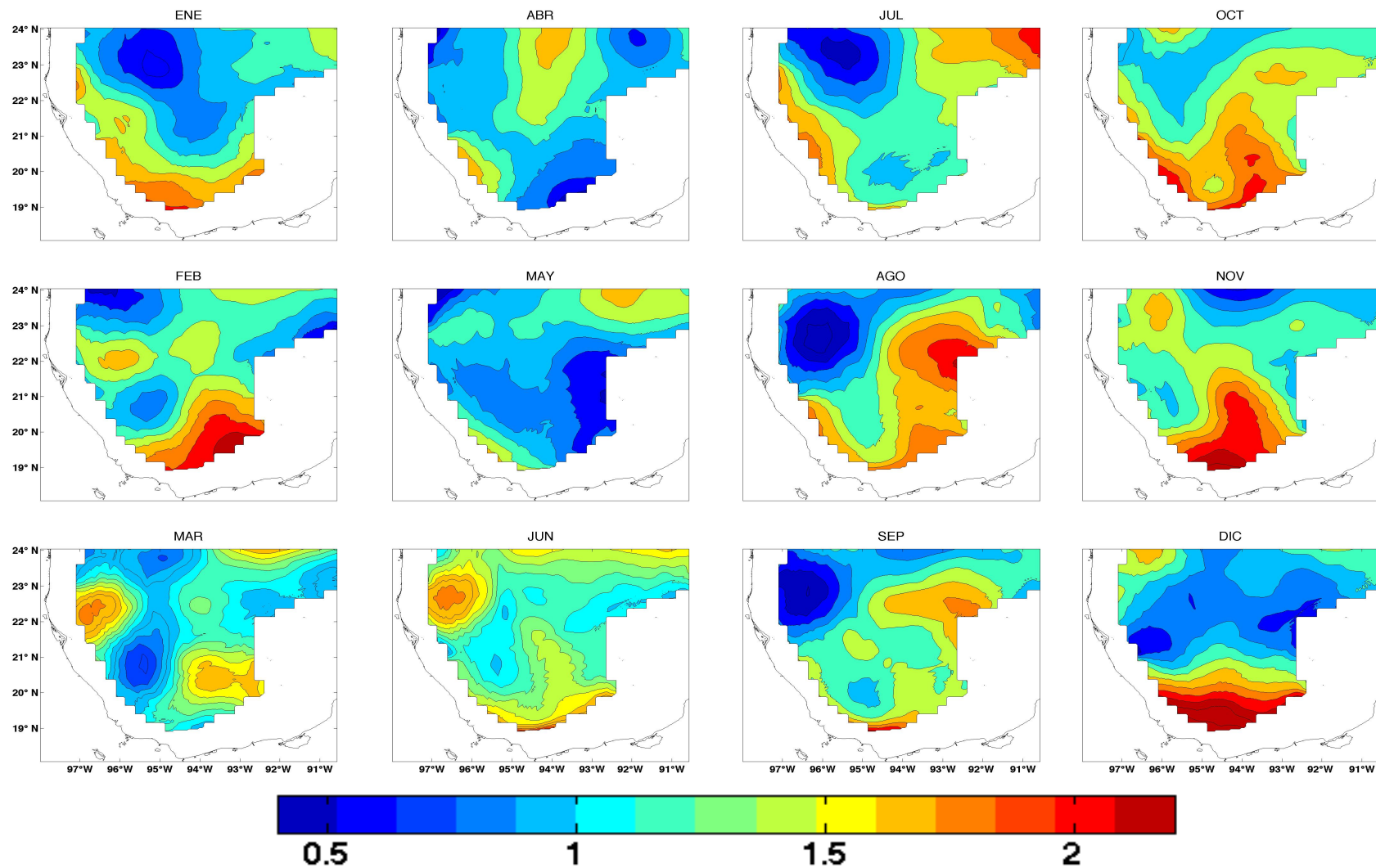


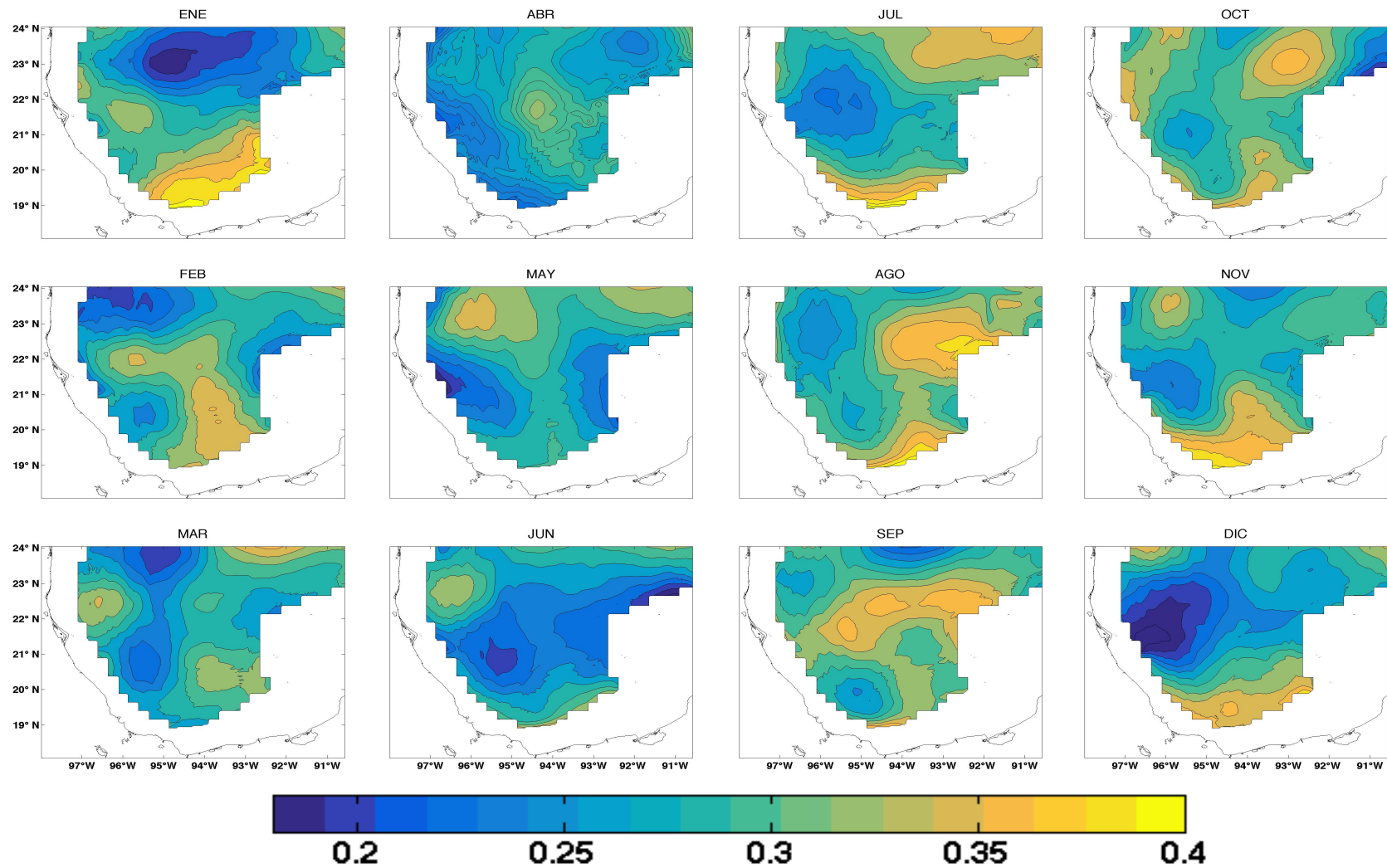
Figura 11. Diferencias de promedio mensual de salinidad ROMS-WOA18 en superficie (en PSU).

En la Figura 12, se muestran las diferencias de temperatura de promedios mensuales a 500m de profundidad. Todos los valores son positivos, y tienden a ser máximos en la zona sur (con un máximo de 2.2 °C, en el mes de diciembre), lo que nos indica valores más altos de temperatura en ROMS. Además, es posible apreciar diferencias en formas circulares (evidencia de remolinos) sobre todo con diferencias menores (colores azules) en el oeste de la bahía, aparentemente debido a la presencia de los remolinos ciclónicos en la simulación numérica de ROMS. Las diferencias mayores en el noreste, durante los meses de julio, agosto y septiembre están asociadas al transporte hacia el oeste de los remolinos anticiclónicos (generados y desprendidos de la Corriente de Lazo) que llegan a esa zona.

Las diferencias de salinidad en los promedios mensuales a los 500 m (Figura 13), también exhiben valores positivos en toda la bahía. Las menores diferencias (0.2 PSU) se encuentran en los meses de invierno (en el Noroeste) y primavera (oeste), algunos valores altos se presentan en el noreste (0.35-33 PSU) en los meses de verano, mientras que en otoño, los valores mayores dominan en la parte más al sur de la bahía (hasta 0.4 en el sur).



**Figura 12.** Diferencias de promedio mensual de temperatura (°C) ROMS-WOA18 a 500 m de profundidad.



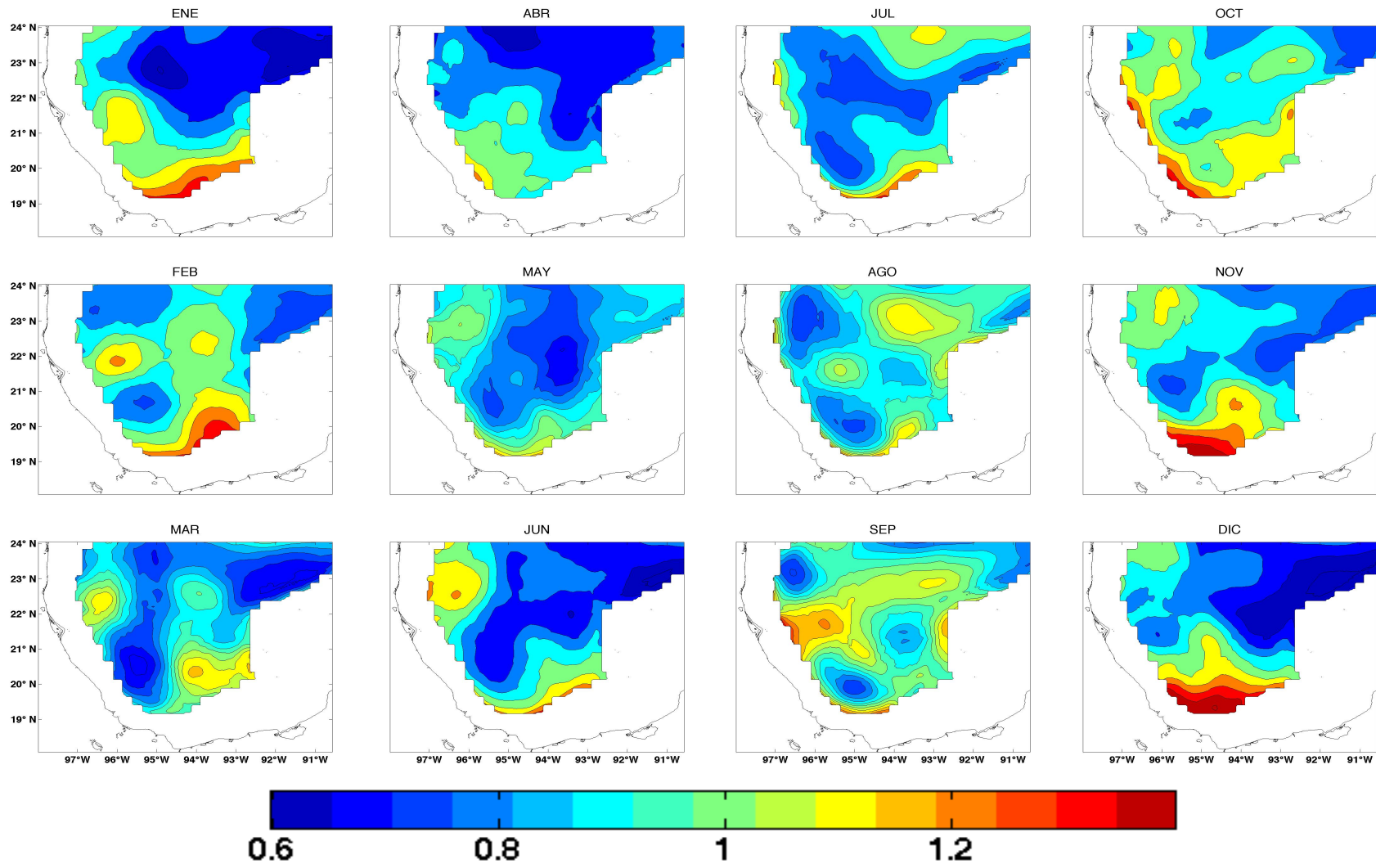
**Figura 13.** Diferencias de promedio mensual de salinidad (PSU) ROMS-WOA18 a 500 m de profundidad.

A 900 m de profundidad (Figura 14) es posible apreciar que las diferencias entre la simulación numérica y la climatología WOA de los campos mensuales de temperatura, exhiben siempre valores positivos, dominando en toda la bahía con valores entre 0.6 y 1.0 °C, los máximos se observan en el límite sur y suroeste (1.2-1.4 °C) del GC.

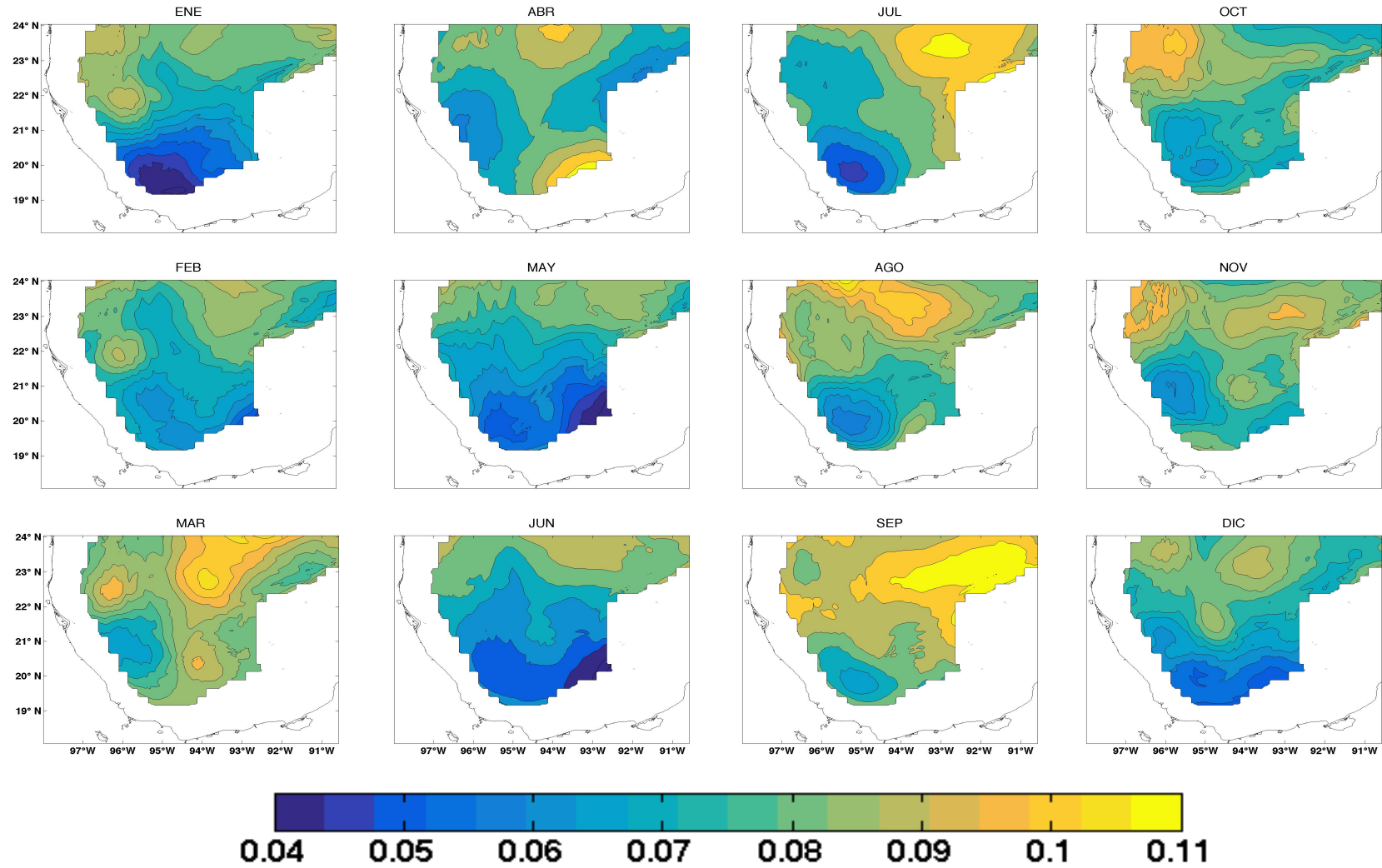
En cuanto a diferencias de salinidad, a 900 m de profundidad (Figura 15) también se observan solo valores positivos, lo que nos habla de que la salinidad es mayor en ROMS, encontrando en los meses de otoño, invierno y primavera valores bajos en el norte y en el centro de la bahía (entre 0.6 - 1.0 PSU), obsérvese que estas diferencias tienden a seguir formas elipsoidales. Las diferencias más positivas se localizan en el sur, cerca de la costa, durante otoño (entre 1.1 - 1.3 PSU) y parte del invierno.

Las diferencias de temperatura entre ROMS y WOA18 a la profundidad de 1500 m se muestran en la Figura 16, estas presentan valores negativos de hasta -0.1 °C sobre todo en el centro-suroeste de la bahía y en el este, siguiendo la isobata, lo que nos dice que en estas zonas y a esta profundidad, la climatología WOA18 tiene una mayor temperatura. Los valores más altos se encuentran en el centro-norte (1.0 °C).

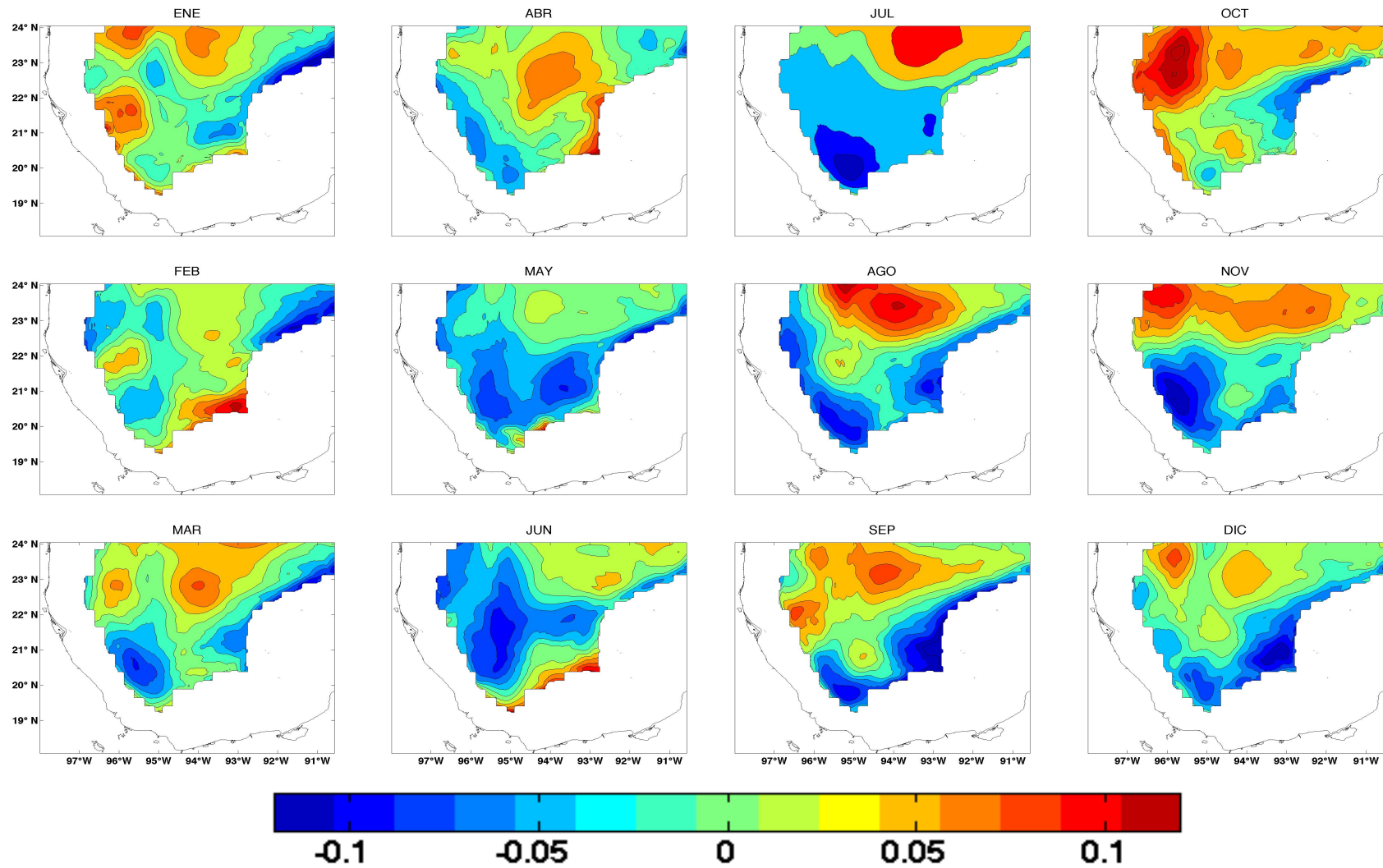
Las diferencias de salinidad en los promedios mensuales, a la profundidad de 1500 m (Figura 17) muestran diferencias negativas en la mayor parte de la bahía y son menores en el sureste (-0.03 PSU), excepto en la zona más noreste durante los meses de junio, septiembre y octubre (0.005 PSU).



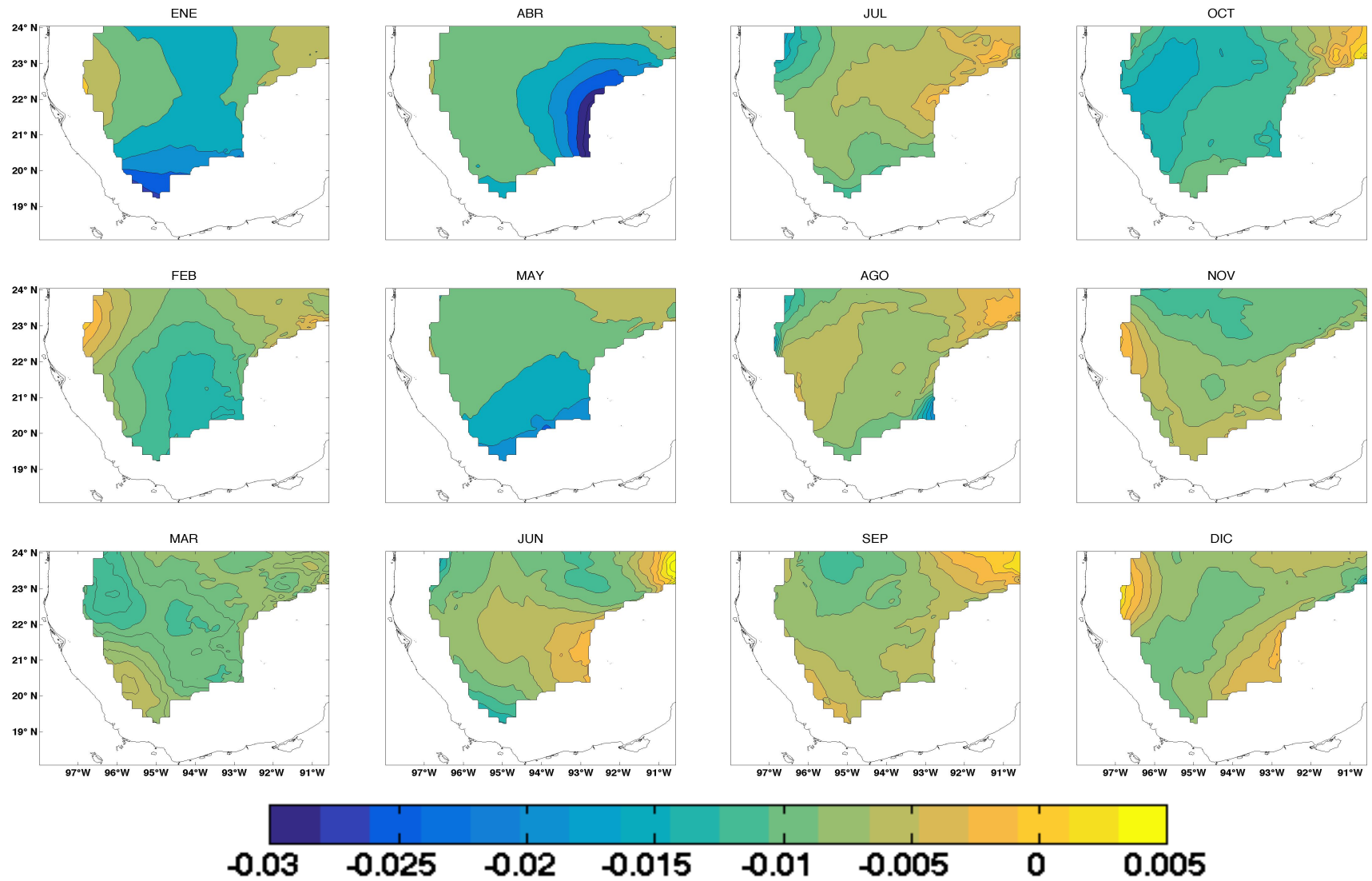
**Figura 14.** Diferencias de promedio mensual de temperatura (°C) ROMS-WOA18 a 900 m de profundidad



**Figura 15.** Diferencias de promedio mensual de salinidad (PSU) ROMS-WOA18 a 900 m de profundidad.



**Figura 16.** Diferencias de promedio mensual de temperatura (°C) ROMS-WOA18 a 1500 m de profundidad



**Figura 17.** Diferencias de promedio mensual de salinidad (PSU) ROMS-WOA18 a 1500 m de profundidad.

En la Tabla 1 se pueden apreciar los valores máximos, mínimos, promedio y desviación estándar por cada nivel de profundidad. Considerando el promedio y la desviación estándar de temperatura, se observa que en el modelo ROMS el agua es más caliente que en las observaciones WOA18, cabe mencionar que ROMS fue inicializado con CARS2009 cuya climatología está sesgada hacia el estado oceánico reciente (<http://www.cmar.csiro.au/cars>). En superficie, en promedio, la temperatura en ROMS es más alta en 0.04% (0.14 °C), a la profundidad de 500 m un 0.11% (1.18 °C), a 900m un 0.05% (0.90 °C), y a 1500m no se encontraron diferencias entre las temperaturas, es decir, espacialmente, a las profundidades exploradas, la mayor diferencia se presenta a 500 m. Además, se encontró que sólo en diciembre, WOA18 tiene las temperaturas más altas en superficie 0.14% (0.54 °C), siendo 0.12% (1.37 °C) la máxima diferencia de ROMS respecto a WOA18 en el mes de octubre, a 500 m de profundidad.

En cuanto a salinidad se encontró que, en superficie, WOA18 es más salino que ROMS en un 0.08% (0.02 PSU) en todos los meses. A 500 m se invierten los comportamientos, ya que ROMS es más salino en un 0.29% (0.10 PSU); a los 900 m se mantiene la alta salinidad de ROMS con un 0.08% (0.02 PSU) y a 1500 m no se encontraron diferencias. En superficie, las máximas diferencias de WOA18 se presentan durante abril en un 0.09% (0.25 PSU), mientras que en ROMS se presentan a 500 m en marzo con un valor de 0.10% (0.28 PSU).

**Tabla 1.** Estadística mensual de salinidad (PSU) y temperatura (°C) para 4 profundidades en ROMS y WOA18.

|           |      | Temperatura ° C |       |       |      |       |       |       |      | Salinidad (PSU) |       |       |      |       |       |       |      |
|-----------|------|-----------------|-------|-------|------|-------|-------|-------|------|-----------------|-------|-------|------|-------|-------|-------|------|
|           |      | ROMS            |       |       |      | WOA18 |       |       |      | ROMS            |       |       |      | WOA18 |       |       |      |
| PROF. (m) |      | Máx.            | Mín.  | Media | STD  | Máx.  | Mín.  | Media | STD  | Máx.            | Mín.  | Media | STD  | Máx.  | Mín.  | Media | STD  |
| ENE       | 0    | 25.46           | 23.38 | 24.43 | 0.35 | 25.78 | 22.07 | 23.90 | 0.66 | 36.47           | 36.03 | 36.25 | 0.09 | 36.59 | 35.42 | 36.30 | 0.15 |
|           | 500  | 10.29           | 9.48  | 9.90  | 0.19 | 9.32  | 7.61  | 8.65  | 0.41 | 35.39           | 35.29 | 35.34 | 0.02 | 35.17 | 34.91 | 35.05 | 0.06 |
|           | 900  | 6.53            | 6.07  | 6.26  | 0.09 | 5.61  | 4.90  | 5.37  | 0.17 | 35.03           | 34.98 | 34.99 | 0.00 | 34.95 | 34.91 | 34.92 | 0.01 |
|           | 1500 | 4.39            | 4.17  | 4.29  | 0.05 | 4.38  | 4.17  | 4.28  | 0.05 | 34.96           | 34.95 | 34.96 | 0.00 | 34.99 | 34.96 | 34.97 | 0.01 |
| FEB       | 0    | 25.27           | 22.67 | 23.91 | 0.44 | 25.93 | 22.16 | 23.40 | 0.75 | 36.53           | 35.99 | 36.26 | 0.10 | 37.11 | 35.19 | 36.22 | 0.30 |
|           | 500  | 10.35           | 9.15  | 9.84  | 0.26 | 9.45  | 7.46  | 8.51  | 0.44 | 35.39           | 35.25 | 35.34 | 0.03 | 35.15 | 34.93 | 35.04 | 0.05 |
|           | 900  | 6.48            | 5.96  | 6.23  | 0.09 | 5.50  | 4.93  | 5.26  | 0.13 | 35.02           | 34.98 | 34.99 | 0.00 | 34.94 | 34.90 | 34.92 | 0.01 |
|           | 1500 | 4.36            | 4.17  | 4.28  | 0.05 | 4.38  | 4.12  | 4.27  | 0.06 | 34.96           | 34.95 | 34.96 | 0.00 | 34.97 | 34.96 | 34.97 | 0.00 |
| MAR       | 0    | 25.63           | 22.79 | 24.16 | 0.53 | 25.44 | 21.60 | 23.68 | 0.64 | 36.56           | 35.99 | 36.24 | 0.11 | 36.70 | 35.57 | 36.22 | 0.21 |
|           | 500  | 10.77           | 9.00  | 9.81  | 0.33 | 9.15  | 7.81  | 8.61  | 0.32 | 35.45           | 35.24 | 35.33 | 0.03 | 35.12 | 34.89 | 35.04 | 0.04 |
|           | 900  | 6.48            | 5.90  | 6.21  | 0.11 | 5.53  | 4.96  | 5.32  | 0.12 | 35.02           | 34.97 | 34.99 | 0.00 | 34.92 | 34.90 | 34.91 | 0.01 |
|           | 1500 | 4.36            | 4.16  | 4.27  | 0.05 | 4.32  | 4.19  | 4.27  | 0.03 | 34.96           | 34.95 | 34.96 | 0.00 | 34.97 | 34.96 | 34.97 | 0.00 |
| ABR       | 0    | 26.63           | 23.85 | 25.21 | 0.59 | 26.17 | 23.45 | 24.70 | 0.62 | 36.59           | 36.08 | 36.28 | 0.09 | 36.84 | 35.00 | 36.38 | 0.25 |
|           | 500  | 10.71           | 9.24  | 9.82  | 0.34 | 9.24  | 7.54  | 8.66  | 0.34 | 35.44           | 35.26 | 35.33 | 0.04 | 35.15 | 34.87 | 35.06 | 0.05 |
|           | 900  | 6.46            | 6.01  | 6.21  | 0.11 | 5.73  | 4.94  | 5.34  | 0.19 | 35.02           | 34.98 | 34.99 | 0.00 | 34.94 | 34.87 | 34.91 | 0.01 |
|           | 1500 | 4.37            | 4.17  | 4.28  | 0.05 | 4.34  | 4.08  | 4.27  | 0.05 | 34.96           | 34.96 | 34.96 | 0.00 | 35.00 | 34.96 | 34.97 | 0.01 |
| MAY       | 0    | 27.85           | 24.51 | 26.73 | 0.44 | 27.35 | 24.93 | 26.45 | 0.50 | 36.63           | 36.11 | 36.36 | 0.10 | 36.69 | 34.02 | 36.34 | 0.33 |
|           | 500  | 10.48           | 9.24  | 9.82  | 0.31 | 9.30  | 7.62  | 8.72  | 0.31 | 35.42           | 35.26 | 35.33 | 0.03 | 35.13 | 34.97 | 35.05 | 0.03 |
|           | 900  | 6.45            | 5.94  | 6.21  | 0.10 | 5.52  | 5.02  | 5.32  | 0.12 | 35.03           | 34.98 | 34.99 | 0.00 | 34.96 | 34.91 | 34.92 | 0.01 |
|           | 1500 | 4.35            | 4.17  | 4.27  | 0.05 | 4.36  | 4.10  | 4.30  | 0.04 | 34.97           | 34.95 | 34.96 | 0.00 | 34.99 | 34.96 | 34.97 | 0.01 |
| JUN       | 0    | 28.54           | 24.68 | 28.03 | 0.37 | 28.21 | 25.97 | 27.55 | 0.42 | 36.69           | 35.89 | 36.42 | 0.15 | 36.88 | 35.72 | 36.41 | 0.20 |
|           | 500  | 10.45           | 9.17  | 9.87  | 0.30 | 9.02  | 7.50  | 8.52  | 0.30 | 35.41           | 35.26 | 35.34 | 0.03 | 35.19 | 34.97 | 35.07 | 0.04 |
|           | 900  | 6.49            | 5.88  | 6.22  | 0.13 | 5.76  | 5.00  | 5.35  | 0.16 | 35.03           | 34.98 | 35.00 | 0.00 | 34.98 | 34.89 | 34.92 | 0.01 |
|           | 1500 | 4.37            | 4.16  | 4.28  | 0.05 | 4.36  | 4.11  | 4.29  | 0.05 | 34.96           | 34.95 | 34.96 | 0.00 | 34.97 | 34.95 | 34.96 | 0.00 |

... continuación Tabla1

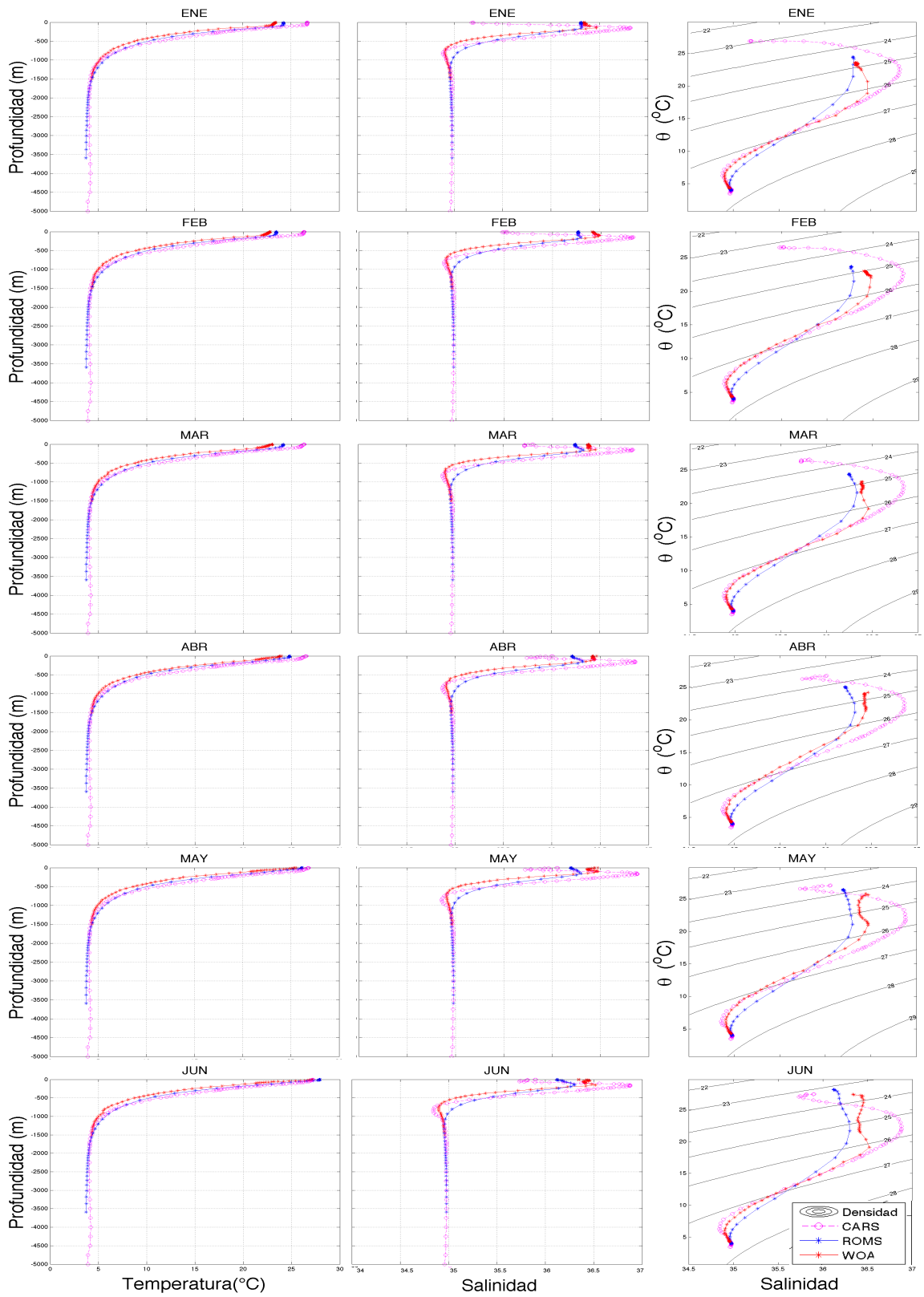
|           |      | Temperatura (°C) |       |       |      |       |       |       |      | Salinidad (PSU) |       |       |      |       |       |       |      |
|-----------|------|------------------|-------|-------|------|-------|-------|-------|------|-----------------|-------|-------|------|-------|-------|-------|------|
| PROF. (m) |      | ROMS             |       |       |      | WOA18 |       |       |      | ROMS            |       |       |      | WOA18 |       |       |      |
|           |      | Máx.             | Mín.  | Media | STD  | Máx.  | Mín.  | Media | STD  | Máx.            | Mín.  | Media | STD  | Máx.  | Mín.  | Media | STD  |
| JUL       | 0    | 29.19            | 25.46 | 28.84 | 0.42 | 29.63 | 26.86 | 28.76 | 0.49 | 36.69           | 35.84 | 36.44 | 0.14 | 36.71 | 35.27 | 36.36 | 0.20 |
|           | 500  | 10.75            | 9.21  | 9.97  | 0.35 | 9.57  | 7.61  | 8.64  | 0.46 | 35.44           | 35.26 | 35.35 | 0.04 | 35.18 | 34.90 | 35.05 | 0.04 |
|           | 900  | 6.54             | 5.87  | 6.26  | 0.14 | 5.58  | 5.03  | 5.33  | 0.12 | 35.04           | 34.98 | 35.00 | 0.00 | 34.93 | 34.90 | 34.91 | 0.01 |
|           | 1500 | 4.40             | 4.13  | 4.29  | 0.06 | 4.30  | 4.24  | 4.28  | 0.01 | 34.96           | 34.95 | 34.96 | 0.00 | 34.97 | 34.96 | 34.96 | 0.00 |
| AGO       | 0    | 29.72            | 26.00 | 29.27 | 0.42 | 29.70 | 28.11 | 29.17 | 0.36 | 36.62           | 35.98 | 36.44 | 0.11 | 36.60 | 35.76 | 36.35 | 0.18 |
|           | 500  | 10.71            | 9.33  | 10.06 | 0.32 | 9.63  | 7.70  | 8.73  | 0.48 | 35.44           | 35.28 | 35.36 | 0.03 | 35.13 | 34.95 | 35.05 | 0.04 |
|           | 900  | 6.60             | 5.99  | 6.30  | 0.12 | 5.56  | 5.14  | 5.35  | 0.09 | 35.04           | 34.98 | 35.00 | 0.00 | 34.93 | 34.90 | 34.92 | 0.00 |
|           | 1500 | 4.44             | 4.17  | 4.30  | 0.06 | 4.34  | 4.25  | 4.30  | 0.02 | 34.96           | 34.95 | 34.96 | 0.00 | 34.98 | 34.96 | 34.96 | 0.00 |
| SEP       | 0    | 29.47            | 26.90 | 29.12 | 0.31 | 29.82 | 28.09 | 29.07 | 0.34 | 36.58           | 36.08 | 36.41 | 0.09 | 36.60 | 35.75 | 36.40 | 0.14 |
|           | 500  | 10.86            | 9.32  | 10.15 | 0.31 | 9.58  | 7.54  | 8.84  | 0.41 | 35.45           | 35.28 | 35.38 | 0.03 | 35.14 | 35.00 | 35.06 | 0.03 |
|           | 900  | 6.62             | 6.02  | 6.37  | 0.10 | 5.61  | 5.19  | 5.38  | 0.09 | 35.04           | 34.99 | 35.01 | 0.00 | 34.93 | 34.89 | 34.91 | 0.01 |
|           | 1500 | 4.41             | 4.17  | 4.31  | 0.05 | 4.37  | 4.25  | 4.30  | 0.02 | 34.96           | 34.96 | 34.96 | 0.00 | 34.97 | 34.96 | 34.96 | 0.00 |
| OCT       | 0    | 28.51            | 27.02 | 28.19 | 0.19 | 28.52 | 25.96 | 27.70 | 0.40 | 36.51           | 36.14 | 36.37 | 0.05 | 36.59 | 35.49 | 36.26 | 0.21 |
|           | 500  | 10.69            | 9.43  | 10.04 | 0.24 | 9.22  | 7.65  | 8.54  | 0.37 | 35.44           | 35.29 | 35.36 | 0.02 | 35.18 | 34.96 | 35.05 | 0.03 |
|           | 900  | 6.61             | 6.09  | 6.32  | 0.10 | 5.68  | 4.97  | 5.30  | 0.12 | 35.04           | 34.98 | 35.00 | 0.00 | 34.93 | 34.91 | 34.92 | 0.01 |
|           | 1500 | 4.41             | 4.19  | 4.30  | 0.05 | 4.37  | 4.18  | 4.26  | 0.04 | 34.96           | 34.95 | 34.96 | 0.00 | 34.97 | 34.95 | 34.97 | 0.00 |
| NOV       | 0    | 27.56            | 25.93 | 26.81 | 0.27 | 27.46 | 25.08 | 26.44 | 0.45 | 36.46           | 36.19 | 36.31 | 0.05 | 36.96 | 35.05 | 36.16 | 0.32 |
|           | 500  | 10.68            | 9.20  | 9.99  | 0.28 | 9.23  | 7.33  | 8.58  | 0.45 | 35.44           | 35.26 | 35.35 | 0.03 | 35.14 | 34.94 | 35.05 | 0.04 |
|           | 900  | 6.53             | 6.01  | 6.31  | 0.10 | 5.55  | 4.91  | 5.34  | 0.13 | 35.03           | 34.98 | 35.00 | 0.00 | 34.93 | 34.90 | 34.92 | 0.00 |
|           | 1500 | 4.39             | 4.18  | 4.30  | 0.05 | 4.31  | 4.24  | 4.29  | 0.01 | 34.96           | 34.95 | 34.96 | 0.00 | 34.97 | 34.96 | 34.97 | 0.00 |
| DIC       | 0    | 26.45            | 24.46 | 25.45 | 0.34 | 28.64 | 23.22 | 25.46 | 0.87 | 36.44           | 36.02 | 36.25 | 0.09 | 36.40 | 35.59 | 36.15 | 0.18 |
|           | 500  | 10.54            | 9.43  | 9.95  | 0.21 | 9.34  | 6.98  | 8.67  | 0.54 | 35.42           | 35.29 | 35.35 | 0.02 | 35.15 | 34.94 | 35.07 | 0.05 |
|           | 900  | 6.51             | 6.12  | 6.29  | 0.08 | 5.75  | 4.77  | 5.38  | 0.21 | 35.03           | 34.99 | 35.00 | 0.00 | 34.95 | 34.91 | 34.92 | 0.01 |
|           | 1500 | 4.39             | 4.17  | 4.30  | 0.05 | 4.32  | 4.26  | 4.30  | 0.01 | 34.96           | 34.95 | 34.96 | 0.00 | 34.97 | 34.95 | 34.96 | 0.00 |

### 5.1.3. Perfiles comparativos

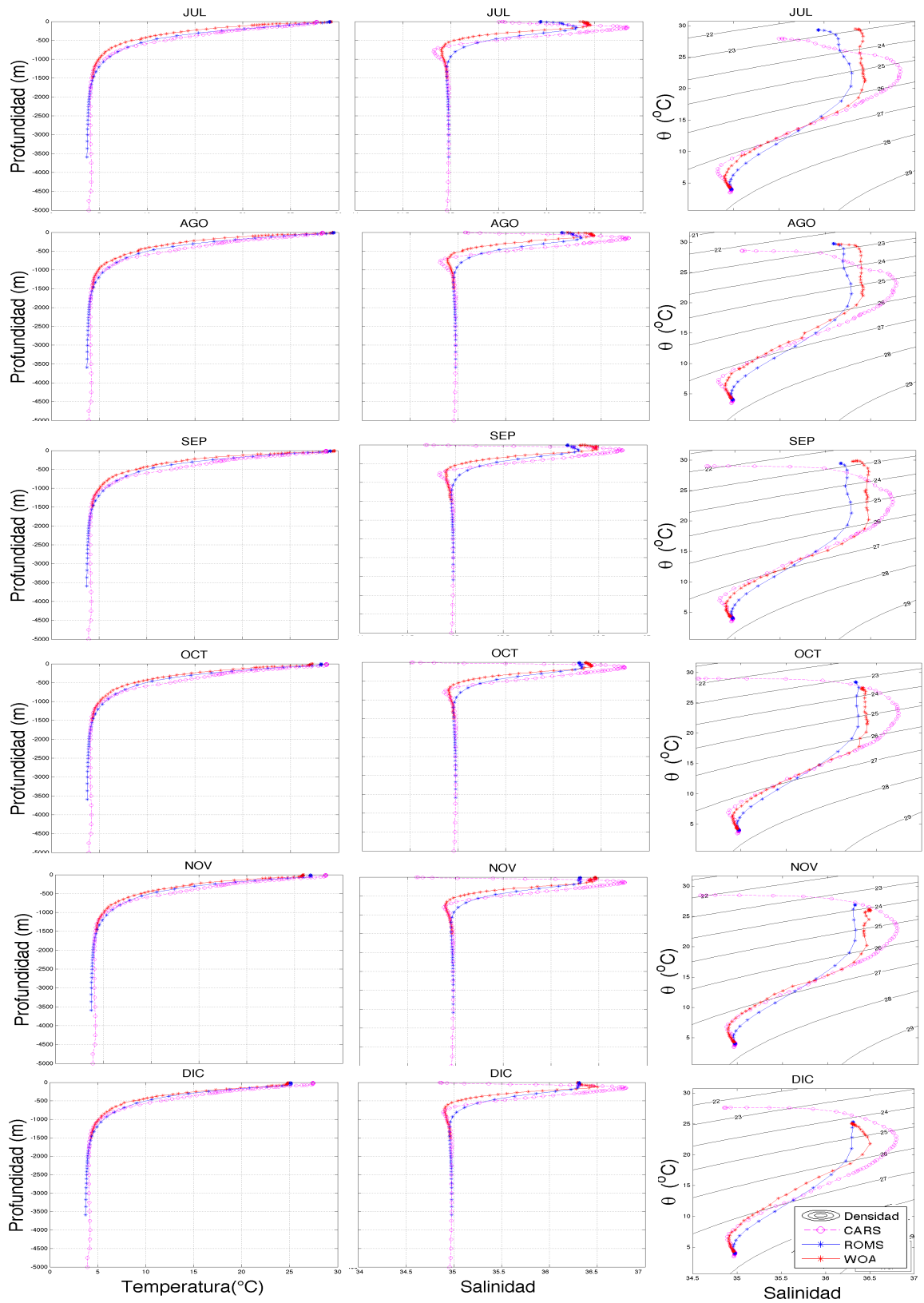
Se eligió un sitio para comparar los perfiles de temperatura y salinidad del modelo ROMS con los datos de WOA18 y CARS09, siendo estos últimos las condiciones iniciales del modelo. El punto para evaluar se muestra en la Figura 9, marcado con una X. Este lugar se seleccionó ya que es la entrada de agua principal por el este de la bahía y presenta cambios significativos en superficie de temperatura y salinidad, las coordenadas del punto elegido son las siguientes: Latitud: 23.87 °N, Longitud: 91.00 °O.

Los perfiles mensuales en el punto indicado anteriormente se muestran en la Figura 18, las principales diferencias se encuentran en la capa superficial y subsuperficial (250 m). En términos generales se observa que, los datos de CARS09 presentan mayor variabilidad en todos los meses, los valores en los perfiles WOA18 en este nivel de profundidad son mayores que los datos de ROMS.

La temperatura a estas profundidades (0- 250 m) presentan diferencias menores, siendo los datos de CARS09 los más altos en temperatura y los de WOA18 los de menor temperatura, los valores de ROMS se encuentran en un punto intermedio entre estas dos climatologías. Una última diferencia a destacar entre ambas climatologías es en cuanto a la profundidad en la que existen valores hidrográficos, mientras WOA sólo llega hasta 1500 m de profundidad, CARS extrapola hasta los 5000 m.



**Figura 18.** Perfiles mensuales de temperatura y salinidad, así como sus respectivos diagramas T-S para: ROMS, y climatologías WOA18 y CARS09.



... continua Figura 18. Perfiles mensuales (T,S) y T-S para ROMS, WOA18 y CARS09.

**Tabla 2.** Máximos y mínimos (temperatura y salinidad) en los perfiles mensuales para ROMS, WOA18 y CARS.

| Mes | ROMS      |      |                 |       | WOA        |      |                 |       | CARS09     |      |                 |                    |
|-----|-----------|------|-----------------|-------|------------|------|-----------------|-------|------------|------|-----------------|--------------------|
|     | Temp (°C) |      | Salinidad (PSU) |       | Temp. (°C) |      | Salinidad (PSU) |       | Temp. (°C) |      | Salinidad (PSU) |                    |
|     | Max.      | Min. | Max             | Min.  | Max.       | Min. | Max.            | Min.  | Max.       | Min. | Max             | Min.               |
| ENE | 24.23     | 3.74 | 36.32           | 34.96 | 23.44      | 4.33 | 36.47           | 34.90 | 26.69      | 3.92 | 36.82           | 34.88              |
| FEB | 23.43     | 3.74 | 36.29           | 34.95 | 22.81      | 4.34 | 36.48           | 34.90 | 26.32      | 3.92 | 36.83           | 34.88              |
| MAR | 24.15     | 3.74 | 36.33           | 34.95 | 23.02      | 4.31 | 36.46           | 34.90 | 26.32      | 3.92 | 36.84           | 34.87              |
| ABR | 24.83     | 3.74 | 36.32           | 34.96 | 23.99      | 4.32 | 36.46           | 34.91 | 26.53      | 3.92 | 36.86           | 34.87              |
| MAY | 26.18     | 3.74 | 36.30           | 34.96 | 25.56      | 4.33 | 36.47           | 34.91 | 26.83      | 3.92 | 36.88           | 34.86              |
| JUN | 27.94     | 3.74 | 36.30           | 34.96 | 27.19      | 4.32 | 36.52           | 34.90 | 27.21      | 3.92 | 36.88           | 34.84              |
| JUL | 29.12     | 3.73 | 36.31           | 34.96 | 29.26      | 4.29 | 36.45           | 34.90 | 27.74      | 3.92 | 36.84           | 34.82              |
| AGO | 29.52     | 3.73 | 36.29           | 34.96 | 29.40      | 4.31 | 36.42           | 34.90 | 28.37      | 3.92 | 36.79           | 34.82              |
| SEP | 29.22     | 3.72 | 36.29           | 34.96 | 29.65      | 4.31 | 36.48           | 34.90 | 28.79      | 3.92 | 36.75           | 34.69 <sub>s</sub> |
| OCT | 28.20     | 3.74 | 36.31           | 34.96 | 27.31      | 4.26 | 36.40           | 34.90 | 28.78      | 3.92 | 36.74           | 34.52 <sub>s</sub> |
| NOV | 26.67     | 3.74 | 36.31           | 34.96 | 25.92      | 4.29 | 36.47           | 34.90 | 28.28      | 3.92 | 36.77           | 34.59 <sub>s</sub> |
| DIC | 25.12     | 3.74 | 36.31           | 34.96 | 24.88      | 4.30 | 36.50           | 34.91 | 27.46      | 3.92 | 36.80           | 34.86 <sub>s</sub> |

Nota: Los valores mínimos (máximos) de todos los meses se encuentran marcados con amarillo (verde). Subíndice s= mínimo de salinidad en superficie, para todos los demás casos ocurre en profundidad.

La salinidad disminuye aproximadamente entre los 250-700 m, el gradiente vertical de salinidad en el punto de control seleccionado es mayor en la climatología CARS. En la Tabla 2 se resumen los máximos y mínimos mensuales de temperatura y salinidad para el punto geográfico seleccionado. Los máximos de temperatura para los tres productos ocurren en superficie: ROMS: 29.52 °C en agosto, WOA18: 29.65 °C y CARS09: 28.79 °C en septiembre. Los datos de WOA18 presentan su mínimo de temperatura (4.26 °C) en octubre a la profundidad de 1400 m, para ROMS el mínimo de temperatura (3.72 °C) se observa en septiembre a los 3800 m mientras que

para CARS09 se observa una temperatura mínima de 3.92 °C en todos los meses la cual se presenta a la profundidad de 4750 m en todos los perfiles.

CARS09 (36.88 PSU) y WOA18 (36.52 PSU) presentan su máximo de salinidad en mayo y junio respectivamente, mientras que para ROMS el máximo de salinidad (36.33 PSU) se observa en el mes de marzo, cabe mencionar que este valor ocurre cerca de los 250 m tanto en las dos climatologías como en la simulación numérica. El mínimo de salinidad de CARS (34.52 PSU) se presenta en octubre en superficie, también presenta un mínimo (34.82 PSU) a la profundidad de 800-850 m, la menor salinidad para WOA18 (34.90 PSU) se observa entre los 700-850 en agosto y para ROMS (34.95 PSU) se presenta en febrero a los 1300 m.

## **5.2. Comparación de resultados numéricos ROMS con altimetría AVISO**

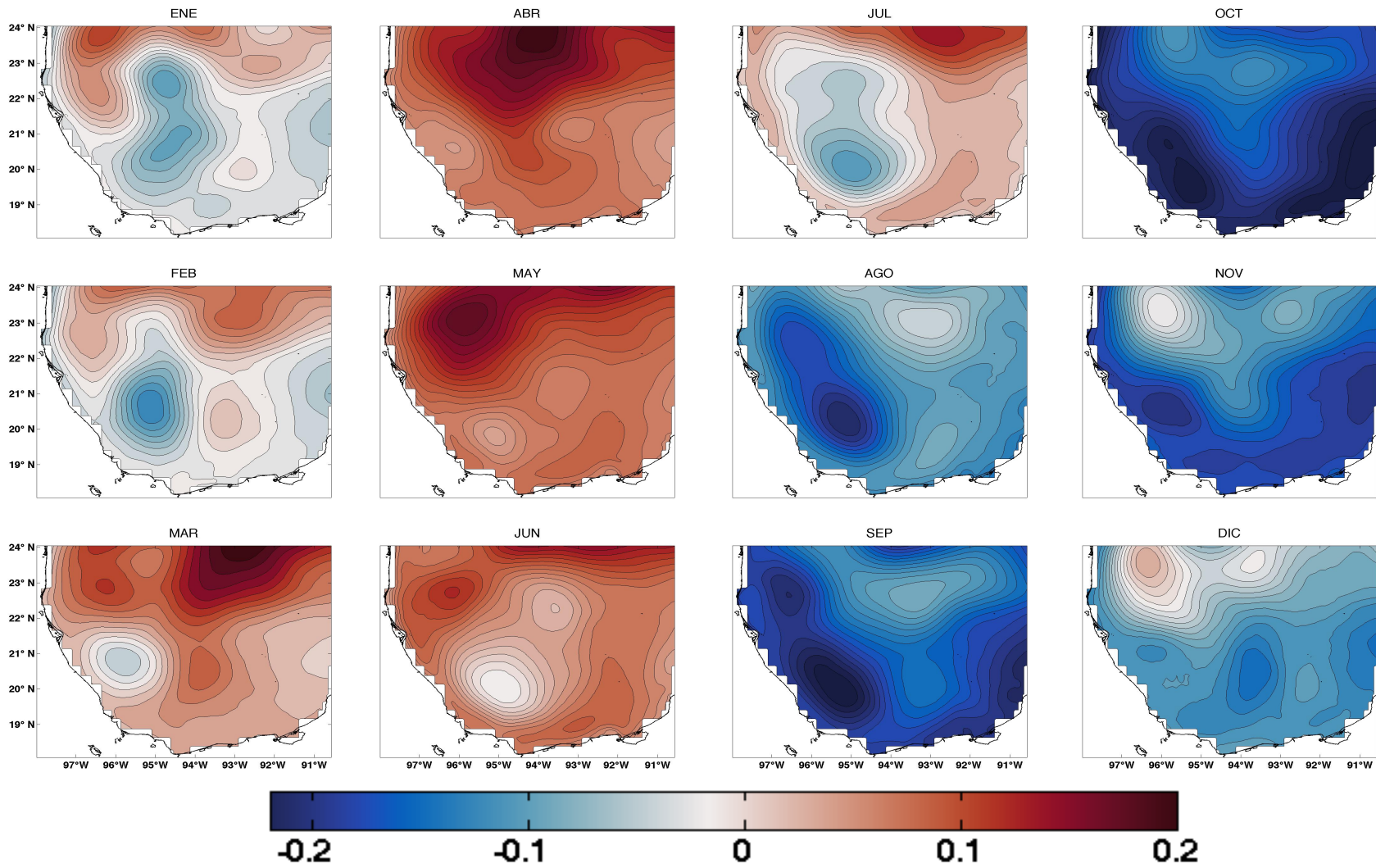
En esta sección del trabajo se compararon los campos mensuales de elevación de la superficie del mar de ROMS (Sea Surface Height, SSH, que es la suma de "Mean Dynamic Topography y Sea Level Anomaly) con AVISO ("Mean Absolute Dynamic Topography", MADT), para ello se calculó la diferencia entre los campos ROMS-AVISO (Figura 19). Las diferencias positivas (en color rojo) indican una mayor elevación en ROMS, mientras que el color azul indica zonas más elevadas en WOA18. En los meses de invierno (enero, febrero, marzo), el norte de la bahía está más elevado en ROMS con una diferencia de hasta 0.15 m; en primavera, las diferencias son más positivas en los meses de abril y mayo en toda la bahía; en junio, el patrón cambia, ya que

en el suroeste las diferencias comienzan a ser negativas y cubren más extensión; en septiembre y en octubre se alcanzan máximos hasta de -0.2 m en el suroeste, el patrón perdura durante octubre-noviembre y se relaja en diciembre cuando hay una elevación positiva de ROMS.

La Tabla 3 nos muestra las diferencias de altura entre los meses enero-diciembre, es posible apreciar que en los meses de febrero a junio ROMS está más elevado en un 20% (0.06 m) con respecto al nivel más alto de WOA18, de manera similar, para cuando WOA18 presenta valores bajos, ROMS esta elevado respecto a este nivel inferior en 20% (0.01 m). En los meses de agosto a diciembre, el nivel de ROMS es inferior en promedio 20% (0.07 m) con respecto al nivel más alto de WOA18, y también es más bajo en un 20% (0.10 m) con respecto del nivel más bajo de WOA18.

**Tabla 3.** Diferencias de altura ROMS-AVISO (m).

| Mes        | ROMS  |        |        |       | AVISO |        |        |       |
|------------|-------|--------|--------|-------|-------|--------|--------|-------|
|            | Max.  | Min.   | Media  | STD   | Max.  | Min.   | Media  | STD   |
| Enero      | 0.076 | 0.085  | 0.004  | 0.032 | 0.081 | 0.054  | 0.015  | 0.026 |
| Febrero    | 0.088 | -0.100 | 0.009  | 0.038 | 0.054 | -0.078 | -0.006 | 0.020 |
| Marzo      | 0.182 | -0.094 | 0.026  | 0.050 | 0.023 | -0.067 | -0.013 | 0.018 |
| Abril      | 0.173 | -0.059 | 0.041  | 0.048 | 0.020 | -0.051 | -0.008 | 0.017 |
| Mayo       | 0.178 | -0.040 | 0.052  | 0.048 | 0.044 | -0.035 | 0.007  | 0.014 |
| Junio      | 0.190 | -0.037 | 0.057  | 0.049 | 0.074 | -0.040 | 0.018  | 0.030 |
| Julio      | 0.227 | -0.061 | 0.049  | 0.064 | 0.114 | -0.048 | 0.035  | 0.044 |
| Agosto     | 0.162 | -0.096 | 0.018  | 0.061 | 0.133 | -0.018 | 0.057  | 0.040 |
| Septiembre | 0.115 | -0.142 | -0.006 | 0.053 | 0.143 | 0.041  | 0.092  | 0.022 |
| Octubre    | 0.111 | -0.133 | -0.016 | 0.042 | 0.185 | 0.016  | 0.111  | 0.045 |
| Noviembre  | 0.114 | -0.149 | -0.005 | 0.048 | 0.151 | -0.007 | 0.089  | 0.039 |
| Diciembre  | 0.109 | -0.103 | 0.002  | 0.040 | 0.109 | -0.031 | 0.052  | 0.031 |



**Figura 19.** Diferencias de elevación de la superficie del mar ROMS-AVISO (m).

### **5.3. Circulación general**

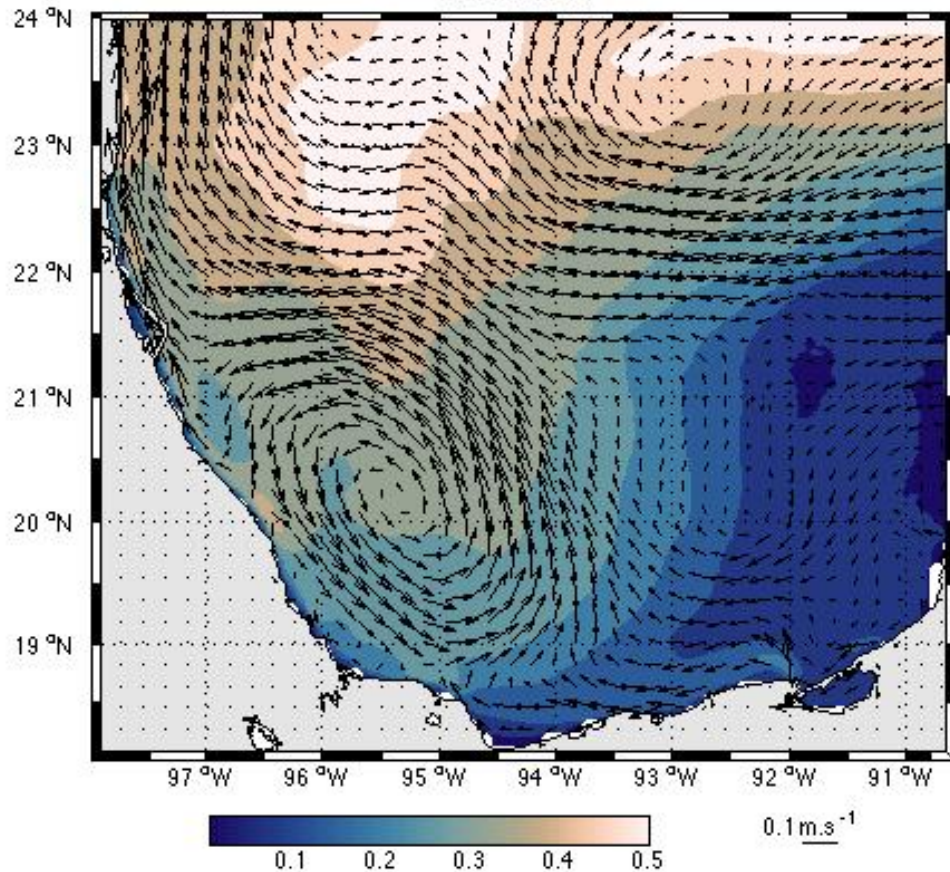
En esta sección se describe la circulación promedio anual y estacional, en superficie y a diferentes profundidades. Se consideraron profundidades donde se han realizado y reportado mediciones, tales como los trabajos de Weatherly *et al.* (2005) a 900 m de profundidad, y Perez-Brunius *et al.* (2018) a 1500 m.

#### **5.3.1. Circulación superficial**

Los resultados del modelo muestran, en el promedio anual, (Figura 20) un remolino ciclónico centrado cerca de los 20.5° N y 95.5° O el cual se extiende desde el límite suroeste hasta los 21.5° N y los 94° O, con velocidades que oscilan entre los 5 cm/s en el centro del remolino y los 15 cm/s en el límite norte. El remolino ciclónico describe una forma de elipse con un eje mayor aproximado de 250 km, interactúa con una corriente que proviene del oriente de la cuenca entre los 22 y los 23° N con dirección hacia el oeste y presenta velocidades máximas de hasta 12 cm/s.

En el occidente del Golfo de Campeche, al norte de los 21° N, frente a las costas de Tamaulipas y Veracruz se puede apreciar una circulación costera intensa con dirección hacia el norte y velocidades máximas de 20 cm/s (~ 15 cm/s). Hacia 23° N, 93° O se distingue un remolino anticiclónico con diámetro aproximado de 200 km y velocidades que no superan los 10 cm/s. Al sureste de la cuenca se observan velocidades menores a 10 cm/s las cuales incrementan en la zona cercana a la costa sur, presentando dirección hacia el suroeste, en

93° O interactúan con el remolino ciclónico donde cambian su dirección hacia el interior del golfo.



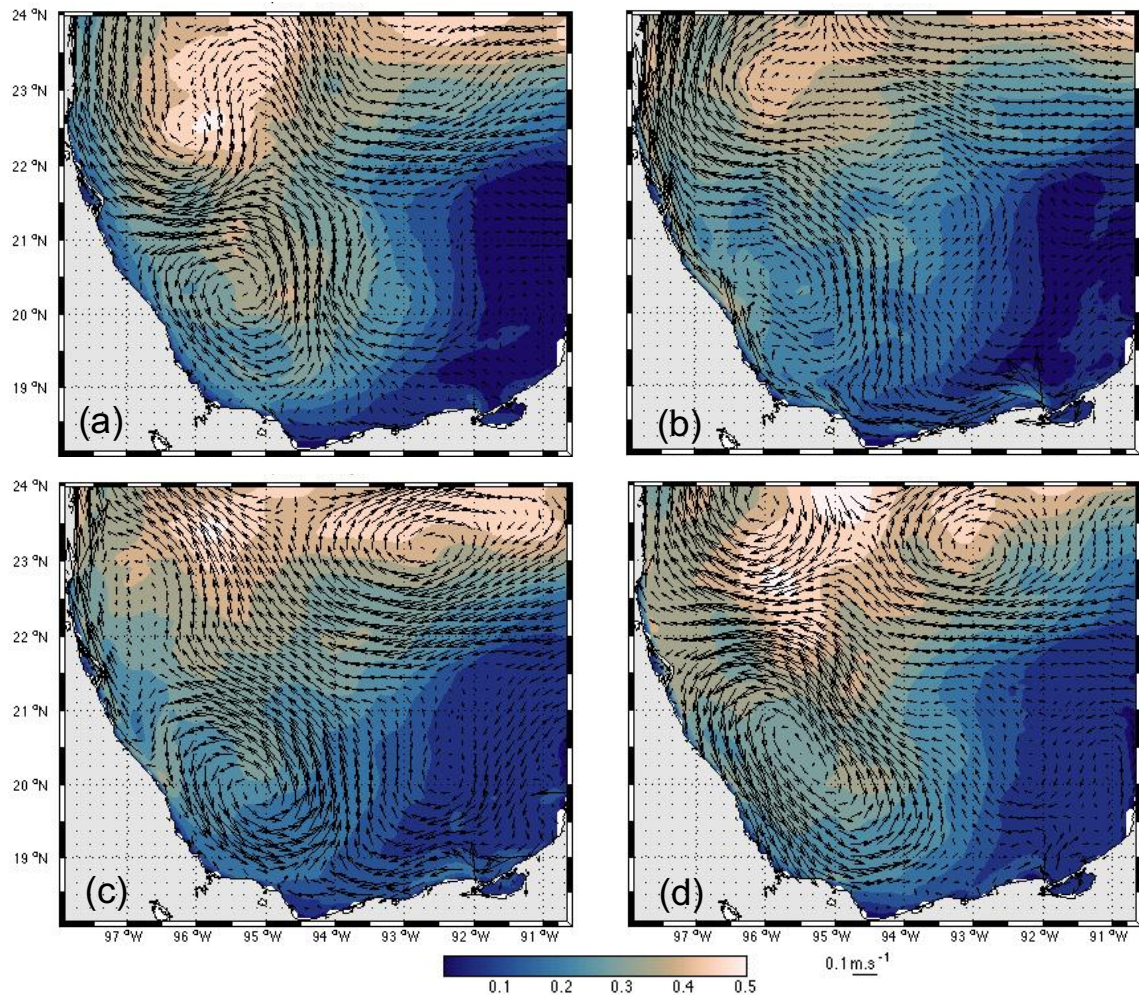
**Figura 20.** Promedio anual del campo de velocidad en superficie. Los vectores están centrados en cada celda y visualizados cada quinta celda. En color se muestra la desviación estándar.

La desviación estándar presenta los valores más altos de velocidad (aproximadamente 50 cm/s) al norte de los 22° N, esta alta variabilidad está asociada a la presencia de remolinos anticiclónicos provenientes de la LC que se propagaron hacia la costa oeste del GM. En general, en toda la región norte de la bahía, entre los 95 y 96° O se observan máximos de variabilidad de hasta

40 cm/s, los cuales se asocian al paso de remolinos anticiclónicos. Al suroeste de la bahía, por debajo de los 22° N, los valores máximos de la desviación estándar se localizan al norte del remolino ciclónico con valores de 25 cm/s, mientras que los valores más bajos se encuentran al sur del ciclón con valores de 10 cm/s. Al sureste de la bahía los valores de desviación estándar están por debajo de 10 cm/s y disminuyen gradualmente hasta cero en el límite este.

La evolución estacional de circulación así como de las estructuras presentes en la Bahía de Campeche se aprecian en la Figura 21. En invierno (Figura 21a) el ciclón queda confinado al sur de los 21° N y se extiende desde la costa oeste hasta los 94.5° O presentando las menores velocidades al sur (~10 cm/s) y máximas al norte (entre 17.5- 20 cm/s). Al noroeste de la bahía, donde se encuentran las velocidades más altas, se aprecia una circulación anticiclónica que interacciona con el remolino ciclónico del suroeste cerca de los 21.5° N. En la región más al noroeste del dominio, próximo a la costa, se encuentran las velocidades más altas del promedio estacional de invierno, las cuales están asociadas a una corriente hacia el norte, con velocidades aproximadas de 25 cm/s- 29 cm/s. Al noreste de la bahía, entre los 22.5° N y 24° N una corriente proveniente del oeste entra al dominio con velocidades aproximadas de 12 cm/s y una dirección preferente hacia el oeste, esta corriente cambia de dirección hacia el noroeste entre los 94° - 95° O, debido a la interacción con los remolinos presentes al oeste de la cuenca. La zona anticiclónica al noreste presenta velocidades de hasta 10 cm/s. El sureste de la

bahía está dominado por velocidades inferiores a los 8 cm/s, al sur, cerca de los 93.5° O, estas velocidades tienen dirección hacia el oeste e interacciona con el remolino ciclónico característico del GC, resultando una convergencia de corrientes hacia la zona profunda del golfo.



**Figura 21.** Promedios estacionales de velocidad horizontal en superficie durante: a) invierno, b) primavera, c) verano y d) invierno. Los vectores están centrados en cada celda y visualizados cada quinta celda. Los colores indican la desviación estándar.

En primavera (Figura 21b) el ciclón ubicado en el suroeste describe una forma más alargada en su eje NO-SE presentando en su límite oeste y norte,

velocidades mayores que en invierno, con valores de 12 y 14 cm/s, respectivamente. Al noroeste de la bahía se observa una circulación anticiclónica con velocidades máximas contiguas a la costa. En las zonas de convergencia de remolino ciclónico y anticiclónico, se presentan corrientes más intensas (hasta 18 cm/s). En el sur de la bahía, se observa una circulación costera con dirección hacia el oeste que presenta velocidades entre 13 y 15 cm/s. En el oeste de la bahía, con dirección hacia el norte, las velocidades máximas son de 40 cm/s frente a las costas de Tamaulipas. Entre los 22° N y los 24° N, la corriente proveniente del este muestra velocidades máximas de 13 cm/s con dirección hacia el oeste, que incide en la circulación de la región desde los 92° O hasta los 94° O.

En el promedio de verano (Figura 21c), las velocidades del remolino ciclónico al suroeste de la bahía son más intensas (aprox. 20 cm/s) y se ubican al sur de los 21° N. La corriente que entra por el noreste del dominio presenta velocidades de hasta 18 cm/s y aparentemente atraviesa todo el dominio de este a oeste, sufriendo un cambio de dirección hacia el noroeste cerca de los 95° O. Además, se aprecia un remolino anticiclónico centrado en los 92.5° N y los 93° O con velocidades bajas (<12 cm/s). La corriente costera al sur de la bahía muestra velocidades máximas de 22 cm/s frente a las costas de Tabasco, éstas se incrementan hacia el norte hasta llegar a intensidades de 40 cm/s frente a las costas de Tamaulipas con una dirección hacia el norte, esta corriente interactúa con el remolino ciclónico presentando una zona de convergencia cercano a los 94° O.

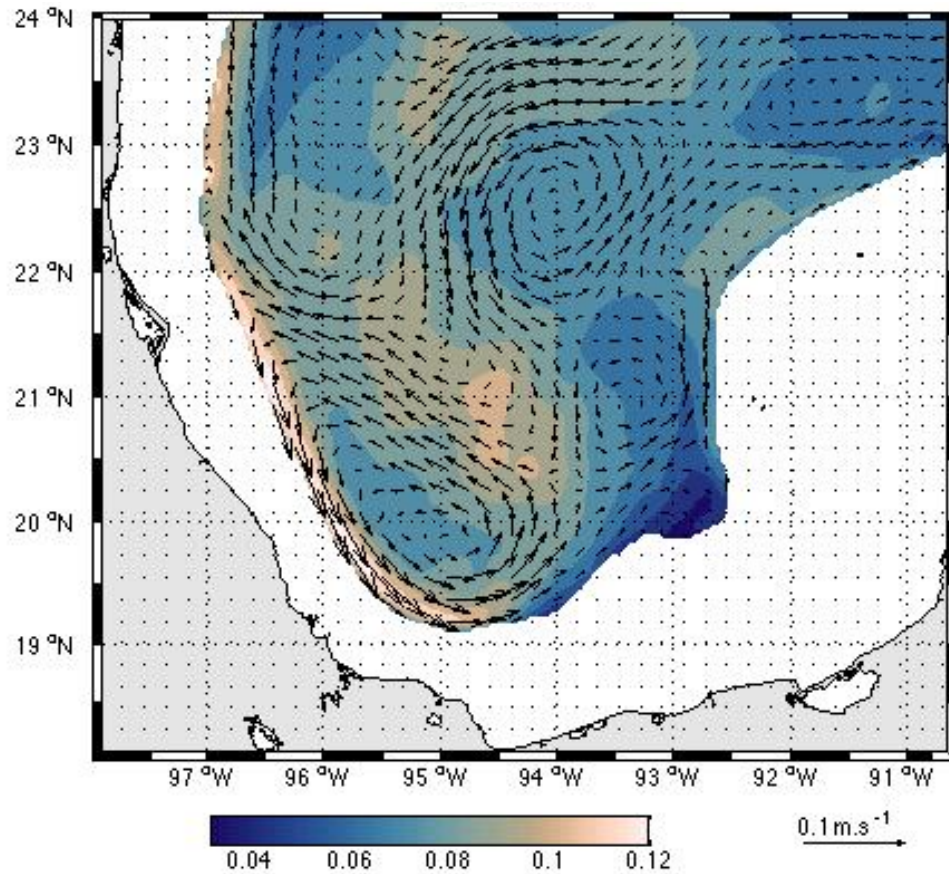
Para el promedio de otoño (Figura 21d) el remolino ciclónico es más alargado, su límite al norte se ubica cerca de los 22° N y sus velocidades son las más intensas de los promedios estacionales con valores hasta de 22 cm/s en su límite suroeste cercano a la costa. Al noroeste del dominio se observa una circulación anticiclónica de diámetro aproximado de 200 km, exhibiendo velocidades entre 15 y 17 cm/s. La corriente que entra por el noreste de la bahía exhibe velocidades entre 12 y 14 cm/s y tiene una dirección hacia el oeste hasta llegar a la interacción con los remolinos en el oeste de la bahía cerca de los 95° O.

Los valores más altos de la desviación estándar de todas las estaciones se encuentran al norte de la bahía, con valores máximos entre los 35 y 45 cm/s en otoño, coincidiendo con la presencia de un remolino anticiclónico. El suroeste de la bahía presenta valores entre los 20 y 30 cm/s justo en la zona del remolino ciclónico. El oeste de la bahía muestra valores por debajo de los 10 cm/s y disminuyen gradualmente hacia el este de la bahía hasta un mínimo de 7 cm/s.

### **5.3.2. Circulación a 900 m**

La circulación anual promedio a 900 metros (Figura 22) está dominada por una circulación ciclónica centrada en los 22.5° N y los 94° O y al sur de los 21.5° N, así como un remolino anticiclónico al norte de dicha latitud, estas estructuras presentan velocidades entre 4 cm/s y 5 cm/s en las zonas de convergencia. El remolino ciclónico exhibe las velocidades más altas (5 cm/s-6

cm/s) al suroeste, cercanas a la isobata de los 900 m. Una corriente con dirección hacia el oeste se presenta al norte del dominio, entre los 90.5° O y los 95° O presentando velocidades máximas aproximadas de 4 cm/s. El este de la bahía exhibe velocidades muy bajas menores a los 3 cm/s.



**Figura 22.** Promedio anual de velocidades horizontales a 900 m de profundidad. Los vectores estas centrados en cada celda y visualizados cada quinta celda. Los colores indican la desviación estándar. La línea punteada muestra la isobata de los 900 m.

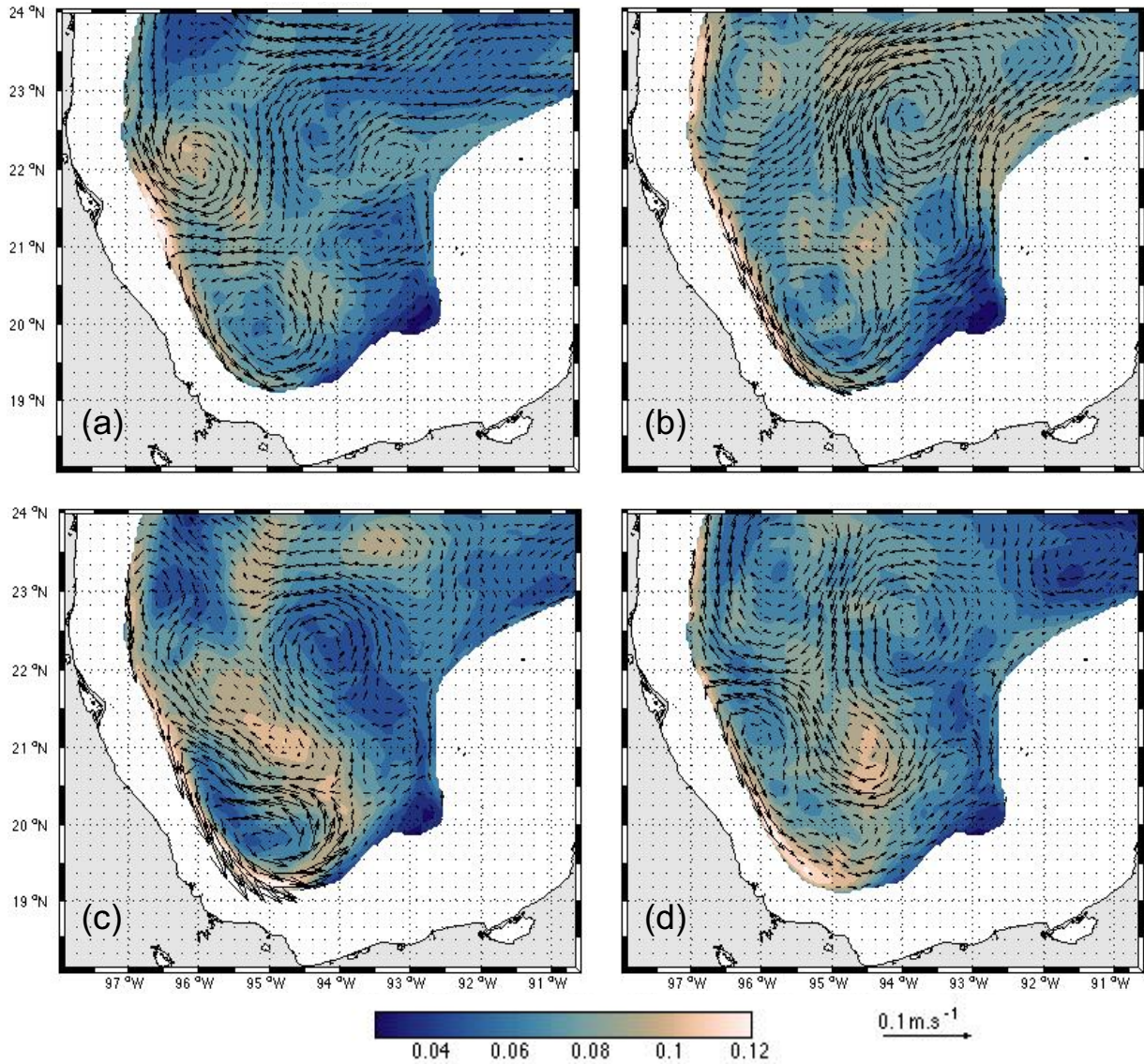
La desviación estándar es mayor en el límite oeste de la bahía y al este del remolino ciclónico, con máximas de 10 cm/s en el oeste del ciclón, estas variaciones se extienden a lo largo del oeste de la bahía que en general,

presenta variaciones de hasta 8 cm/s. Las variaciones en el este de la bahía son menores, cercanas a 6 cm/s y en el extremo sureste se presenta la variación mínima.

Los promedios estacionales se muestran en la Figura 23, en invierno (Figura 23a), en la frontera norte de la bahía, entre los 93° O y 95° O se aprecia una corriente con dirección hacia el oeste con velocidades menores a 4 cm/s. El oeste de la bahía está dominado por dos estructuras: un remolino anticiclónico y un remolino ciclónico, el primero ubicado al sur de los 23° N con un tamaño aproximado 180 km y velocidades máximas de 5 cm/s, el segundo, en el suroeste de la bahía, al sur de los 21° N de aproximadamente 200 km y centrado en 20° N y 95° O, con velocidades máximas de 6 cm/s en la zona más al sur. Un remolino ciclónico de aproximadamente 200 km se ubica cerca de los 22° N y los 94° O, con velocidades menores de 5 cm/s. Al extremo noreste de la bahía se observa una corriente débil con dirección este y velocidades menores a 3 cm/s.

En primavera (Figura 23b), a 900 m de profundidad la característica más dominante es la circulación ciclónica ubicada en 22.5° N - 94° O, de aproximadamente 180 km de diámetro, con velocidades menores a 4 cm/s. En el noreste de la bahía, cercano a la costa, se aprecia una circulación anticiclónica débil con velocidades máximas de 3 cm/s. Al suroeste, se presenta un remolino ciclónico con velocidades más intensas al sur (8 cm/s) siguiendo la isobata de los 900m. Al este, se observa una corriente con dirección norte que

sigue la isobata de los 900 m hasta salir de la bahía entre los 23 y los 24° N con dirección noreste.



**Figura 23.** Promedios estacionales de velocidad horizontal a 900 m para: a) Invierno, b) Primavera, c) Verano y d) Otoño. Los vectores están centrados en cada celda y visualizados cada quinta celda. La línea punteada muestra la isobata de los 900 m. El color indica la desviación estándar.

En verano (Figura 23c), a 900 m de profundidad, el ciclón se encuentra al suroeste con velocidades máximas de aproximadamente 11-12 cm/s en su zona más meridional. Se observa otra estructura ciclónica en el centro de la bahía con velocidades de hasta 3 cm/s.

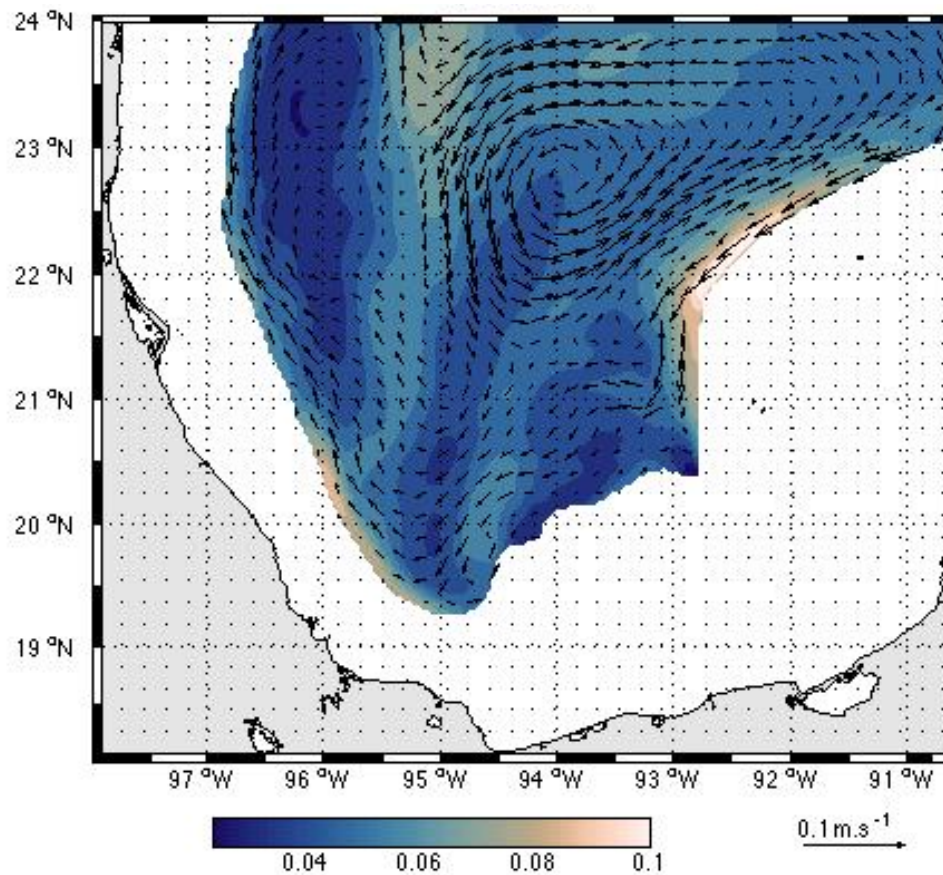
Para el promedio de otoño (Figura 23d), la circulación a los 900 m está dominada por el remolino ciclónico al sur de los 22° N con velocidades características de 4 cm/s y máximas al este del remolino de 6 cm/s en la zona de interacción con la isobata de 900 m. Un remolino anticiclónico se presenta al noroeste de la bahía, próximo de las costas de Tamaulipas con velocidades máximas de 4 cm/s. Otro remolino ciclónico se encuentra centrado en los 22.5° N y 94° O con velocidades máximas de 3 cm/s.

Los valores de desviación estándar nos indican que hay variaciones de hasta 12 cm/s en el oeste de la bahía, en la zona de interacción de remolinos con la isobata de los 900 m, presentando los máximos valores en verano y al suroeste de la bahía. Velocidades de menor intensidad se presentan en la interacción remolino-remolino (8 y 9 cm/s). En primavera, se observan variaciones al noroeste de la bahía con valores de hasta 8 cm/s donde en promedio hay una corriente hacia el noreste.

### **5.3.3. Circulación a 1500 m de profundidad**

Para el promedio anual a la profundidad de los 1500 m (Figura 24) se aprecia una circulación ciclónica con una extensión aproximada de 250 km, que en promedio presenta velocidades de hasta 5 cm/s. En cuanto a las

desviaciones estándar los máximos se presentan en la zona de interacción del ciclón profundo y la isobata de los 1500 m, en la región noreste de la bahía, con un valor máximo de 10 cm/s. En el suroeste se observa otra zona con valores de hasta 0.09 cm/s de desviación estándar.



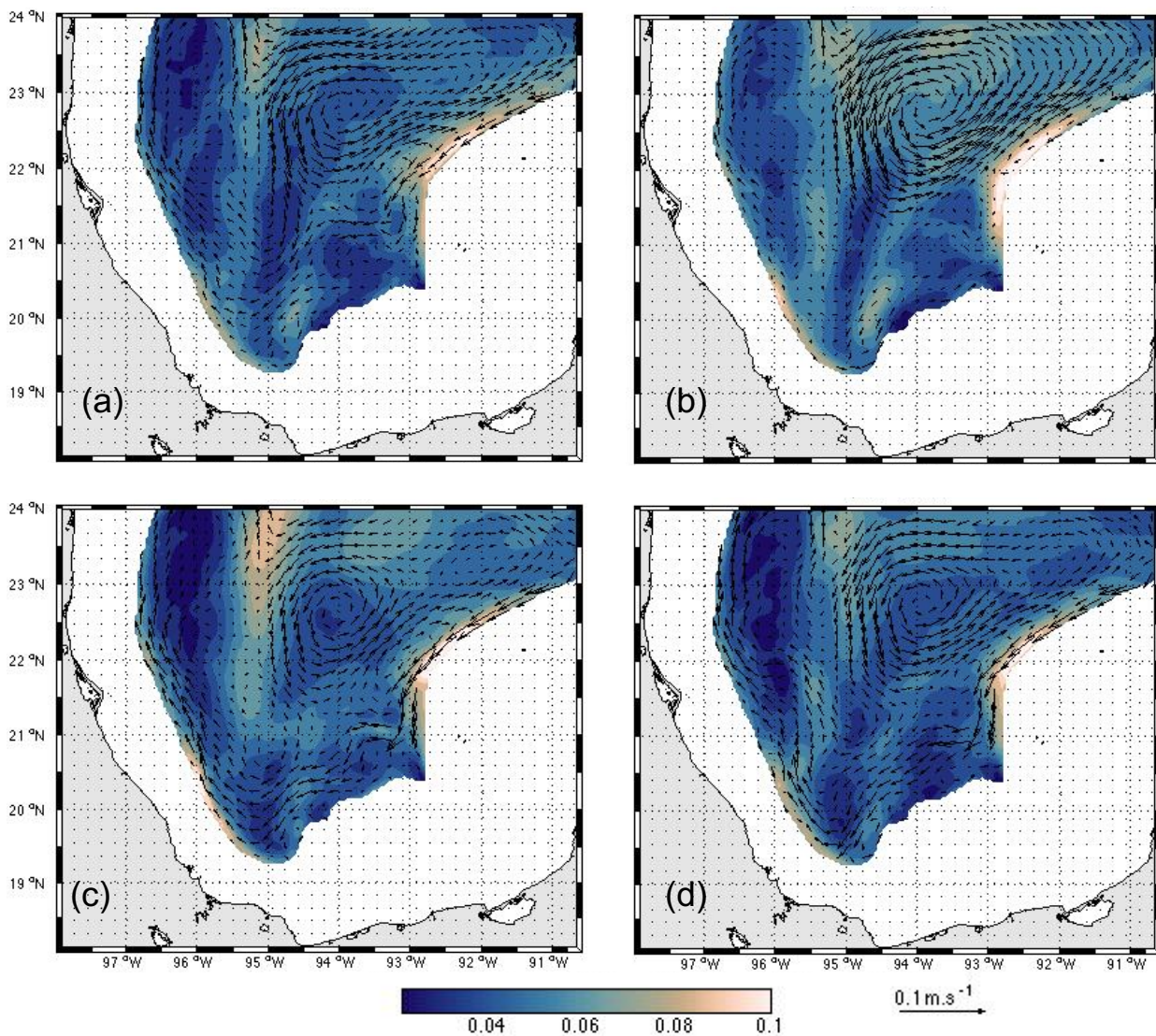
**Figura 24.** Promedio anual de velocidades horizontales a 1500 m de profundidad. Los vectores están centrados en cada celda y visualizados cada quinta celda. Los colores indican la desviación estándar. La línea punteada muestra la isobata de los 1500 m.

La evolución estacional de la velocidad a la profundidad de 1500 m se aprecia en la Figura 25. En el promedio de invierno (Figura 25a) las velocidades del ciclón presentan un valor máximo de hasta 4.5 cm/s. Se desarrollan

velocidades de la misma magnitud en la zona entre el ciclón profundo y la isobata de los 1500 m, pero estas con dirección opuesta. En el noroeste, en la zona adyacente a la isobata de 1500 m, se presenta la máxima desviación estándar (hasta 0.08 cm/s), mientras que en el ciclón es cercana a 0-4 cm/s. Las velocidades del ciclón se incrementan en primavera (Figura 25 b) hasta un valor de 6 cm/s. Las velocidades en la zona cercana a la zona de plataforma se relajan ( $\sim 3$  cm/s), pero la desviación estándar incrementa hasta 10 cm/s. Las velocidades promedio más altas (Figura 25 c) se desarrollan en verano, en el noreste de la bahía, en la zona cercana a la isobata de los 1500 m (hasta 6 cm/s con una desviación estándar de hasta 10 cm/s); el ciclón en esta estación (verano) se relaja tanto en el valor de velocidad promedio como en la desviación estándar, siendo en ambos casos de 3 cm/s. En otoño (Figura 25 d), se presentan velocidades en el ciclón de hasta 4cm/s con igual valor en desviación estándar. Se observan los mismos valores para la corriente cercana a la isobata, pero con en esa región la desviación estándar se incrementa hasta 10 cm/s.

#### **5.4. Campos de vorticidad**

Dada la presencia de las estructuras dominantes en diferentes profundidades se calcularon los campos de vorticidad, tanto para el promedio anual como estacional en superficie y a los 1500 m, referidos en términos del número de Rossby ( $\zeta/f$ ) (Figura 26 y Figura 27).



**Figura 25.** Promedios estacionales de velocidad horizontal a 1500 m para: a) Invierno, b) Primavera, c) Verano y d) Otoño. Los vectores están centrados en cada celda y visualizados cada quinta celda. La línea punteada muestra la isobata de los 900 m. El color indica la desviación estándar.

En el promedio anual de vorticidad las estructuras ciclónicas (como el ciclón semi permanente de Campeche) se identifican mediante valores positivos

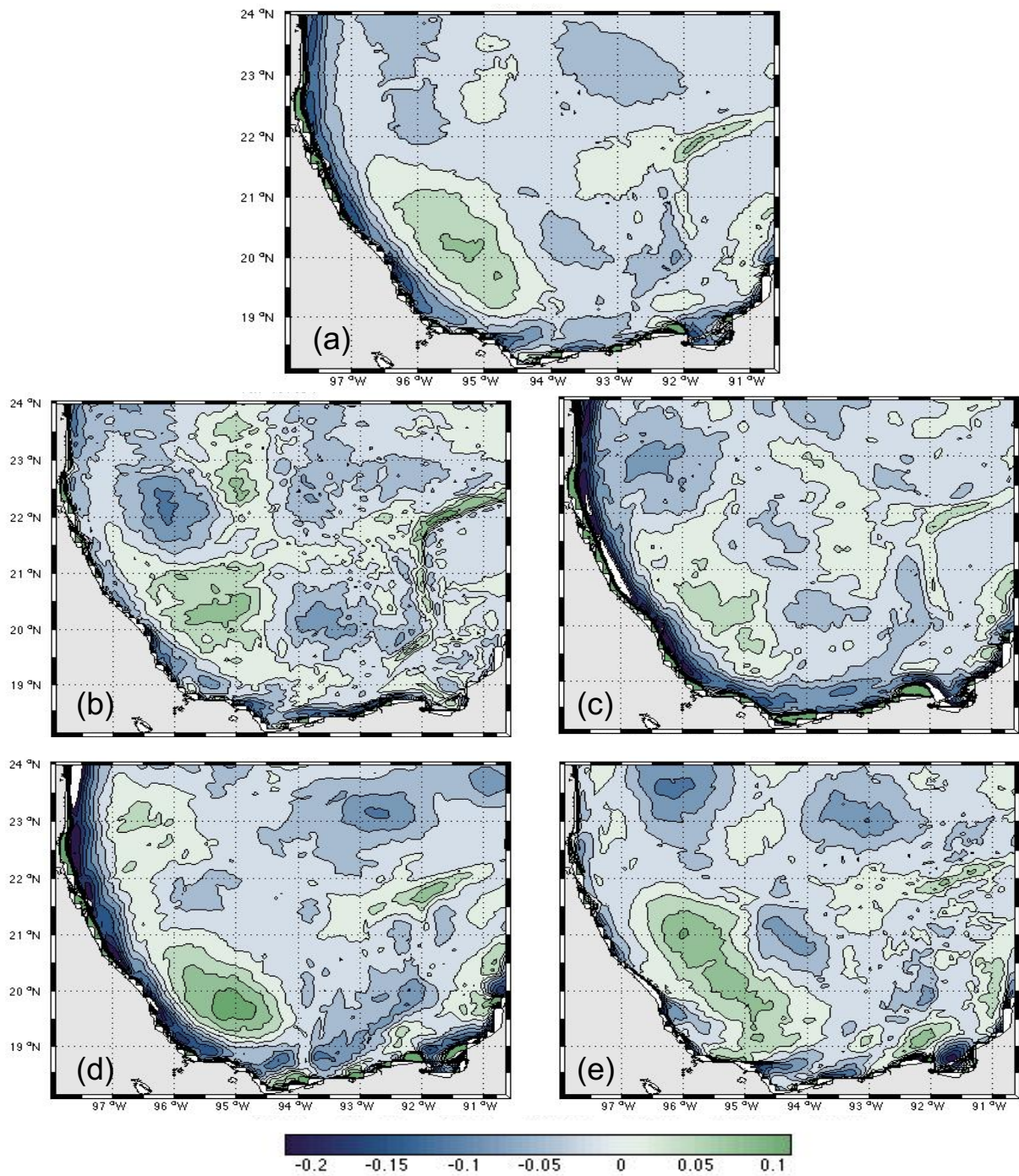
de vorticidad (entre 0.6 y 0.8). Otra zona que presenta los mismos valores positivos se encuentra justo en el escarpe de Campeche. Valores negativos de vorticidad se aprecian al norte de la bahía con valores que alcanzan, en magnitud, el doble de vorticidad positiva que identifica las estructuras ciclónicas de mayor intensidad, es decir, valores negativos que van de -0.10 a -0.15.

A 1500 m de profundidad el remolino ciclónico en el noreste de la bahía presenta valores máximos de hasta 0.06. Una zona con vorticidad negativa entre 0.04-0.5 rodea la vorticidad positiva al noreste, siendo más negativa en donde se localiza el escarpe de Campeche (-0.05 para todas las estaciones).

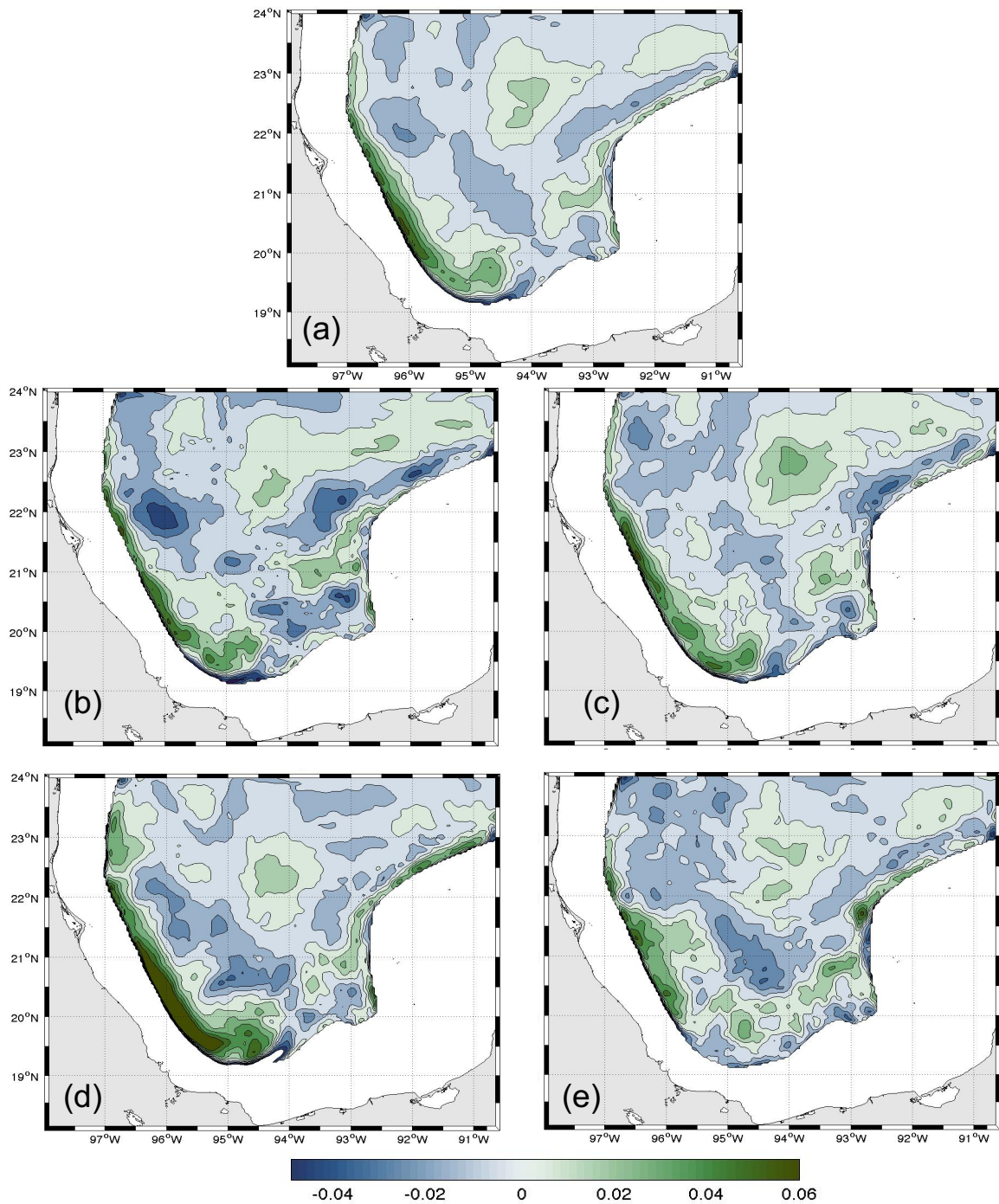
En la Tabla 4 se resumen las características distintivas de la circulación en la Bahía de Campeche.

**Tabla 4.** Resumen de características de estructuras en la BC.

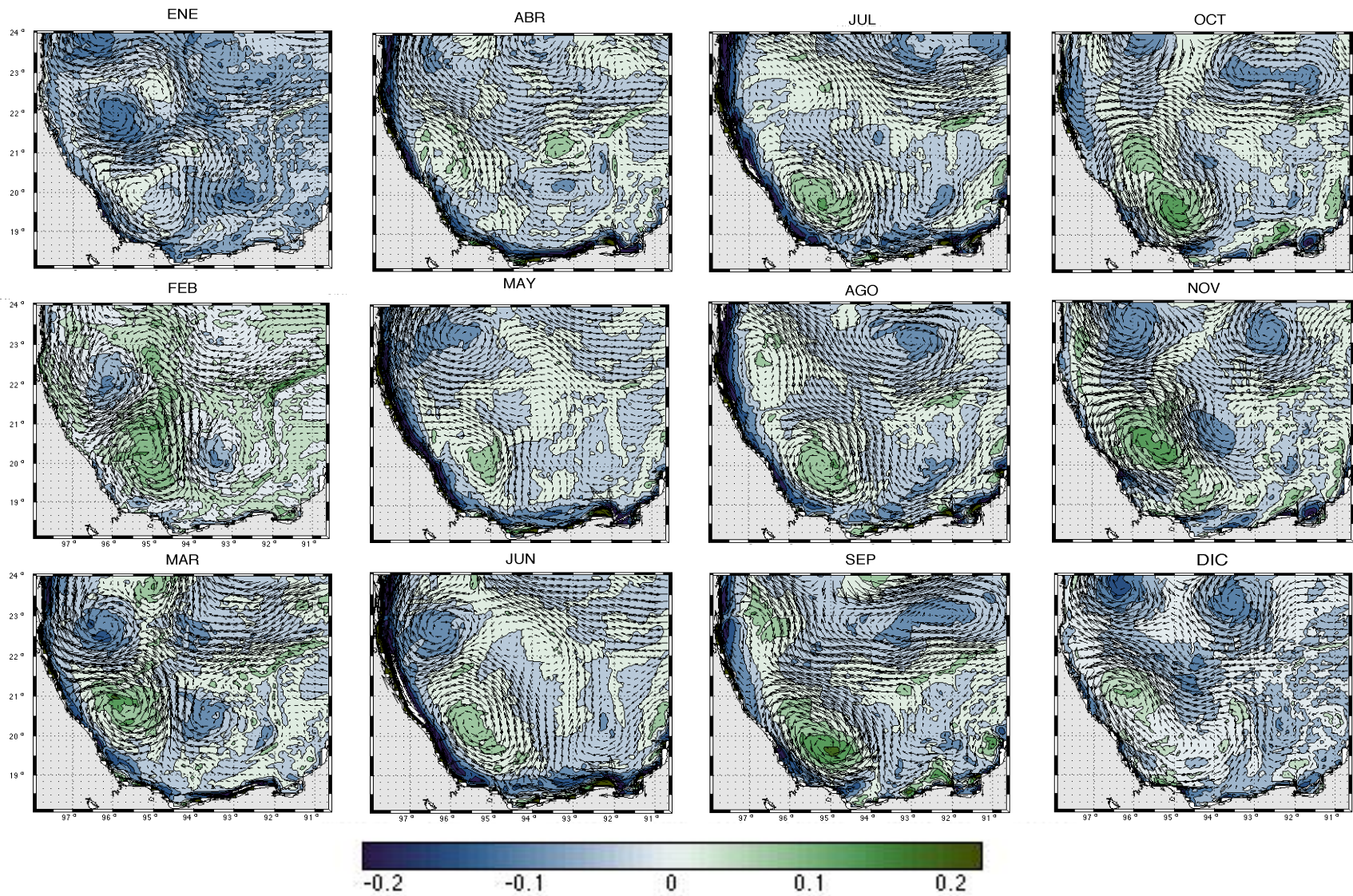
|                      | Anual          |                |           | Invierno       |                |           | Primavera      |                |           | Verano         |                |           | Otoño          |                |           |
|----------------------|----------------|----------------|-----------|----------------|----------------|-----------|----------------|----------------|-----------|----------------|----------------|-----------|----------------|----------------|-----------|
|                      | Vel.<br>(cm/s) | STD.<br>(cm/s) | $\zeta/f$ | Vel.<br>(cm/s) | STD.<br>(cm/s) | $\zeta/f$ | Vel.<br>(cm/s) | STD.<br>(cm/s) | $\zeta/f$ | Vel.<br>(cm/s) | STD.<br>(cm/s) | $\zeta/f$ | Vel.<br>(cm/s) | STD.<br>(cm/s) | $\zeta/f$ |
| Ciclón<br>SO         | 18.0           | 25.0           | 0.6       | 14.0           | 30.0           | 0.5       | 18.0           | 25.0           | 0.4       | 20.0           | 30.0           | 0.8       | 22.0           | 30.0           | 0.6       |
| Corriente.<br>NE     | 20.0           | 25.0           | 0.6       | 13.0           | 25.0           | 0.1       | 12.0           | 25.0           | 0.1       | 18.0           | 25.0           | 0.1       | 14.0           | 25.0           | 0.1       |
| Corriente<br>costera | 29.0           | 30.0           | -0.2      | 40.0           | 25.0           | 0.0       | 29.0           | 30.0           | 0.3       | 22.0           | 25.0           | 0.3       | 10.0           | 30.0           | 0.1       |
| Anticiclón<br>N      | 10.0           | 40.0           | -0.1      | 10.0           | 40.0           | 0.1       | 10.0           | 40.0           | 0.1       | 12.0           | 40.0           | 0.1       | 17.0           | 43.0           | 0.2       |
| Ciclón<br>Prof.      | 5.0            | 4.0            | 0.1       | 4.5            | 4.0            | 0.0       | 6.0            | 5.0            | 0.0       | 3.0            | 3.0            | 0.0       | 4.0            | 4.0            | 0.1       |



**Figura 26.** Campos promedio de vorticidad ( $\zeta/f$ ) en superficie: a) Anual; b) Invierno; c) Primavera; d) Verano y e) Otoño.



**Figura 27.** Campos promedio de vorticidad ( $\zeta/f$ ) a 1500 m de profundidad: a) Anual; b) Invierno; c) Primavera; d) Verano y e) Otoño.



**Figura 28.** Campo de velocidad mensual en superficie (vectores). En color, el promedio mensual de vorticidad ( $\zeta/f$ ).

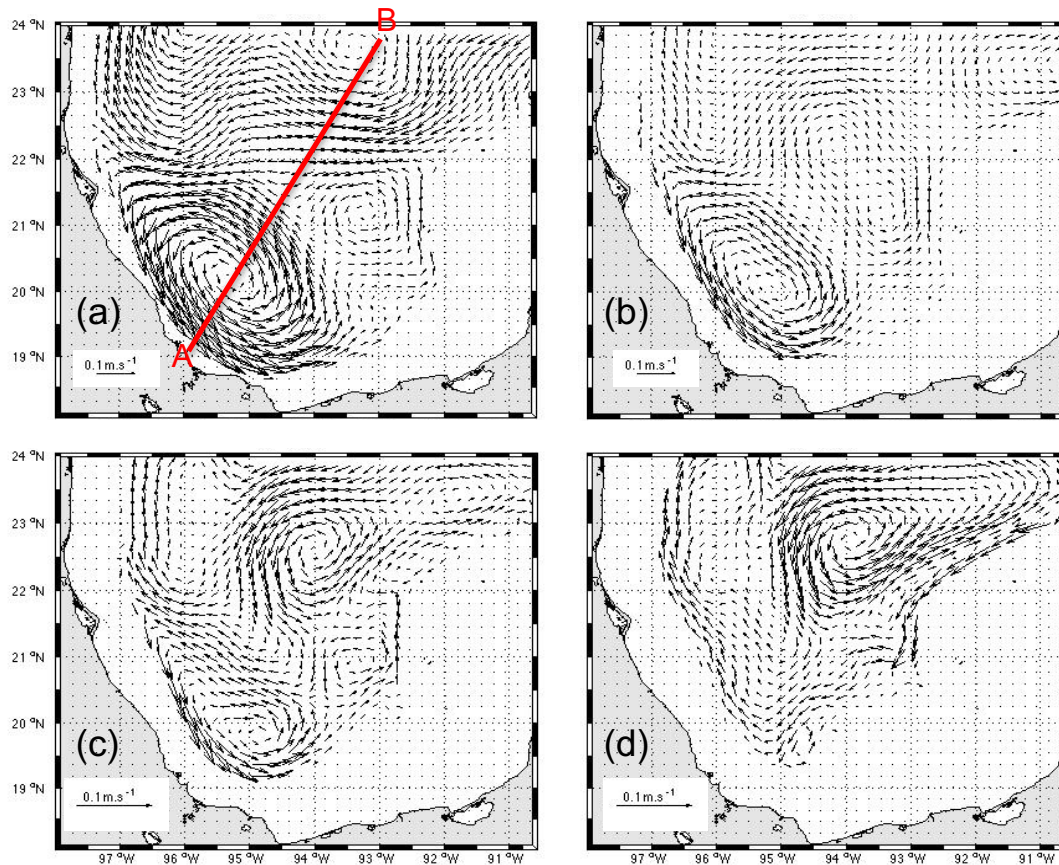
En los promedios mensuales de vorticidad (Figura 28) se puede apreciar que el máximo de vorticidad positiva en el ciclón se encuentra en septiembre, y aparentemente está asociado a la aparición de vorticidad negativa en el noreste, sin embargo, no se encontró una relación marcada. Otro aspecto importante a destacar es que, aunque en los promedios anuales y estacionales la circulación superficial promedio al noreste de la bahía es anticiclónica, en los promedios mensuales no es posible apreciar esta circulación en todos los meses, es decir, si bien el promedio superficial en la región NE es anticitónico, esta circulación no es persistente a lo largo del año, sino solo en los meses de diciembre y parte del otoño, lo que nos habla de la importancia del paso de anticiclones en dicha región que generan una tendencia en el promedio anual y que se refleja en la gran variabilidad marcada por la alta desviación estándar de la velocidad en dicha zona, no obstante, al ser eventos con velocidad mucho mayor que aquella propia de esa región, dejan marcada su huella en los promedios estacionales y anuales.

### **5.5. Estructura promedio vertical**

En la Figura 29, en promedio anual se observa que a 200 m de profundidad el remolino ciclónico presenta velocidades mayores que su derredor (Figura 29a), con velocidades  $>9$  cm/s y con máximos de 14 cm/s al suroeste de la bahía donde el ciclón interactúa con la topografía de la región.

A 500 m de profundidad (Figura 29 b) las velocidades del ciclón aún son las mayores de la bahía con velocidades máximas de 11 cm/s al oeste del remolino ciclónico. A los 1000 m (Figura 29c) las velocidades máximas que

presenta el ciclón al oeste de la bahía son de 6 cm/s, pero otro remolino ciclónico se aprecia centrado en los 22.5° N y los 94° O con velocidades de 3 cm/s. A los 1500 m de profundidad (Figura 29d) el ciclón al suroeste de la bahía ya no se aprecia, pero el ciclón en el centro de la bahía es más evidente con velocidades mayores (4 cm/s).



**Figura 29.** Promedio anual del campo de velocidad horizontal a diferentes profundidades: (a) 200 m, (b) 500 m, (c) 1000 m y (d) 1500 m. Las isobatas de los 200 m, 500 m, 1000 m y 1500m se muestran respectivamente. Los vectores están centrados en cada celda y visualizados cada cinco celdas. La línea en rojo (AB) en el panel (a) indica la sección para las figuras 30 y 31.

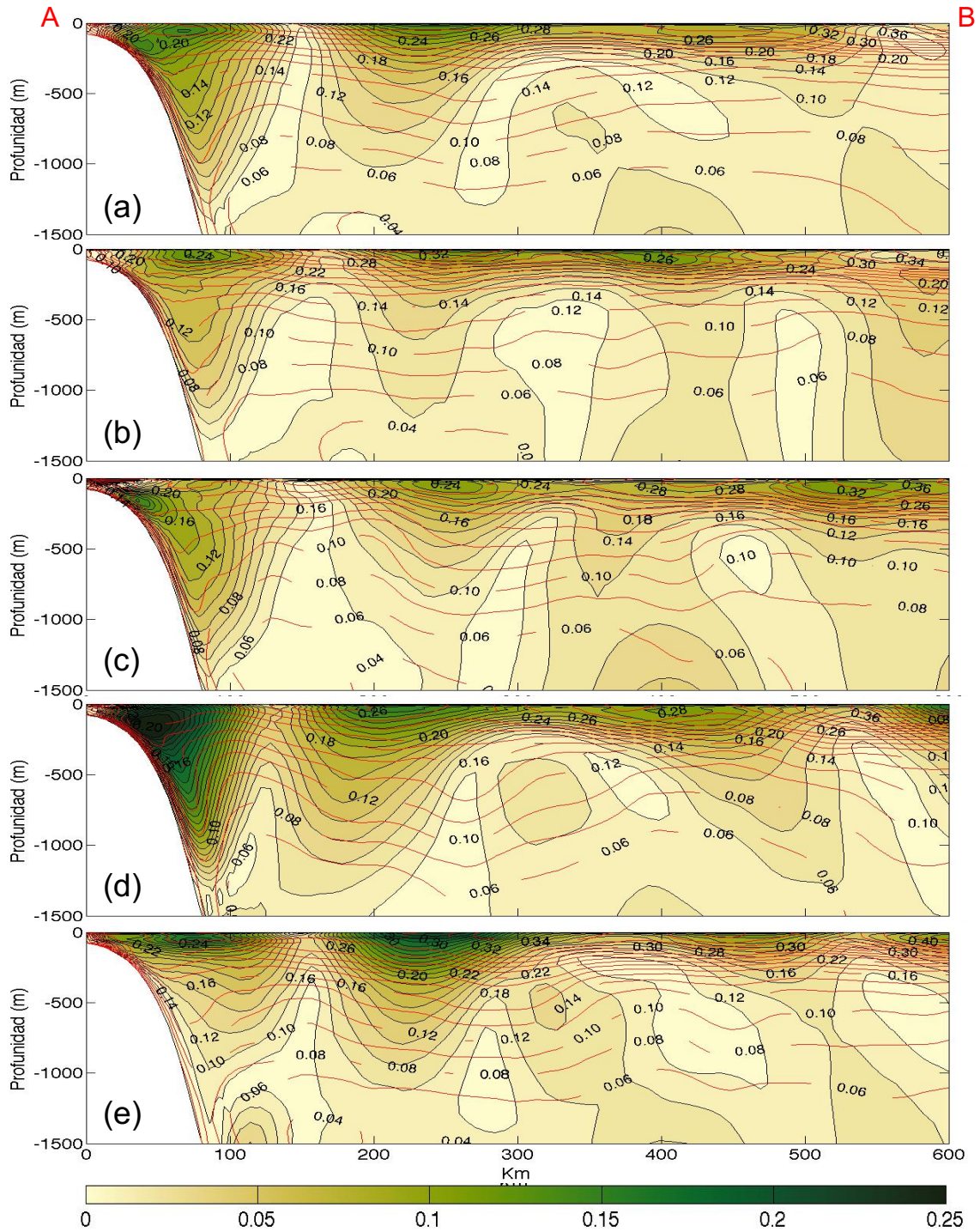
En las secciones de la Figura 30, se observa un remolino ciclónico en los primeros 250 km por encima de los 1000 m, con velocidades máximas en

superficie en todas las estaciones (b, c, d y e) y en el promedio anual (Figura 30a). En invierno y primavera se observa la corriente que entra por el noreste de la bahía por encima de los 400 m, en la sección se ubica después de los 400 km. En verano y otoño se aprecia una circulación anticiclónica en esta misma zona, que reemplaza a la corriente presente en las estaciones precedentes. A profundidades mayores a 1200 m y ubicada después entre 350 y 450 km (Figura 30) se observa la circulación ciclónica en la zona profunda de la bahía (domos profundos).

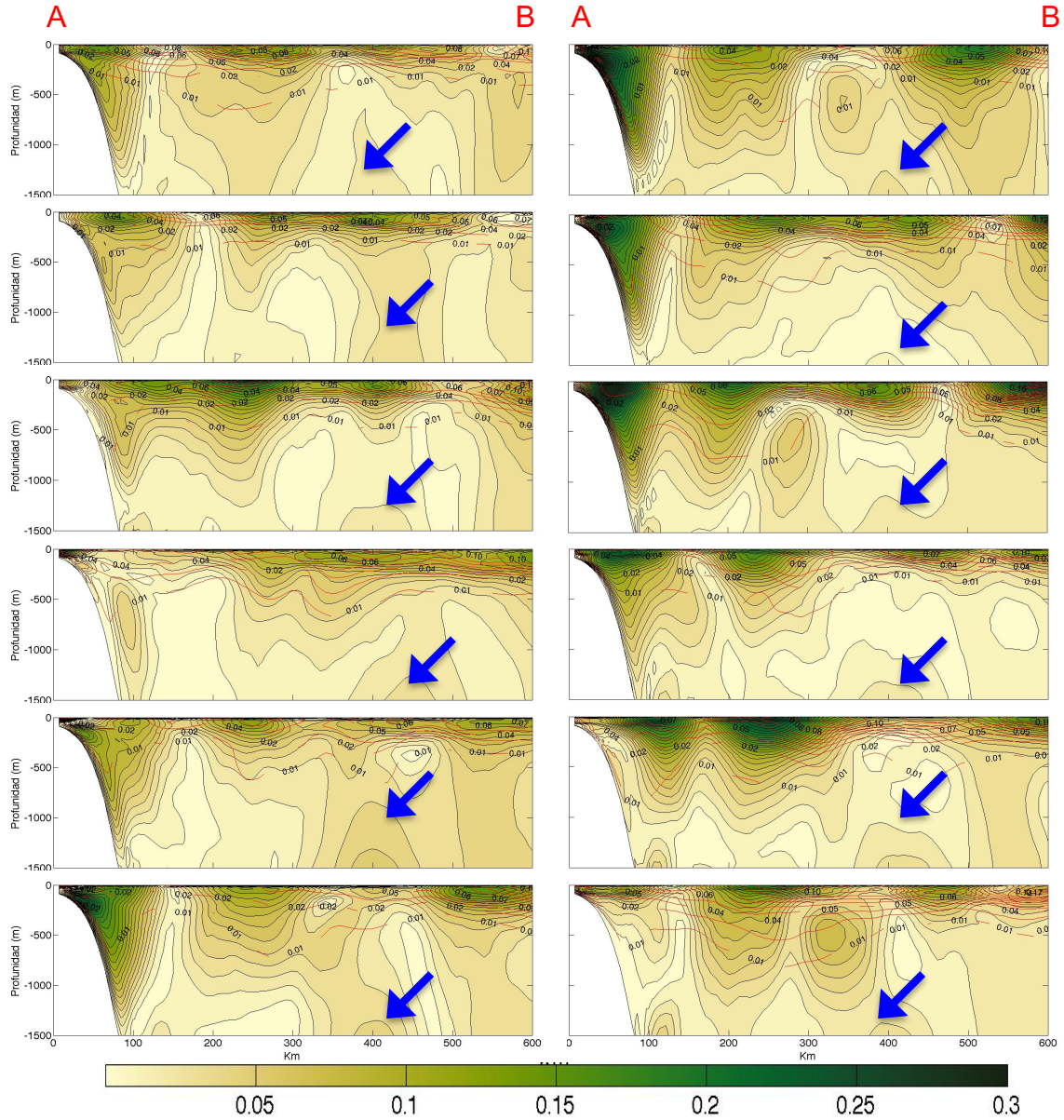
Durante verano, otoño e invierno, la zona oeste del remolino ciclónico muestra velocidades mayores en comparación a la zona este. En verano se exhiben valores máximos de velocidad de aproximadamente 25 cm/s, entre los 150 m y 400 m de profundidad. En otoño, la zona este del remolino presenta velocidades mayores de hasta 21 cm/s en superficie. La corriente del noreste muestra velocidades características de 10 cm/s en superficie, las cuales son más intensas en el extremo oeste durante el verano (17 cm/s).

El remolino ciclónico profundo (>1200 m) incrementa su velocidad conforme la profundidad aumenta, cerca de los 1500 m, exhibe sus velocidades máximas de hasta 5 cm/s en primavera (Figura 30c), mientras que en las demás estaciones los valores máximos son de ~3 cm/s.

Las desviaciones estándar en la zona profunda son del orden de 6 cm/s siendo mayores en primavera (Figura 30b), cuando llegan hasta 6 cm/s cerca de los 900 m de profundidad.



**Figura 30.** Secciones de velocidad de A a B para el promedio: (a) Anual; (b) invierno; (c) Primavera; (d) Verano y (e) Invierno. En color, la velocidad media y en contornos la desviación estándar.



**Figura 31.** Secciones de velocidad de A a B para los promedios mensuales. Enero-Junio (columna izquierda) y Julio-Diciembre (columna derecha). En color, la velocidad media y en contornos la desviación estándar.

Adicionalmente en la Figura 31 se muestran los promedios mensuales para toda la simulación con ROMS, en donde es posible apreciar que las variaciones entre los 800 y 1500 m son menores, apenas llegando a

desviaciones estándar de 1 cm/s, oscilando entre los 500-800 m de profundidad. Sin embargo, si se analizan los promedios, se pueden apreciar contornos de velocidad cercanos a los 5 cm/s (marcado con flechas azules) que se presentan desde los 500 m hasta los 1500 de profundidad, sobre los 400 km de la sección, siendo más visibles en enero (desde superficie hasta los 1500 m) hasta mayo cuando presentan mayor visibilidad. Cuando la velocidad promedio comienza a incrementarse en superficie, las velocidades pueden alcanzar hasta 25 cm/s sobre los 400-600 km de la sección. Esto nos habla de la longevidad de los remolinos ciclónicos profundos, que pueden ser interrumpidos por una circulación anticiclónica en superficie.

En todos los meses es posible apreciar el remolino ciclónico en la zona oeste de la sección (inicio de la sección), siendo menos evidente en abril. En el mes de junio el ciclón se intensifica alcanzando velocidades aproximadas de 10 cm/s cerca de los 1500 m de profundidad. El ciclón hasta profundidades cercanas a los 1500 perdura hasta el mes de septiembre, en octubre comienza su reducción tanto de velocidad como en presencia sobre la columna de agua., siendo hasta noviembre cuando se ubica por encima de los 1000 m.

Posterior a los 400 km en la sección, dentro de los primeros 400 m de profundidad se aprecian velocidades que pueden llegar a ser intensas, hasta 22 cm/s, presentando la desviación estándar máxima en la zona más al noreste de la sección de aproximadamente 10 cm/s. Por debajo de estos 400 m se llegan a presentar otras estructuras, con velocidades de hasta 10 cm/s presentes en los

promedios de agosto, septiembre y diciembre, éstos se producen aparentemente en la zona de convergencia de estructuras ciclón-anticiclón.

### **5.6. Evolución espacio-temporal de un anticiclón superficial y un ciclón profundo.**

Para ilustrar mejor como se desarrolla un remolino ciclónico profundo se muestra la secuencia desde su formación hasta su desaparición (Figura 32). El 14 de febrero del año 14 de modelación (Figura 32a) se observa un anticiclón por el límite norte de la Bahía de Campeche en superficie evidenciado por su elevación de hasta 20 cm, mientras en la zona más profunda, con velocidades máximas de hasta 18 cm/s, se comienza a formar un ciclón profundo, el anticiclón en superficie se desplaza hacia el oeste sobre los 23.5° N y para el 29 de febrero (Figura 32b) el ciclón a los 1500 m está bien definido con velocidades de hasta 17 cm/s.

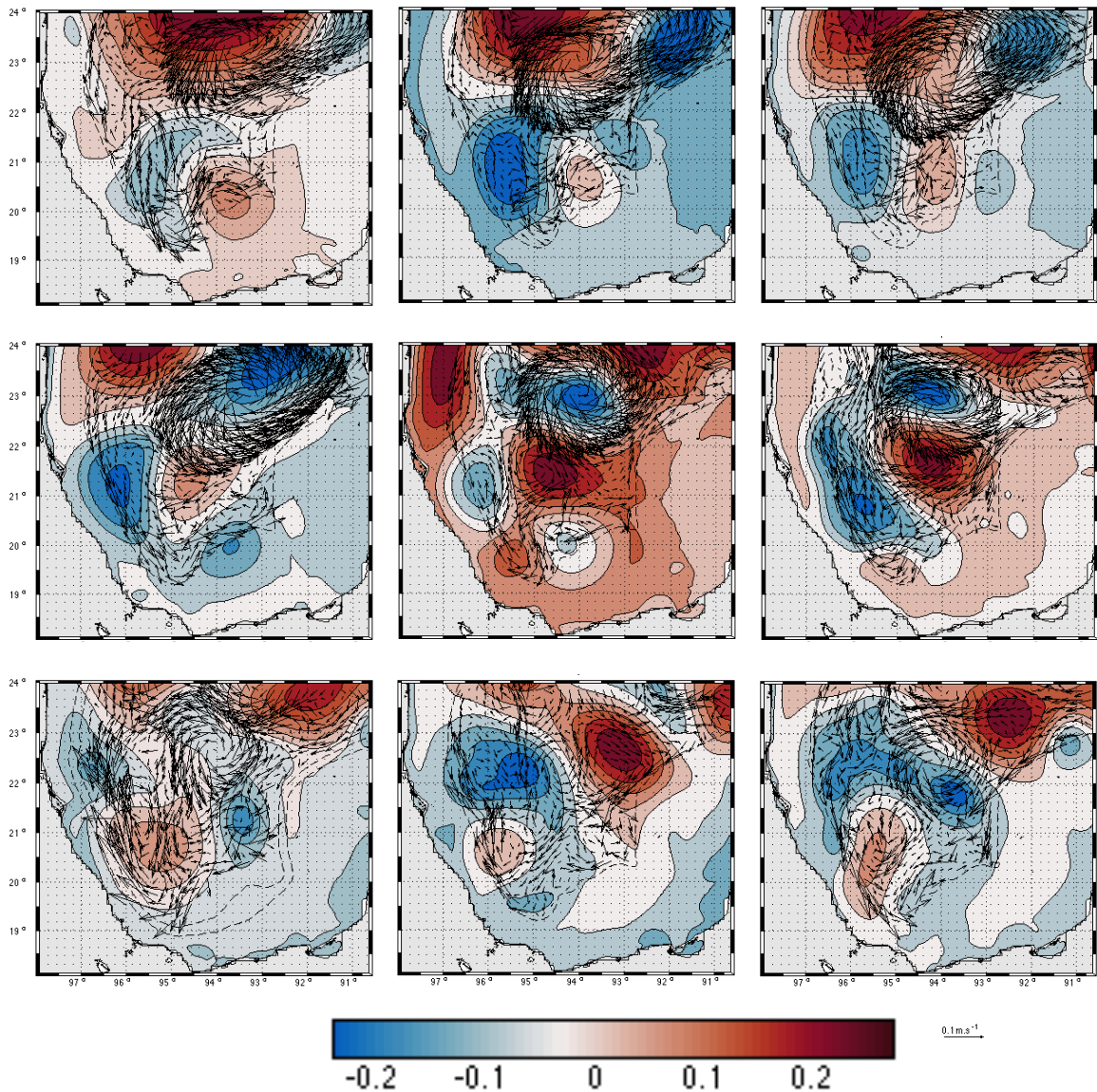
Para el 8 de marzo (Figura 32c) el remolino anticiclónico en superficie describe un desplazamiento hacia el suroeste, donde comienza a interactuar con el remolino ciclónico superficial del suroeste de la bahía. En cuanto a la circulación ciclónica en profundidad, ésta presenta velocidades de hasta 16 cm/s; durante marzo el anticiclón en superficie aparentemente se queda estacionario en el oeste de la bahía entre los 22 y los 23 °N, y a 1500 m el remolino ciclónico comienza a viajar hacia el este, colisionando con la isobata de los 1500 m e incrementando su velocidad hasta 22 cm/s.

El remolino profundo permanece hasta el 29 de marzo (Figura 32d) cuando el anticiclón en superficie comienza a viajar hacia el suroeste, presenta velocidades hasta de 18 cm/s en el extremo que interactúa con la isobata, alcanza una longitud máxima en su eje de aproximadamente 400 km, en tanto que el anticiclón presenta elevaciones de hasta 30 cm. Para el 29 de abril (Figura 32e) el remolino viaja al norte de la bahía a  $22.5^{\circ}$  N y se localiza en su zona más costera, conforme se aleja el anticiclón, en profundidad, el remolino ciclónico se reduce en tamaño hasta los 200 km presentando velocidades de 15 cm/s.

El ciclón en profundidad presenta velocidades de hasta 13 cm/s hasta el 23 de mayo (figura 32e), mientras el anticiclón se disipa en superficie después de permanecer aproximadamente un mes cerca de la costa.

El remolino ciclónico profundo permanece hasta el 14 de julio (figura 32g) con velocidades que llegan a los 13 cm/s. Al norte de la bahía, en superficie, llega un remolino anticiclónico y trae consigo una corriente profunda que colisiona con el remolino, a partir de este punto el ciclón profundo reduce sus velocidades (9 cm/s) pero prevalece hasta finales de julio. Para el 2 de agosto (Figura 32h) el ciclón profundo presenta velocidades medias de 8 cm/s y se puede observar que un remolino anticiclónico se aproxima por el noreste.

El 29 de agosto (Figura 32i) el remolino ciclónico en superficie se posiciona sobre el ciclón profundo logrando que éste se disipe y/o reorganice. En total, el remolino permanece cerca de 7 meses en la zona profunda.



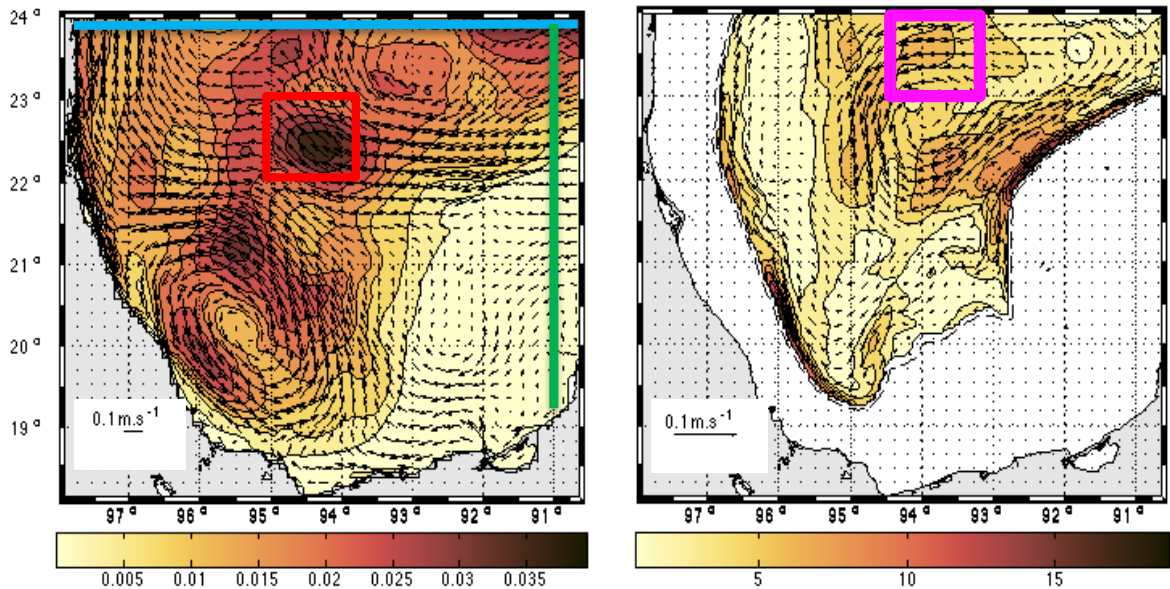
**Figura 32.** Evolución de un evento de remolino ciclónico profundo. Evolución mensual de izquierda a derecha y arriba hacia abajo. En color la elevación de la superficie ( m), los vectores muestran el campo de velocidad a 1500 m de profundidad.

### 5.6.1. Variabilidad de la circulación ciclónica

Para cuantificar la variabilidad temporal de los remolinos descritos en el año 14 de modelación, tanto en superficie como a 1500 m de profundidad se obtuvieron las anomalías de Energía Cinética Turbulenta (Eddy Kinetic Energy: EKE) mostradas en la Figura 33. Se puede observar que las anomalías más altas en superficie están asociadas a la interfaz entre la circulación ciclónica al suroeste y la entrada de la corriente al noreste de la bahía, sin embargo, todo el norte presenta también valores altos de anomalía de EKE.

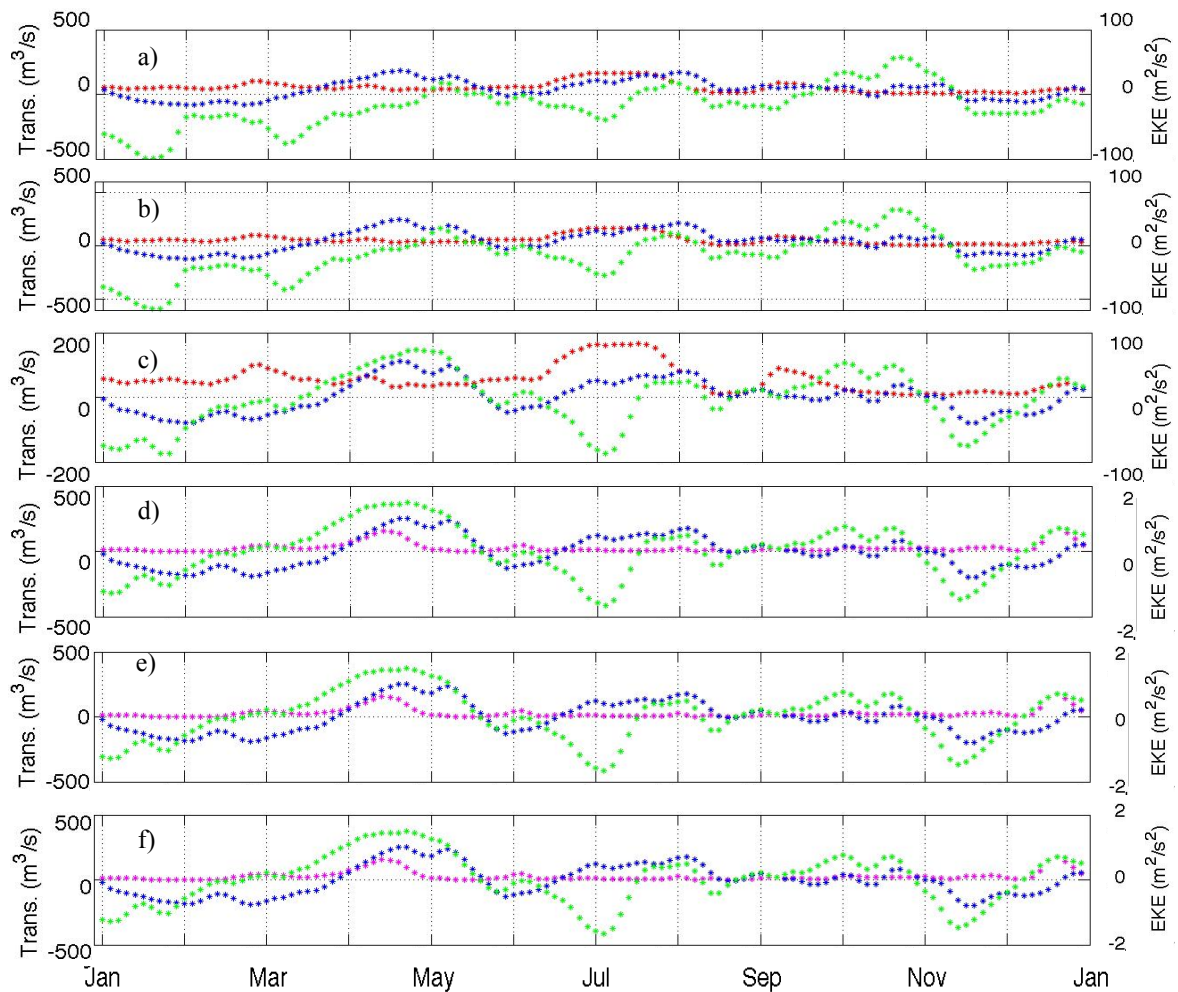
En la profundidad de 1500m la presencia del remolino ciclónico profundo es la que presenta las anomalías más evidentes, al igual que la zona más al suroeste de la bahía y la zona de la isobata donde está el escarpe de Campeche.

En la figura 34 se puede apreciar la serie del transporte que entra por las fronteras este y norte a diferentes profundidades, en la Figura 32 estas son indicada con líneas verde y azul respectivamente. Se calculó la serie de tiempo de EKE en superficie (en color rojo) y a 1500 m (color magenta) (ver Figura 33) con el fin de identificar qué afecta más a las anomalías de EKE.



**Figura 33.** Anomalia de EKE ( $\text{cm}^2/\text{s}^2$ ) para superficie y a 1500 m, para el año 14 de simulación (en color). Los vectores indican el campo promedio de velocidad (m/s). Las líneas de color indican los transectos donde se calculó el transporte; los cuadros (zona profunda de la BC) donde se calculó la EKE para las series de tiempo.

Se eligieron los cuadros rojo y magenta indicados en la Figura 33 por ser las zonas donde la anomalia de EKE es mayor durante el año 14 de modelación, tanto en superficie como a 1500 m. Para determinar los transportes se eligieron las zonas norte y este, por ser los limites o fronteras de comunicación de la BC con el GOM. En la Figura 34, en color verde se puede observar que las máximas amplitudes corresponden al transporte que entra por el este de la bahía mientras que el tranporte procedente del norte presenta menor variación.



**Figura 34.** Serie de tiempo de transporte a través de las fronteras E (verde), N (azul); anomalía de EKE en superficie (rojo), anomalía EKE a 1500 m (magenta). Integrado de: (a) 0-500 m; (b) 0-700 m; (c) 500-900 m; (d) 500-1500 m; (e) 700-1500m; (f) 900-1500 m.

Es posible observar que el EKE superficial (línea roja en Figura 34a,b) se incrementa cuando tenemos la llegada del remolino anticiclónico, correspondiente al 14 de febrero del año 14 de modelación (Figura 32a), se incrementa el doble, pasando de 24.2 (el 14 de febrero) a 50.4  $\text{m}^2/\text{cm}^2$  para el 29 de febrero. A mediados de junio hay un incremento notorio del EKE

subsuperficial (Figura 34c), ya que pasa de  $30.18 \text{ m}^2/\text{cm}^2$  a  $81.55 \text{ m}^2/\text{cm}^2$  del 11 de junio al 2 de julio, este se mantiene hasta finales de julio con valores cercanos a los  $80 \text{ m}^2/\text{cm}^2$ . Este máximo se presenta cuando interactúan remolinos más pequeños que resultan de la circulación promovida por el remolino anticiclónico que entra a inicios de año a la bahía, es decir podría ser el producto de la interacción anticiclón superficial y ciclón profundo justo en el área del EKE en superficie.

Los incrementos del EKE a 1500 m están relacionados con la formación del remolino ciclónico profundo, ya que un incremento ocurre el 14 de marzo del año 14 de modelación con un máximo de  $1.58 \text{ m}^2/\text{cm}^2$  que coincide con la permanencia del ciclón profundo en la zona de cálculo del área de EKE a los 1500 m (Figura 32c).

Para poder evaluar que frontera contribuye más con las anomalías de EKE se obtuvieron los coeficientes de correlación para los transportes calculados a diferentes profundidades y las anomalías EKE en superficie y a 1500 m de profundidad, estos coeficientes de correlación se muestran en la tabla 5.

Los transportes calculados a diferentes profundidades en el norte se relacionan con el EKE superficial y con el EKE a los 1500 m de manera muy parecida, con valores de correlación cercanos a 0.2, no hay diferencias notables salvo con el transporte que entra entre los 900-1500 m, ya que este está más

correlacionado con los dos cálculos de EKE superficial y la EKE a 1500 m, con valores de -0.3848 y 0.3206 respectivamente (en amarillo en la tabla 5).

**Tabla 5.** Coeficientes de correlación en las series de tiempo de transporte vs EKE en superficie y a 1500 m.

| EKE<br>Transporte | Superficie (10 m) | Profundidad 1500 m |
|-------------------|-------------------|--------------------|
| 0-500 N           | 0.2722            | 0.2382             |
| 0-500 E           | -0.1994           | 0.0014             |
| 0-700 N           | 0.2638            | 0.2499             |
| 0-700 E           | -0.2227           | 0.087              |
| 500-900 N         | 0.2253            | 0.2676             |
| 500-900 E         | -0.2582           | 0.4231             |
| 500-1500 N        | 0.2061            | 0.2415             |
| 500-1500 E        | -0.2519           | 0.5231             |
| 700-1500 N        | 0.1977            | 0.231              |
| 700-1500 E        | -0.2453           | 0.5517             |
| 900-1500 N        | -0.3848           | 0.3206             |
| 900-1500 E        | 0.4266            | 0.2554             |

Mientras que el transporte que entra por el este, está relacionado negativamente con el EKE superficial (letras azules en la tabla 5), lo que entra por las capas más someras por el este aparentemente no está correlacionado

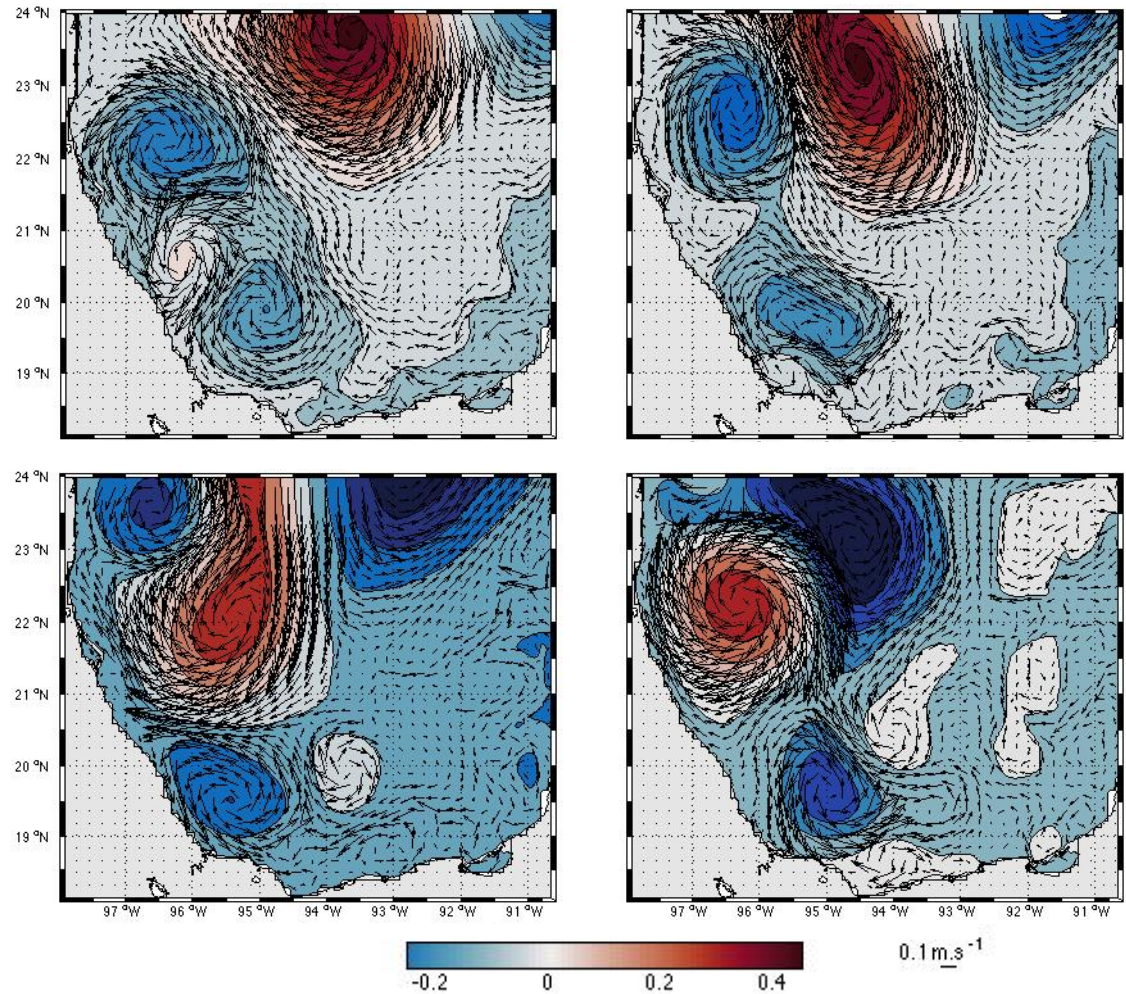
con el EKE a 1500m, pero el transporte que entra en capas más profundas está altamente correlacionado con el EKE a 1500 m (letras rojas en la tabla 5).

### **5.6.2. Interacción en superficie de remolinos anticiclónicos y ciclónicos**

En la Figura 35 se presenta un ejemplo de la circulación superficial promovida por un remolino anticiclónico cuando llega a la Bahía de Campeche a inicios del mes de septiembre del año 8 de modelación (Figura 35a). El RCL se aprecia en el norte de la bahía entre los 92 y 95° O, con una elevación de aproximadamente 40 cm y diámetro de 300 km, se encuentra centrado en los 23.5° N y 93.5° O, con velocidades entre 60–70 cm/s, mientras que el remolino ciclónico se puede apreciar en la zona más al suroeste de la bahía, interactuando con un remolino anticiclónico de menor tamaño, con velocidades de aproximadamente 30 cm/s.

El anticiclón describe un movimiento hacia el oeste hasta interactuar con un remolino ciclónico secundario el 23 de septiembre (Figura 35b), el remolino anticiclónico en su desplazamiento hacia el oeste reduce su elevación y promueve velocidades mayores en el límite oeste-suroeste donde colisiona con el remolino ciclónico (máximas de 90 cm/s). Los dos remolinos que resultan de la colisión incrementan sus velocidades hasta 40 cm/s, siendo más evidente en el remolino ciclónico que colisiona con el anticiclón. Al chocar con el ciclón, el RCL describe una trayectoria hacia el suroeste en los primeros días de octubre (Figura 35c), pierde aproximadamente 32.5% de su elevación y reduce su velocidad orbital hasta 60 cm/s. Es la máxima incursión del anticiclón en la

bahía de Campeche aproximadamente hasta los 20.5° N y queda entre dos remolinos ciclónicos, uno al norte y otro al sur, los cuales presentan velocidades de hasta 40 cm/s.



**Figura 35.** Mapa de altura del nivel del mar obtenido de ROMS, donde un remolino anticiclónico llega a la Bahía de Campeche (en colores rojos), y el remolino ciclónico es desplazado (colores azules), los vectores de dirección se muestran centrados cada quinta celda. Las imágenes corresponden a: a) 8 de septiembre, b) 23 de septiembre, c) 11 de octubre y 11 de noviembre del año 8 de modelación.

Para el 8 de noviembre (Figura 35c) el anticiclón migra hacia el norte y comienza a posicionarse sobre los  $22.5^{\circ}$  N y los  $96^{\circ}$  O, donde va perdiendo velocidad y presenta velocidades máximas de 6 cm/s, el remolino anticiclónico comienza a extenderse hasta cerca de los  $20.5^{\circ}$  N con velocidades de hasta 60 cm/s.

## VI. Discusión

### 6.1. Validación

Estudios como el de Marta-Almeida (2012), han demostrado que la salinidad está fuertemente influenciada por los procesos advectivos laterales y la reproducción del campo de salinidad mejora cuando los remolinos son capaces de mejorar la exportación de características de la columna de agua. Las diferencias positivas de temperatura en superficie en el noreste de la bahía muestran que el modelo representa mejor la variabilidad producida por los remolinos en esta zona, sin embargo en cuanto a salinidad se refiere, estos están condicionados desde las condiciones iniciales de CARS09, ya que éstos describen mayor variabilidad en los primeros 250 metros, donde presentan un mínimo de salinidad en superficie en varias estaciones (de septiembre a diciembre) y un máximo en zona subsuperficial (250 m). Aparentemente las climatologías de WOA y los resultados numéricos de ROMS están más suavizados en cuanto a salinidad se refiere. Probablemente el suavizado de los perfiles de salinidad de ROMS mostrados en la figura 18, entre los 500- 700 m se debe a una mala parametrización de la difusión y mezcla propias del modelo, o bien a un exceso de difusión numérica, dado que, si bien, los perfiles de CARS09 (condiciones iniciales) si incluyen un mínimo subsuperficial en salinidad, este no se conserva a través de la solución de ROMS. Este proceso es descrito por Griffies *et al.*, (2000) quien sostiene que los modelos en coordenadas sigma, no están restringidos para conservar la adiabaticidad y se

basan en la convergencia numérica, lo cual se manifiesta en cantidades inestables de mezcla diapícnica debido a truncamientos numéricos. Asimismo, la sobreestimación de salinidad en la zona más al sur de la bahía se presenta debido a la falta de aportes de ríos durante la simulación numérica, ya que en esta zona descargan los ríos, Coatzacoalcos y el sistema Usumacinta-Grijalva. Las descargas de estos dos últimos ríos representan la tercera en importancia a nivel Golfo de México, después de los ríos Misisipi y Atchafalaya (Montalvo-Urgel *et al.*, 2010).

En cuanto a temperatura, el modelo resuelve adecuadamente la estructura vertical, sin embargo, presenta diferencias cuantitativas importantes, esto debido a las condiciones iniciales que presentan mayores temperaturas en superficie. Estudios previos han demostrado que las variaciones en temperatura tienden a dominar la densidad en la región del Golfo de México (Mancillas, 2007), sin embargo, en este estudio las variaciones en salinidad si muestran una marcada contribución en los diagramas de T-S, y el modelo presenta deficiencias importantes en la representación de los perfiles de salinidad que se ven reflejadas en la densidad, pero a pesar de dichas diferencias en salinidad se tiene que en general el modelo ROMS reproduce con buenas aproximaciones los procesos dinámicos asociados con la circulación oceánica y circulación costera en la BC.

Las estimaciones de elevación del nivel del mar de ROMS comparadas con los datos de AVISO sobreestiman los altos y los bajos con respecto a la elevación de la superficie del mar, sin embargo, también se ha demostrado que

los datos de AVISO comparados con estimaciones del nivel del mar a partir de derivadores, en la zona de Campeche, subestiman las alturas en un 10% (Sandoval, 2011). Para nuestro estudio estas variaciones no parecen afectar la velocidad de las corrientes, ya que estas últimas mostraron estar bien representadas tanto en dirección como en magnitud, comparadas con datos de boyas, no obstante, se sugiere una mayor investigación para tratar de mitigar estas diferencias.

## **6.2. Patrones de circulación**

Los resultados de la simulación en la Bahía de Campeche muestran una circulación compleja en la que interactúan diversas estructuras, siendo las principales, el remolino ciclónico al suroeste de la bahía, los remolinos anticiclónicos que dominan el norte del dominio, una corriente que ingresa a la bahía por el este y una circulación costera suroeste en los meses de primavera y verano. Mientras que en la zona profunda la estructura más dominante es el remolino ciclónico al noreste de la bahía, que puede permanecer meses en la zona.

### **6.2.1. Circulación ciclónica al suroeste de la bahía**

Los resultados de la simulación confirman la presencia de un remolino ciclónico documentado por Vázquez De La Cerda *et al.* (2005), por medio de mediciones hidrográficas y por trabajos como el de DiMarco *et al.* (2005), y Pérez-Brunius *et al.* (2013), con corrientes lagrangianas. El trabajo con

flotadores de Pérez- Brunius *et al.* (2013) sitúa al ciclón al suroeste de la bahía, donde tiene como frontera norte los 21.5° N y los 94° O como frontera este, con velocidades medias de 11 cm/s -26 cm/s, y con una ligera intensificación en el límite oeste, donde alcanza velocidades máximas de 29 cm/s -34 cm/s. El ciclón en la simulación con ROMS presenta velocidades menores al sur de la bahía de aproximadamente 10 cm/s en invierno, y máximas velocidades superficiales de 22 cm/s en otoño, donde también se observa su máxima cobertura superficial hacia el norte, llegando hasta los 22° N (Figura 21d). La intensificación de la corriente en el oeste se puede apreciar en las secciones verticales de invierno, primavera, y más evidentemente en verano, cuando presenta hasta 25 cm/s entre los 150 m y 400 m de profundidad (Figura 29c). Para el otoño, la interacción con remolinos anticiclónicos promueve corrientes más intensas en la zona este, ya que la desviación estándar estacional de invierno de la simulación es más intensa (~30 cm/s) en la zona de incidencia de los remolinos anticiclónicos, esto probablemente debido a que el modelo representa mejor la variabilidad que promueven estos remolinos al norte de la bahía, que los datos colectados mediante boyas de deriva aún no reflejan, dado que no presentan una cobertura total de la zona.

En la circulación estacional en el suroeste de la bahía, a 900 m (Figura 29) se describe una circulación ciclónica con velocidades máximas de aproximadamente 11-12 cm/s en verano, este patrón también es evidente en el promedio anual a 200 y 500 m de profundidad. Weatherly *et al.* (2002), utilizando promedios de 4 años de mediciones de boyas a esta profundidad,

registraron esta circulación ciclónica a 900 m con velocidades máximas de hasta 10 cm/s. Pérez-Brunius *et al.* (2013), correlacionan las velocidades de boyas en superficie con amarres hasta los 2000 m de profundidad, encontrando una alta correlación hasta los 700-1000 m, lo cual sugiere que el remolino ciclónico tiene una estructura equivalente a un flujo barotrópico. En las secciones verticales de la Figura 30 podemos apreciar las intensidades del remolino ciclónico, se observa que en verano tiene su máxima profundización, cerca de los 1500 m, en el oeste, alcanza velocidades máximas de 10 -11 cm/s y en el este de las secciones, a la misma profundidad, tiene menor intensidad.

La formación y permanencia del remolino puede estar asociada a la topografía de la región, ya que como ha sido mostrado por experimentos en laboratorio con mesa rotatoria como el de Sandoval (2011), un forzamiento anticiclónico en una bahía con escalón, desarrolla una corriente en el norte del escalón, y una acumulación de vorticidad ciclónica en la parte profunda al costado oeste del escalón, aunque la vorticidad ciclónica también se produce si el sistema recibe un forzamiento ciclónico. Los valores de vorticidad positiva en el centro y periferia del remolino ciclónico en superficie que reproduce ROMS están en promedio en 0.6 mientras que al noreste hay presencia de una vorticidad negativa, lo que hace suponer que la mayor parte de los forzamientos que llegan a la zona noreste son anticiclones, lo que por los efectos batimétricos se traduce en una vorticidad positiva en el remolino ciclónico al suroeste.

Apoyados en la correlación que muestra el transporte que entra por el

norte en el año 14 de simulación, con coeficiente de correlación cercano a 0.2 para el EKE en superficie así como para el EKE a 1500 m calculado en la zona elegida, podemos decir que es una zona de interacción entre el remolino ciclónico del suroeste de la bahía y la llegada de remolinos anticiclónicos por el norte y que este promueve igual circulación en superficie como hasta los 1500m. Pérez-Brunius *et al.*, (2013) argumentan que la interacción de los dos remolinos puede resultar en una pérdida de agua del remolino ciclónico por el margen oeste de la Bahía, debido a que el transporte por el norte es principalmente positivo, y que el transporte que ocurre en la frontera este presenta mayor variabilidad con valores más negativos y más positivos. Además, la correlación entre el transporte que ocurre en la frontera este con el EKE superficial es negativo en la mayoría de las profundidades, se puede decir que la pérdida de agua puede ser principalmente en la frontera este, y desde superficie hasta los 1500 m, y que este transporte por el este también está más relacionado con lo que ocurre con el EKE a los 1500 m, pudiendo ser que la pérdida de agua que sugiere Pérez-Brunius *et al.*, (2013) también promueve circulación en las capas profundas.

La presencia del remolino ciclónico en la zona suroeste de la Bahía de Campeche representa un mecanismo de transporte de propiedades oceánicas como masa y energía, pero también tiene implicaciones biológicas, como son las corrientes divergentes que inducen el ascenso de agua subsuperficial por efecto de su vorticidad positiva. Dichos movimientos ascendentes pueden transportar nutrientes a la capa superficial, pero debido a que la zona central de

los remolinos ciclónicos es altamente turbulenta los nutrientes no inducen florecimientos importantes en la región (Díaz-Flores *et al.*, 2017).

## **6.2. Circulación ciclónica profunda al noreste de la bahía**

La circulación profunda en el oeste del Golfo de México es mayormente ciclónica (DeHaan y sturges, 2005). Este resultado también se obtiene en el presente estudio, y se pudo describir desde la formación de uno de los eventos hasta que aparentemente se disipa, este evento ha sido documentado recientemente por Pérez-Brunius *et al.*, (2018) y Tenreiro *et al.*, (2018), con datos de boyas de deriva y amarres.

El estudio lagrangiano de la zona profunda del Golfo de México (julio de 2011 y septiembre de 2013) realizado por Pérez-Brunius *et al.*, (2018) reporta una circulación costera a los 1500 m de profundidad con velocidades máximas de 5 cm/s, y una circulación ciclónica sobre la zona abisal del Golfo de México. El modelo numérico utilizado en este trabajo representa de manera adecuada esta circulación ciclónica profunda, ya que ésta se puede apreciar en todos los promedios anuales y estacionales a los 1500m (Figura 24 y Figura 25), con velocidades máximas de 5 cm/s, que corresponde a la misma intensidad reportada por Pérez-Brunius *et al.* (2018). Estos autores nombran a dicha estructura como “el Giro Abisal de Sigsbee”, SAG (por sus siglas en inglés: Sigsbee Abyssal Gyre). De manera complementaria, en las secciones verticales de velocidad estacional de nuestros resultados numéricos se puede apreciar este remolino ciclónico que en primavera (Figura 30b) presenta sus velocidades

más intensas ( $\sim 5$  cm/s) cerca de los 1200 m y se extiende hasta los 1500 m de profundidad, en verano (Figura 30c). Esta estructura se profundiza hasta cerca de los 1900 m donde alcanza sus velocidades máximas ( $\sim 3$  cm/s), mientras que en otoño e invierno presenta sus máximas velocidades cerca de los 1500 m, esta migración en profundidad del SAG posiblemente está asociada a la presencia de remolinos anticiclónicos en zonas más someras, ya que su aparición coincide con la profundización del SAG.

Un resultado interesante recientemente reportado por Tenreiro *et al.*, (2018) es que la vorticidad cambia de positiva a negativa en la zona profunda cuando pasa un LCE en superficie, este resultado es posible apreciarlo en la Figura 26 y 27, relacionándolo podemos observar que en superficie prevalecen condiciones de vorticidad negativa en la zona sobre  $93^{\circ}\text{O} - 23^{\circ}\text{N}$ , y a 1500 m, desfasado por un grado al oeste, en los  $94^{\circ}\text{O} - 23^{\circ}\text{N}$ , una señal de vorticidad positiva. El desfase puede ser explicado por la manera en que viajan estas estructuras, ya que teóricamente los remolinos anticiclónicos viajan con dos remolinos ciclónicos profundo asociados, uno enfrente y otro atrás del anticiclón (Tenreiro *et al.*, 2018).

En la Figura 32, en superficie, cuando arriba un remolino ciclónico por la frontera norte de la bahía, se puede observar en la serie de tiempo de transporte en superficie que hay un incremento en el transporte que ingresa a la bahía por el norte entre los 0-500 m, de enero a abril, sin embargo este se relaciona más con la EKE a los 1500 m en la zona del ciclón profundo, ya que el coeficiente de relación  $cc = 0.5814$ , por lo que hay una marcada contribución del

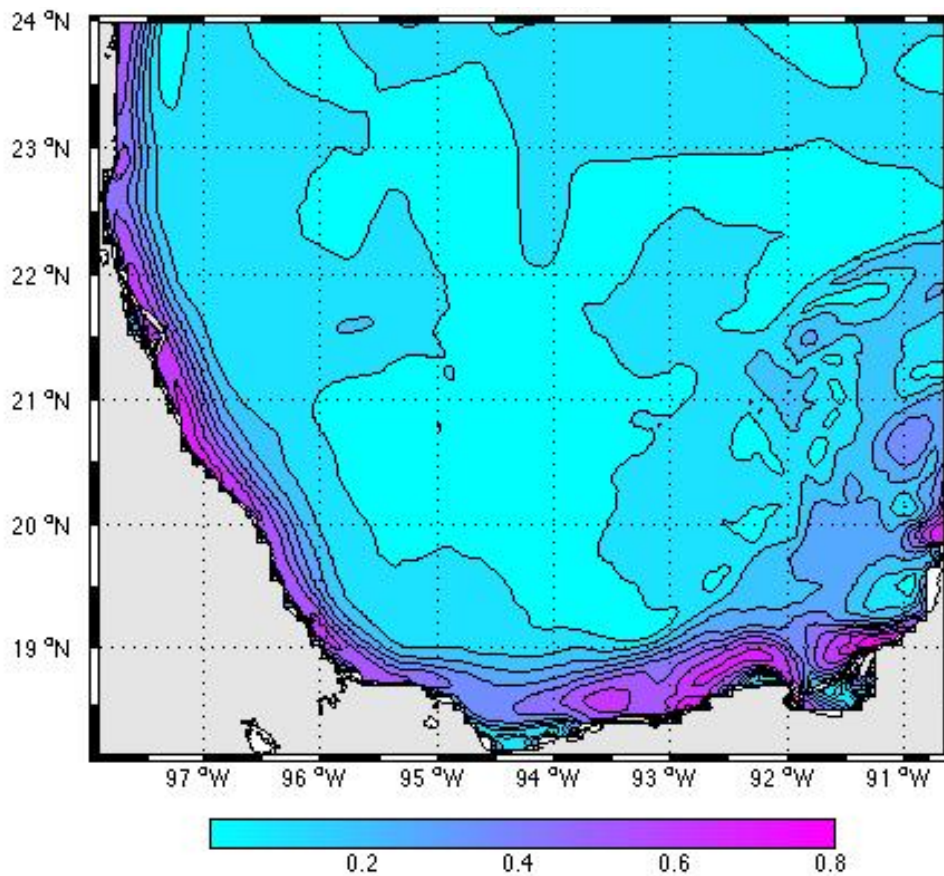
paso de remolinos provenientes de la corriente de lazo en la circulación profunda.

Adicionalmente los remolinos anticiclónicos que llegan en la zona norte de la bahía describen un gran desplazamiento, que ha sido documentado hasta 3.5 km/día mientras el remolino ciclónico en un evento estudiado por Tenreiro *et al.*, (2018) se desplaza 1.5 km/día. Es posible apreciar la esta diferencia en velocidad de traslación de estos ciclones en la Figura 32, que se presenta debido a las restricciones topográficas, ya que el remolino queda atrapado en la zona profunda del GM.

### **6.3. Circulación costera**

La circulación costera en los extremos sur y oeste de la bahía se aprecia en los promedios estacionales de velocidad de primavera y verano (Figura 8 c y 8d). Dubranna *et al.* (2011), analizan mediciones *in situ* de 7 amarres, de noviembre de 2007 a julio de 2009. En su análisis encontraron velocidades superficiales bajas en el sur de la bahía, entre 5 cm/s y 15 cm/s con una desviación estándar del doble de magnitud, con una intensificación de 15 a 20 cm/s en el verano. Las velocidades que representa el modelo en primavera son entre 15 cm/s-20 cm/s con una desviación estándar entre los 15 cm/s y 17 cm/s y estas se intensifican en el verano hasta los 22 cm/s presentando una desviación estándar aproximada entre los 16 cm/s y 20 cm/s. La circulación costera sur y oeste de la Bahía de Campeche es forzada principalmente por el esfuerzo del viento (Figura 36), dicho resultado concuerda con lo reportado por

Dubranna *et al.* (2011), donde obtuvieron una correlación significativa de las corrientes en superficie y el esfuerzo del viento. Diversos estudios de mediciones *in situ* y trabajos de modelación de las corrientes costeras (Dubranna *et al.*, 2011; Morey *et al.*, 2005) muestran el cambio en la dirección de la corriente en los meses de septiembre a marzo con dirección hacia el sur en el oeste de la bahía, esto asociado al patrón de vientos sobre la región. En los promedios estacionales no es posible apreciar esta circulación hacia el sur



de la bahía en otoño e invierno, probablemente por la presencia más intensa del remolino ciclónico en la bahía y la presencia de remolinos anticiclónicos al noroeste de la misma, además de la naturaleza de nuestros forzamientos de

vientos, ya que son promedios mensuales.

**Figura 36.** Correlación de las corrientes superficiales con el esfuerzo del viento.

#### **6.4. Circulación de remolinos anticiclónicos**

Las altas velocidades que presenta la circulación costera al noroeste de la bahía son generadas por remolinos anticiclónicos que colisionan con la plataforma continental e incrementan las velocidades hacia el norte, esto se puede apreciar en la Figura 35, ya que mientras el remolino anticiclónico está lejos de la costa (Figura 35a) las velocidades son pequeñas en la costa noroeste y cuando colisiona con la plataforma incrementa sus velocidades. En los promedios estacionales de primavera y verano esta circulación presenta velocidades hasta 40 cm/s, con una desviación estándar de 30 a 40 cm/s, las velocidades que puede alcanzar la circulación costera promovida por la colisión de un remolino ciclónico son de hasta 90 cm/s, como se aprecia en el evento del año 8 (Figura 35c), las velocidades registradas en los amarres al noroeste de la bahía por Dubranna *et al.* (2011), son de hasta 1.07 m/s y se mantienen alrededor de 1 m/s en la interacción de los remolinos anticiclónicos. Mediciones lagrangianas reportadas por Pérez-Brunius *et al.* (2013), indican intensificaciones de las corrientes en la bahía cuando un remolino anticiclónico llega a esta, ya que el remolino sufre cambios en su tamaño e intensidad reportando velocidades de entre 80 cm/s y 95 cm/s en el ciclón al suroeste de la bahía.

La llegada de un remolino ciclónico a la bahía por la frontera norte produce un aumento en las velocidades del remolino ciclónico en el suroeste,

como se aprecia en los promedios de velocidad superficial (Figura 21), ya que en verano y otoño cuando los anticiclones tienen la mayor señal en velocidad promedio, también presentan su máximo de desviación estándar, como consecuencia el remolino ciclónico aumenta sus velocidades, y también aumenta la vorticidad positiva del remolino ciclónico al suroeste (Tabla 4). Esto se puede apreciar en los promedios estacionales, y no concuerda con lo descrito por Perez-Brunius *et al.*, (2013) ya que estos investigadores, reportan que la llegada de remolinos por el noreste interrumpe el remolino ciclónico. Es necesario analizar más eventos interanuales, para ver si lo reflejado en los promedios estacionales de ROMS concuerda. Tampoco se aprecia una relación entre las velocidades y la vorticidad en los promedios mensuales, ya que de acuerdo con Zavala-Sansón *et al.*, (2018) cuando un remolino ciclónico llega al límite de la bahía puede promover circulación dependiendo su posición en la bahía, ya que si llega cerca de los 22 °N o más al sur, genera circulación diferente, por otro lado si se posiciona en los 24 °N o más al norte este no tiene interacción con el ciclón del suroeste, así que es necesario analizar más eventos anticiclónicos que llegan a la bahía, porque como el ejemplo de la Figura 35, los escenarios posibles y la interacción entre estas estructuras de mesoescala es más compleja, pudiéndose generar nuevas estructuras o bien modificar su posición y tamaño.



## **VI. Conclusiones**

Las comparaciones entre los resultados del modelo ROMS y las observaciones publicadas se realizaron de manera cualitativa, ya que el modelo fue forzado con datos climatológicos, y las simulaciones no coinciden en tiempo con las observaciones. Por lo tanto, las conclusiones son cualitativas.

El modelo resuelve adecuadamente las estructuras de circulación superficial, tanto en la zona costera como en la zona profunda de la Bahía de Campeche evidenciando el dominio del viento en la plataforma costera y de las estructuras de mesoescala en la zona profunda como generadoras de corrientes.

Se caracterizó la circulación superficial de la bahía de Campeche, donde se describió una circulación ciclónica al suroeste de la bahía, una circulación anticiclónica al noreste, una corriente proveniente del este de la bahía, una corriente costera en el sur con dirección al oeste y en el norte con dirección al norte, siendo estas las estructuras más recurrentes que interactúan en la BC. De igual manera se identificó una circulación ciclónica que domina la circulación profunda el noreste de la bahía.

La permanencia del remolino ciclónico en el suroeste de la bahía es evidenciada en las secciones de los promedios estacionales y mensuales, este presenta variabilidad en la vertical y en su cobertura espacial, aparentemente se encuentra de manera recurrente en todos los meses presentando variaciones espaciales, ya que la interacción con remolinos anticiclónicos es la

principal causa de cambios en las corrientes existentes en la región estudiada, sin embargo, es necesario analizar promedios diarios para poder observar los cambios que puede llegar a presentar dicho ciclón.

La zona más dinámica de la Bahía de Campeche en superficie se encuentra al norte de los 22° N y entre los 94-95° O y está asociada a la dinámica de los remolinos anticiclónicos que llegan a esa zona. Se ha demostrado que promueven circulación tanto en la superficie, como en profundidad mayor a 1000 m, y está relacionado con el transporte que entra directamente sobre la zona profunda al norte de la bahía.

El modelo también es capaz de reproducir de manera adecuada la circulación profunda evidenciando el Giro Abisal de Sigsbee: SAG, el cual ha sido descrito recientemente. Con esta herramienta es posible estudiarlo más a detalle, éste presenta un movimiento vertical asociado a los eventos de remolinos anticiclónicos que llegan a la bahía y también está influenciado en menor medida por la entrada de agua proveniente del norte de la península de Yucatán.

## REFERENCIAS

- Adams, C. M., Hernandez, E., y Cato, J. C. (2005). The economic significance of the Gulf of Mexico related to population, income, employment, minerals, fisheries and shipping. *Ocean and Coastal Management*. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2004.12.002>
- Aldeco, J., Monreal-Gómez, M. a, Signoret, M., Salas-de León, D. A., y Hernández-Becerril, D. U. (2009). Occurrence of a subsurface anticyclonic eddy, fronts, and *Trichodesmium* spp. over the Campeche Canyon region , Gulf of Mexico. *Ciencias Marinas*, 35(4), 333-344.
- Athié, G., Sheinbaum, J., Leben, R., Ochoa, J., Shannon, M. R., y Candela, J. (2015). Interannual variability in the Yucatan Channel flow. *Geophysical Research Letters*, 42(5), 1496-1503. <https://doi.org/10.1002/2014GL062674>
- Candela, J., Tanahara, S., Crepon M., y Bernard, B. (2003). Yucatan Channel flow: Observations versus CLIPPER ATL6 and MERCATOR PAM models. *Journal of Geophysical Research*, 108(C12), 3385. <https://doi.org/10.1029/2003JC001961>
- Cardona, Y., y Bracco, A. (2016). Predictability of mesoscale circulation throughout the water column in the Gulf of Mexico. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 129, 332-349. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2014.01.008>
- Chang, Y.-L., y Oey, L.-Y. (2010). Why Can Wind Delay the Shedding of Loop Current Eddies *Journal of Physical Oceanography*, 40(11), 2481-2495. <https://doi.org/10.1175/2010JPO4460.1>
- Cushman-Roisin, B., y Beckers, J. (2009). *Introduction to geophysical dynamics: physical and numerical aspects* (Segunda ed). Massachusetts: Academic Press.
- Da Silva, A. M., Young, C. C., y Levitus, S. (1994). Atlas of surface marine data 1994, vol. 4, Anomalies of fresh water fluxes. *Noaa atlas nesdis*, 9, 308.
- Debreu, L., Marchesiello, P., Penven, P., y Cambon, G. (2012). Two-way nesting in

- split-explicit ocean models: Algorithms, implementation and validation. *Ocean Modelling*, 49–50, 1–21. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2012.03.003>
- DeHann, C. J. y Sturges, W. Deep Cyclonic in the Gulf of Mexico. (2005). Deep cyclonic circulation in the Gulf of Mexico. *J. Phys. Oceanogr.*, 35, 1801–1812.
- De Velasco, G. G., y Winant, C. D. (1996). Seasonal patterns of wind stress and wind stress curl over the Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research*. <https://doi.org/10.1029/96JC01442>
- Di Marco, S. F., Nowlin, J. W. D., y Reid, R. O. (2005). A statistical description of the near-surface velocity field from drifters in the Gulf of Mexico. *Circulation in the Gulf of Mexico: observations and models*, p 101-10.
- Dubranna, J., Pérez-Brunius, P., López, M., y Candela, J. (2011). Circulation over the continental shelf of the western and southwestern Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 116(8). <https://doi.org/10.1029/2011JC007007>
- Expósito-Díaz, G., Salas-de León, D., Monreal-Gómez, M. A., Salas-Monreal, D., y Vázquez-Gutiérrez, F. (2009). Inertial currents in the southern Gulf of Mexico. Corrientes inerciales en el sur del Golfo de México. *Ciencias Marinas*, 35, 287-296.
- García-Cuéllar, J. A., Arreguín-Sánchez, F., Vázquez, S. H., y Lluch-Cota, D. B. (2004). Impacto ecológico de la industria petrolera en la sonda de campeche, México, tras tres décadas de actividad: UNA revisión. *Interciencia*, 29(6).
- Ghaffari, P., Isachsen, P. E., y Lacasce, J. H. (2013). Topographic effects on current variability in the Caspian Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(12), 7107–7116. <https://doi.org/10.1002/2013JC009128>
- Gonzalez-Santamaria, R. (2005). Modelacion de la circulacion de corrientes para el golfo de mexico. Generacion de escenarios hidrodinamicos. *Tesis de Maestria. Instituto Politecnico Nacional*, 191.
- Guerrero Gallego, J. J. (2016). Modelación de los patrones de circulación oceánica a

niveles de submesoescala en el Mar Caribe Colombiano, 82. Recuperado a partir de <http://www.bdigital.unal.edu.co/52395/>

Hedström, K. S. (2009). Technical Manual for a Coupled Sea-Ice/Ocean Circulation Model (Version 4), (Version 3), 1-151.

Kantha, L., Choi, J. K., Schaudt, K. J., y Cooper, C. K. (2013). A Regional Data-Assimilative Model for Operational Use in the Gulf of Mexico. *Circulation in the Gulf of Mexico: Observations and Models*, 161, 165-180. <https://doi.org/10.1029/161GM14>

Killworth, P. D. (1992). An Equivalent-Barotropic Model in the Fine Resolution Antarctic Model. *Journal of Physical Oceanography*, 22(11), 1379–1387. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1992\)022<1379:AEBCMIT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1992)022<1379:AEBCMIT>2.0.CO;2)

Kolodziejczyk, N., Ochoa, J., Candela, J., y Sheinbaum, J. (2011). Deep Currents in the Bay of Campeche. *Journal of Physical Oceanography*, 41(10), 1902-1920. <https://doi.org/10.1175/2011JPO4526.1>

Krupitsky, A., Kamenkovich, V., Naik, N., y Cane, M. (1996). A linear equivalent barotropic model of the antarctic circumpolar current with realistic coastlines and bottom topography. *American Meteorological Society*, 26, 1803–1824. [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/15200485\(1996\)026<1803:ALEBMO>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/15200485(1996)026<1803:ALEBMO>2.0.CO;2)

Marta-Almeida, M., Hetland, R. y Zhang, X. 2013. Evaluation of model nesting performance on the Texas-Louisiana continental shelf. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Vol. 118, 2476–2491.

Molinari, R. L., Festa, J. F., y Behringer, D. W. (1978). The Circulation in the Gulf of Mexico Derived from Estimated Dynamic Height Fields. *Journal of Oceanography*.

Monreal-Gómez, M. A., y Salas-de León, D. A. (1990). Simulación de la circulación en la Bahía de Campeche. *Geofísica Internacional*.

Montalvo-Urgel, H., Sánchez, A.J., Florido, R., y Macossay-Cortez R. Lista de

crustáceos distribuidos en troncos hundidos en el humedal tropical Pantanos de Centla, al sur del golfo de México. *Rev. Mex. Biodiv.* vol.81.

Morey, S. L., Zavala-Hidalgo, J., y O'Brien, J. J. (2005). The Seasonal Variability of Continental Shelf Circulation in the Northern and Western Gulf of Mexico from a High-Resolution Numerical Model. *Circulation in the Gulf of Mexico: Observations and Models*, 203-218. <https://doi.org/10.1029/161GM16>

Ochoa, J., Badan, A., Sheinbaum, J., y Candela, J. (2003). Canek: Measuring Transport in the Yucatan Channel. En O. U. Velasco Fuentes, J. Sheinbaum, y J. Ochoa (Eds.), *Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics: A tribute to the scientific work of Pedro Ripa* (pp. 275-286). Dordrecht: Springer Netherlands. [https://doi.org/10.1007/978-94-010-0074-1\\_16](https://doi.org/10.1007/978-94-010-0074-1_16)

Oey, L.-Y. (2008). Loop Current and Deep Eddies. *Journal of Physical Oceanography*, 38(7), 1426-1449. <https://doi.org/10.1175/2007JPO3818.1>

Oey, L. ., Ezer, T., y Lee, C. H. (2005). Loop Current, Rings and Related Circulation in the Gulf of Mexico: A Review of Numerical Models and Future Challenges. *Circulation in the Gulf of Mexico: Observations and Models*, 161, 31-56. <https://doi.org/10.1029/161GM04>

Oey, L. Y., Ezer, T., y Lee, H. C. (2013). Loop Current, Rings and Related Circulation in the Gulf of Mexico: A Review of Numerical Models and Future Challenges. En *Circulation in the Gulf of Mexico: Observations and Models*. <https://doi.org/10.1029/161GM04>

Ojeda, E., Appendini, C. M., y Mendoza, E. T. (2017). Storm-wave trends in Mexican waters of the Gulf of Mexico and Caribbean Sea. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 17(8), 1305-1317. <https://doi.org/10.5194/nhess-17-1305-2017>

Penven, P., Marchesiello, P., Debreu, L., y Lefèvre, J. (2008). Software tools for pre- and post-processing of oceanic regional simulations. *Environmental Modelling and Software*, 23(5), 660–662. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2007.07.004>

Pérez-Brunius, P., García-Carrillo, P., Dubranna, J., Sheinbaum, J., y Candela, J.

- (2013). Direct observations of the upper layer circulation in the southern Gulf of Mexico. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 85, 182-194. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2012.07.020>
- Pérez-Brunius, P., Furey, H., Bower, A., Hamilton, P., Candela, J., García-Carrillo, P., y Leben, R. (2017). Dominant circulation patterns of the deep Gulf of Mexico. *Journal of Physical Oceanography*, JPO-D-17-0140.1. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-17-0140.1>
- Pérez, E. P., Magaña, V., Caetano, E., y Kusunoki, S. (2014). Cold surge activity over the Gulf of Mexico in a warmer climate1. *Frontiers in Earth Science*, 2(August), 1-10. <https://doi.org/10.3389/feart.2014.00019>
- Rodríguez-Outerele, J. (2015). Conectividad del Golfo de Campeche con el resto del golfo de México a partir de datos lagrangianos reales y simulados. *Tesis de Maestría. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California.*
- Romanou, A. y Chassignet, E. (2004). Gulf of Mexico circulation within a high-resolution numerical simulation of the North Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 109(C1), C01003. <https://doi.org/10.1029/2003JC001770>
- Salas-de-León, D. A., Monreal-Gómez, M. A., Salas-Monreal, D., Expósito-Díaz, G., Riverón-Enzastiga, M. L., y Vázquez-Gutiérrez, F. (2007). Tidal current components in the Southern Bay of Campeche, Gulf of Mexico. *Geofísica Internacional*, 46(2), 141-147.
- Sandoval, E. (2011). Estudio en el Golfo de Campeche con datos lagrangianos y experimentos de laboratorio. *Tesis de Maestría. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California.*
- Sansón, L. Z., Pérez-Brunius, P., y Sheinbaum, J. (2017). Point source dispersion of surface drifters in the southern Gulf of Mexico. *Environmental Research Letters*, 12(2), 024006. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aa537c>
- Sheinbaum, J., Candela J., Badan A., y Ochoa, J. (2002). Flow structure and transport

- in the Yucatan Channel. *Geophysical Research Letters*, 29(3), 1040.  
<https://doi.org/10.1029/2001GL013990>
- Shchepetkin, A. F., y McWilliams, J. C. (2005). The regional oceanic modeling system (ROMS): A split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Modelling*, 9(4), 347–404.  
<https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2004.08.002>
- Song, Y., y Hadivogel, D. (1994). A semi-implicit ocean circulation model using a generalized topography following coordinate system. *Journal of Computational Physics*, 228–244. <https://doi.org/https://doi.org/10.1006/jcph.1994.1189>
- Soto, L. A., y Escobar-Briones, E. (1995). Coupling mechanisms related to benthic production in the SW Gulf of Mexico. *28 EMBS Symposium*, (July), 233-242.
- Sturges, W., Leben, R., Sturges, W., y Leben, R. (2000). Frequency of Ring Separations from the Loop Current in the Gulf of Mexico: A Revised Estimate. *Journal of Physical Oceanography*, 30(7), 1814-1819.  
[https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2000\)030<1814:FORSFT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2000)030<1814:FORSFT>2.0.CO;2)
- Sturges, W., Lugo-Fernandez, A., y Shargel, M. D. (2005). Introduction to Circulation in the Gulf of Mexico. *Circulation in the Gulf of Mexico: Observations and Models*, 161, 1-10. <https://doi.org/10.1029/161GM02>
- Sutyrin, G. G., Y Grimshaw, R. (2010). The long-time interaction of an eddy with shelf topography. *Ocean Modelling*, 32(1–2), 25–35.  
<https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2009.08.001>
- Tapanes, J. J., y González-Coya, F. (1980). Hidrometeorología del Golfo de México y Banco de Campeche. *Geofísica Internacional*.
- Tenreiro, M., J. Candela, E. Pallàs-Sanz, J. Sheinbaum, y J. Ochoa, (2018). Near surface and deep circulation coupling in the western Gulf of Mexico. *J. Phys. Oceanogr.*, 48, 145–161.
- Vázquez De La Cerda, A. M., Reid, R. O., Dimarco, S. F., y Jochens, A. E. (2005). Bay

of Campeche Circulation: An Update. *Circulation in the Gulf of Mexico: Observations and Models*, 161, 279-293. <https://doi.org/10.1029/161GM20>

Vidal, V. M. V, Vidal, F. V, y Pérez-Molero, J. M. (1992). Collision of a loop current anticyclonic ring against the continental shelf slope of the western Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 97(C2), 2155-2172. <https://doi.org/10.1029/91JC00486>

Vukovich, F. M. (2007). Climatology of ocean features in the Gulf of Mexico. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88(2), 156-157. <https://doi.org/10.1175/JPO2989.1>

Weatherly, G. L., Wienders, N., Romanou, A., Xue, Z. (2002). Intermediate-Depth Circulation in the Gulf of Mexico Estimated from Direct Measurements.

Xu, F.-H., Chang, Y.-L., Oey, L.-Y., y Hamilton, P. (2013). Loop Current Growth and Eddy Shedding Using Models and Observations: Analyses of the July 2011 Eddy-Shedding Event\*. *Journal of Physical Oceanography*, 43(5), 1015-1027. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-12-0138.1>

Zavala-Hidalgo, J., Romero-Centeno, R., Mateos-Jasso, A., Morey, S. L., y Martínez-López, B. (2014). The response of the Gulf of Mexico to wind and heat flux forcing: What has been learned in recent years? *Atmosfera*, 27(3), 317-334. [https://doi.org/10.1016/S0187-6236\(14\)71119-1](https://doi.org/10.1016/S0187-6236(14)71119-1)

Zavala-Hidalgo, J., Morey, S. L., y O'Brien, J. J. (2003). Seasonal circulation on the western shelf of the Gulf of Mexico using a high-resolution numerical model. *Journal of Geophysical Research*, 108(C12), 1-19. <https://doi.org/10.1029/2003JC001879>