



Universidad Veracruzana

**Instituto de Ciencias Marinas y Pesquerías**

**Región Veracruz**

Doctorado en Ecología y Pesquerías

**Variabilidad de la Surgencia de Yucatán y su relación con los  
parámetros físicos de la zona**

Tesis para obtener el grado de Doctora en  
Ecología y Pesquerías

**Presenta:  
Tania Angélica Reyes Jiménez**

Directora:  
Dra. Gabriela Athié

Diciembre de 2022

“Lis de Veracruz: Arte, Ciencia, Luz”



## Resumen

Resultados de modelos numéricos y de mediciones directas de corto plazo indican que la surgencia topográfica que se observa en la plataforma este de la península de Yucatán se presenta durante primavera-verano y está relacionada con la variabilidad de la corriente de Yucatán. En este trabajo se utilizan 7 años de observaciones directas (*in situ*; de febrero del 2008 a julio del 2014) de temperatura en el fondo y perfiles de velocidad en el oeste del canal de Yucatán (área de origen de la surgencia), para determinar los principales factores dinámicos que participan en el origen de la surgencia de Yucatán, así como los mecanismos involucrados en su estacionalidad. El análisis realizado demostró que los periodos de disminución de temperatura están presentes a lo largo de todo el año, pero con mayor intensidad durante primavera-verano (de marzo a agosto), ya que en esta época del año se observa un conjunto de mecanismos que participan en su forzamiento. El transporte de Ekman de fondo debido a la cercanía de la corriente de Yucatán con el quiebre de la plataforma origina el descenso de temperatura, posteriormente la corriente se aleja de la costa y la surgencia se mantiene principalmente debido a la divergencia ocasionada por un incremento en el gradiente de presión a lo largo del canal de Yucatán. Ocasionalmente, al norte del canal donde las isóbatas divergen ("meseta"), se observan indicios de una circulación ciclónica que contribuye a que se mantengan las condiciones de surgencia en toda esta región. Durante la mayoría de los eventos de surgencia, se observó la presencia de una contracorriente subsuperficial. En este trabajo se da una primera aproximación para determinar su origen y trayectoria. Se encontró que forma parte del sistema dinámico de la corriente de Lazo dentro del golfo de México y que su presencia está determinada por movimientos longitudinales de la corriente de Yucatán del orden de 10 km. La contracorriente y la surgencia son fenómenos independientes que pueden coincidir, más no dependen uno del otro. Durante otoño-invierno, el transporte de Ekman de fondo es el principal forzante de la surgencia, modulado por una variabilidad con períodos de 6 a 10 días, posiblemente asociada con el paso de ondas atrapadas a la costa que limitan la duración de los eventos de surgencia. Este estudio proporciona, por primera vez, una explicación del fortalecimiento estacional de este sistema de surgencias a lo largo del año.

**Palabras clave:** Surgencia topográfica, canal de Yucatán, corriente de frontera oeste, transporte de Ekman de fondo, contracorriente subsuperficial.

## **Abstract**

Numerical model outputs and short-term direct measurements indicate that the topographic upwelling observed on the eastern shelf of the Yucatan peninsula occurs during the spring-summer season, which is related to the Yucatan current variability. Seven years of direct measurements (from February 2008 to July 2014) of bottom temperature and velocity profiles in the western Yucatan channel (origin of the upwelling area) were used to determine the main dynamic factors involved in the upwelling trigger of the eastern Yucatan peninsula, as well as the mechanisms involved in its seasonality. Here, it was shown that periods of cooling temperatures are present throughout the year, but with greater intensity during the spring-summer season (from March to August). Bottom Ekman transport towards the shelf triggers upwelling events, due to the proximity of the Yucatan current to the shelf break, afterward the current moves away from the coast and the upwelling system is maintained, mainly due to the divergence caused by an increase in the pressure gradient along the Yucatan channel. Occasionally, in the northern area of the channel, where the isobaths diverge ("notch"), a cyclonic circulation could be observed, lead to persistent upwelling conditions throughout this region. During most of the upwelling events, the presence of a subsurface countercurrent was observed. A first approximation is given to determine its origin and trajectory. This countercurrent is part of the Loop current dynamic system within the Gulf of Mexico and its presence is determined by the offshore longitudinal movements of the Yucatan current (~10 km). Furthermore, the countercurrent and the Yucatan upwelling are independent phenomena that may coincide but are not dependent on each other. During the fall-winter season, the bottom Ekman transport was the main upwelling forcing, modulated by variability with periods of 6 to 10 days, possibly associated with the passage of coastal trapped waves that limit the duration of upwelling events. This study provides, for the first time, an explanation of the seasonal strengthening of this upwelling system throughout the year.

**Keywords:** topographic upwelling, Yucatan Channel, western boundary current, bottom Ekman transport, subsurface countercurrent.

## Dedicatoria

A las tres personas más importantes de mi vida: mi mamá, mi papá y mi hermano, quienes siempre están ahí para apoyarme, escucharme y aconsejarme. No me dejaron sola en ningún momento durante este camino. No tengo palabras para agradecerles todo lo que han hecho por mí siempre y por ser mis tres más grandes amores.

A mi cuñada Raquel y mi sobrino Beto, por sacarme del estrés con sus risas, apoyo y hacer crecer esta familia con mucho amor.

A mis hermanitos pequeños, aunque tres me dejaron en el camino, pero siempre están ahí para recibirme con su amor.

A Rosita y Karla, por seguir siendo mi equipo de trabajo, apoyo incondicional, risas y llanto durante cualquier situación, y, sobre todo, mejores amigas que la vida puso en mi camino.

A mi directora de tesis, la Dra. Gaby, por siempre apoyarme, creer en mí y soportarme cuando no sabía ni para donde ver. Siempre alentándome durante este largo y sinuoso camino.



## **Agradecimientos**

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca número 666810 otorgada para realizar este trabajo.

A la Universidad Veracruzana, en especial al Instituto de Ciencias Marinas y pesquerías, por los conocimientos otorgados durante la formación en este posgrado y la elaboración de esta tesis; así como los recursos otorgados durante el proceso.

Al proyecto CEMIE-Océano, ya que esta tesis es parte de este gran esfuerzo.

A mi comité de tesis, Dra. Cecy, Dr. Julio, Dr. Mark y Dr. David, por su tiempo, el apoyo durante estos años y disposición a colaborar con este trabajo.

Al Dr. Julio Candela<sup>†</sup> y al proyecto Canek por el apoyo y la disposición de los datos utilizados para la elaboración de esta tesis; igualmente al Dr. Ismael Mariño, por su apoyo y orientación durante la elaboración de esta tesis.

A los organismos que hacen disponibles algunos datos satelitales y herramientas que se utilizaron durante este trabajo: ECMWF (datos AVISO y ERA-INTERIM), NOAA (datos OISST), NASA (datos MODIS-Aqua) y NOPP (simulaciones del modelo HYCOM).



# Índice

I.	Introducción .....	17
1.1	Antecedentes .....	20
1.1.1	Surgencias asociadas a corrientes de frontera oeste .....	19
1.1.2	Circulación en el este del golfo de México y canal de Yucatán.....	22
1.1.3	Surgencia de Yucatán.....	26
1.1.3.1	Importancia biológica.....	31
1.1.4	Contracorriente subsuperficial .....	33
1.2	Justificación.....	35
1.3	Preguntas de investigación .....	36
1.4	Hipótesis.....	37
1.5	Objetivos .....	37
1.5.1	Objetivo General .....	37
1.5.2	Objetivos específicos.....	37
II.	Material y métodos.....	38
2.1	Zona de estudio.....	38
2.2	Datos.....	39
2.3	Metodología.....	43
2.3.1	Componentes de velocidad.....	43
2.3.2	Diferencias de anomalías de nivel del mar.....	43
2.3.3	Transporte de Ekman de fondo .....	47
2.3.4	Vorticidad.....	47
2.3.5	Esfuerzo del viento.....	48
2.3.6	Transporte de Ekman en superficie .....	49
III.	Resultados	
CAPÍTULO 1: Descripción general de la surgencia de Yucatán a partir de observaciones directas		
1.1	Comportamiento de la surgencia en el canal de Yucatán.....	50
1.2	Análisis en superficie .....	67
1.3	Resumen del comportamiento general de la surgencia de Yucatán .....	69
CAPÍTULO 2: Mecanismos detonadores de surgencia		
2.1	Mecanismo de primavera-verano .....	72
2.2	Mecanismo de otoño-invierno.....	82

2.3	Resumen de los forzamientos de la surgencia de Yucatán y su comportamiento estacional .....	88
<b>CAPÍTULO 3: Contracorriente subsuperficial de Yucatán</b>		
3.1	Descripción de la contracorriente de Yucatán.....	91
3.2	Caso ejemplo: Periodo de contracorriente mayo-agosto/2010.....	106
3.4	Resumen de la contracorriente Yucatán y su relación con la dinámica de la zona .....	115
IV.	Discusión.....	117
V.	Conclusiones Generales .....	129
	Referencias.....	133

# Índice de figuras

<b>Figura</b>		<b>Página</b>
1	Esquema representativo del mecanismo de surgencia eólica (Tomada de: <a href="https://oceanexplorer.noaa.gov/explorations/02quest/background/upwelling/upwelling.html">https://oceanexplorer.noaa.gov/explorations/02quest/background/upwelling/upwelling.html</a> ). .....	18
2	Esquema representativo del mecanismo de surgencia topográfica; el círculo con la cruz representa el flujo en el sentido de sur a norte, es decir, con la costa a la izquierda en el hemisferio norte (Tomada y modificada de: <a href="https://www.slideserve.com/ozzy/processes-at-the-shelf-edge">https://www.slideserve.com/ozzy/processes-at-the-shelf-edge</a> ). .....	19
3	Zona de estudio con la corriente de Yucatán y corriente de Lazo promedio generada por datos de altimetría de AVISO (2008-2017). La batimetría se encuentra indicada hasta los 3500 m de profundidad. El límite de la plataforma continental se encuentra indicado por la isóbata de 200m en color cian. ....	23
4	a) Zona de estudio con la ubicación de los puntos utilizados para el cálculo de las diferencias de SLA. La corriente de Yucatán y corriente de Lazo promedio generada por datos de altimetría de AVISO (2008-2017) y b) ubicación de los anclajes instalados por el proyecto CANEK en el canal de Yucatán y la plataforma de Yucatán. ....	40
5	Configuración de los anclajes con la distribución vertical de los Perfiladores de corriente Acústicos Doppler (ADCP) y Medidores de corriente de Mediciones Puntuales (PCMS) a través del canal de Yucatán. Para este estudio solo se consideran los que se encuentran señalados en el recuadro morado (Figura tomada de Athié et al., 2020; Fig. 1). ....	41
6	a) Comparación de las diferencias de Anomalías de Nivel del Mar (SLA, línea azul) y Mapas de Topografía Dinámica Absoluta (MADT, línea negra) entre el golfo de México-Mar Caribe. b) Comparación entre la posición del núcleo de la corriente de Yucatán (línea café) con la diferencia de las anomalías del nivel del mar entre el golfo de México-Mar Caribe (SLA GoM-Car, línea verde). c) Comparación entre la intensidad del núcleo de la corriente de Yucatán (línea café) con la diferencia de las anomalías del nivel del mar entre Yucatán-Cuba (SLA Yuc-Cuba, línea verde). ....	46
7	Serie de tiempo de las temperaturas (en °C) en los anclajes YUC1 (20 m de profundidad; línea negra), YUC2 (55 m de profundidad; línea morada) y YUC3 (109 m de profundidad; línea gris) durante el periodo 2008-2014. Se marcan los eventos de surgencia (primavera-verano: sombreados rojos, otoño-invierno: sombreados	

	azules) que serán explicados en el capítulo 2. .....	52
<b>8</b>	Series de tiempo de temperaturas (en °C) en el fondo de los anclajes YUC1, YUC2 y YUC3 con el ciclo estacional de YUC1 (línea cian; panel superior). Anomalías de la temperatura (quitando el ciclo estacional; 2do a 8vo páneles), para los anclajes YUC1 (20 m de profundidad; línea negra), YUC2 (55 m de profundidad; línea morada) y YUC3 (109 m de profundidad; línea gris) durante el periodo 2008-2014, respectivamente. Se marcan los eventos de surgencia (primavera-verano: sombreados rojos, otoño-invierno: sombreados azules) que serán explicados en el capítulo 2. .....	53
<b>9</b>	Serie de tiempo del gradiente temporal de temperatura diario ( $dT/dt$ ; $dt=24$ h) calculado en los anclajes YUC1 (20 m de profundidad; línea negra), YUC2 (55 m de profundidad; línea morada) y YUC3 (109 m de profundidad; línea gris) durante el periodo 2008-2014. .....	54
<b>10</b>	a) Serie de tiempo de temperatura en el fondo (°C) de los anclajes YUC1 (20 m de profundidad; línea negra), YUC2 (55 m de profundidad; línea morada) y YUC3 (109 m de profundidad; línea gris) de enero de 2010 a diciembre de 2012. b) Componente de velocidad paralela al canal (ms-1) y c) componente de velocidad perpendicular al canal (ms-1) en la columna de agua sobre YUC2. Se indican las disminuciones de primavera-verano (cuadrados) y las otoño-invierno (líneas discontinuas). .....	55
<b>11</b>	Evento de surgencia reportado por Reyes-Mendoza et al. (2015): a) Viento el día que se inició del evento (4/abril/2012); b) Temperatura en el fondo de los anclajes YUC1 (20 m), YUC2 (55 m) y YUC3 (109 m), la línea roja indica los 22.5 °C de temperatura; componentes de velocidad paralela (c) y perpendicular (d) al canal en profundidad en el anclaje YUC2 y e) diagrama Hovmöller de la velocidad perpendicular al canal en el oeste del canal de Yucatán. .....	60
<b>12</b>	Serie de tiempo de temperatura (°C; panel superior) y gradiente de temperatura diario ( $dT/dt$ ; $dt=24$ h; panel inferior) en YUC1 (20 m de profundidad; línea negra), YUC2 (55 m de profundidad; línea morada) y YUC3 (109 m de profundidad; línea gris) durante el periodo del 26/marzo/2012 al 30/abril/2012. .....	61
<b>13</b>	Velocidad de la corriente (ms-1) a perpendicular al canal de Yucatán del 5 al 10 de abril de 2012. Temperatura superficial del mar (SST; °C) a 8 días sobre la región del Caribe y sureste del golfo de México del 24/marzo al 9/abril/2012. .....	63

- 14** Evento de surgencia reportado por Ruiz-Castillo et al. (2016): a) Viento durante dos fechas del evento (4/julio/2009 y 12/julio/2009); b) Temperatura en el fondo de los anclajes YUC1 (20 m), YUC2 (55 m) y YUC3 (109 m), la línea roja indica los 22.5 °C de temperatura; componentes de velocidad paralela (c) y perpendicular (d) al canal en profundidad en el anclaje YUC2 y e) diagrama Hovmöller de la velocidad perpendicular al canal en el oeste del canal de Yucatán. .... 64
- 15** Serie de tiempo de temperatura (°C; panel superior) y gradiente de temperatura diario ( $dT/dt$ ; dt=24 h; panel inferior) en YUC1 (20 m de profundidad; línea negra), YUC2 (55 m de profundidad; línea morada) y YUC3 (109 m de profundidad; línea gris) durante el periodo del 01/julio/2009 al 31/julio/2009. .... 65
- 16** Velocidad de la corriente (ms-1) a lo largo del canal de Yucatán del 1 al 6 de julio de 2009. Temperatura superficial del mar (SST; °C) a 8 días sobre la región del Caribe y sureste del golfo de México del 29/junio al 15/julio/2009. .... 66
- 17** Estacionalidad de la máxima velocidad de la corriente de Yucatán sobre la parte oeste del canal (2008-2014) ..... 68
- 18** Estacionalidad de la posición del máximo de la corriente de Yucatán sobre la parte oeste del canal (2008-2014). .... 69
- 19** Diagrama de los mecanismos involucrados en los eventos de surgencia durante primavera-verano; los paneles de la izquierda (A-B) muestran el comienzo de la surgencia y los paneles de la derecha (C-D) cuando la surgencia está establecida. Tanto el mapa como el perfil muestran el cambio de posición en longitud del núcleo de la corriente de Yucatán (en rojo) como respuesta a la diferencia SLA (A, C; nivel del mar absoluto (SSH) en GoM-Car es la línea verde; se indican los signos de SSH y SLA); los paneles inferiores muestran la disminución (B) y el aumento (D) de la corriente de Yucatán como respuesta a la diferencia SLA (B, D; la pendiente absoluta del nivel del mar (SSH) Cuba-Yuc está dibujada en verde; los signos de SSH y SLA están indicados). Se muestra la presencia de la contracorriente en el lado occidental del canal (en azul oscuro) cuando la corriente de Yucatán se aleja de la plataforma (C, D). También se indica el transporte de Ekman de fondo (TEk) inducido por cada proceso (flecha cian). La región de la “meseta” está indicada por el recuadro gris. .... 74
- 20** Serie de tiempo de las variables involucradas en el mecanismo de surgencia de primavera-verano en el canal de Yucatán entre 2008 y 2014. a) Temperatura (°C) en YUC1 (20 m de profundidad; línea negra) comparada con la variación meridional de la diferencia SLA [GoM-Car] (en cm; línea verde) y la posición del núcleo de la corriente de Yucatán (línea roja oscura). b) Variación de la diferencia SLA zonal [Cuba-Yuc] (cm; línea verde gruesa) respecto a la velocidad máxima de la corriente

- de Yucatán (m/s; línea roja oscura). c) Divergencia zonal (s-1; línea roja) entre YUC5 y YUC2 a 50 m de profundidad, en comparación con el transporte Ekman de fondo (TEk) en YUC2 (m2s-1; línea cian, multiplicada por 2 para mayor claridad). ..... 75
- 21** a) Serie de tiempo de las temperaturas (en °C) en YUC1 (20 m de profundidad; línea negra) y YUC2 (55 m de profundidad; línea morada) entre 2008 y 2014. b) Transporte de Ekman por viento (Qx) para el canal de Yucatán (m2s-1; línea azul) comparado con el transporte de Ekman de fondo (TEk) en YUC2 (m2s-1; línea cian, multiplicado por 2 para mayor claridad). Los eventos de surgencia de primavera-verano están sombreados (en rojo) y se indican los ejemplos analizados en el texto durante primavera-verano (S1 y S2) y otoño-invierno (W). ..... 77
- 22** a) Perfiles de velocidad a lo largo del canal de Yucatán (ms-1) para el 1 de mayo de 2010 (inicio del evento de surgencia de primavera-verano, S1) y b) para el 7 de junio de 2010, cuando la contracorriente (indicada por el contorno de velocidad cero, línea blanca), estaba presente en el canal. Las posiciones de los anclajes YUC1, YUC2 y YUC3 están indicados (puntos negros) y la ubicación de los anclajes utilizados para la interpolación de los perfiles de velocidad se indica mediante líneas negras verticales; el núcleo de la corriente de Yucatán está definido por la isóbata de 0.8 ms-1 (línea negra). c) Velocidades meridionales sobre la columna de agua en YUC2 entre enero de 2010 y diciembre de 2010; la contracorriente está indicada (contorno cero, línea blanca). ..... 79
- 23** Mapas de anomalías de la temperatura superficial del mar (aSST; °C) durante los eventos de surgencia S1 (a-b) y S2 (c-d); la ubicación de la “meseta” se muestra en el recuadro negro y la posición de los anclajes está indicada (triángulos rosas). Serie de tiempo de las variables involucradas en el mecanismo de surgencia en el canal de Yucatán y en la “meseta” entre 2010 y 2011 (período de datos disponible para las mediciones de PE1). e) Temperatura (°C) en PE1 (117 m de profundidad; línea gris oscuro) y YUC1 (línea negra) en comparación con SLA (cm; línea azul) y SST (°C; línea gris claro) sobre el punto más cercano a PE1. f) Transporte Ekman de fondo en YUC2 (m2s-1; línea cian, multiplicada por 2 para mayor claridad) y corte horizontal (línea roja oscura) entre PE1 y PE2 a 50 m de profundidad. Los eventos de surgencia durante primavera-verano (S1 y S2) y otoño-invierno (W) están sombreados en rojo y azul, respectivamente y se indican las fechas correspondientes a los paneles superiores (a-d) (líneas rojas verticales; e-f). ..... 81
- 24** Diagrama de los mecanismos involucrados en los eventos de surgencia de otoño-invierno observados en el canal de Yucatán. Los perfiles muestran el cambio de dimensiones de la corriente de Yucatán (en rojo) asociado con el aumento (A) y la disminución (B) de la velocidad en el núcleo de la corriente de Yucatán (cruz roja). También se indica la dirección del transporte de Ekman de fondo (TEk) inducido por cada proceso (flecha cian). Las flechas amarillas representan la transición entre estos



	dos estados de la corriente, que se observó con una periodicidad de 6-10 días. El nivel medio del mar ( $\eta$ ) se indica como referencia (línea verde). .....	83
<b>25</b>	Temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) en el fondo de los anclajes YUC1 (20 m de profundidad), YUC2 (55 m de profundidad) y YUC3 (109 m de profundidad) entre septiembre y febrero (temporada otoño-invierno) de cada año (2008-2014) y el transporte Ekman de fondo correspondiente ( $\text{m}^2\text{s}^{-1}$ ; línea cian, multiplicado por 2 para mayor claridad). Las correlaciones entre los anclajes YUC1 y YUC2 (negro), así como para YUC2 y el transporte Ekman de fondo (cian) se indican para cada período de otoño-invierno..	85
<b>26</b>	Perfiles de velocidad a lo largo del canal de Yucatán ( $\text{ms}^{-1}$ ) del 15 al 26 de noviembre de 2010 (evento de surgencia de otoño-invierno, W). Se indican las posiciones de los anclajes YUC1, YUC2 y YUC3 (puntos negros); la ubicación de los anclajes utilizados para la interpolación de los perfiles de velocidad se indica mediante las líneas negras verticales. El núcleo de la corriente de Yucatán está definido por la isóbata de $0.8 \text{ ms}^{-1}$ (línea negra). .....	86
<b>27</b>	Espectros con conservación de varianza de la velocidad perpendicular al canal para los anclajes a) PE1 (a 117 m de profundidad) y b) YUC2 (a 50 m de profundidad) y YUC3 (a 86 m de profundidad) para el período invernal (noviembre/2010 – febrero/2011); c) coherencia obtenida del espectro cruzado entre PE1 y YUC2; se indica la coherencia significativa al 95% (línea roja). d) Wavelet de la temperatura de fondo para YUC2 entre julio de 2009 y febrero de 2013. Está indicada la banda de frecuencia de 6-10 días (líneas negras horizontales), así como el evento de otoño-invierno mencionado como W en el texto (línea negra vertical). .....	87
<b>28</b>	Velocidad de la corriente ( $\text{ms}^{-1}$ ) perpendicular al canal de Yucatán (plano x-z) para el 13/febrero/2013. Las velocidades negativas ( $v < 0$ ) representan a la contracorriente. La velocidad cero (línea blanca) delimita la contracorriente. ....	91
<b>29</b>	Astillas de velocidad de la corriente ( $\text{ms}^{-1}$ ) promedio entre 62-86 m del anclaje YUC3 para el periodo 2008-2014. ....	93
<b>30</b>	Diagrama Hovmöller de la velocidad perpendicular al canal ( $v$ ) en toda la columna de agua para el anclaje YUC3, un panel por año desde 2008 hasta 2014. Las velocidades negativas ( $v < 0$ ) representan a la contracorriente, delimitada por la velocidad cero (línea blanca). ....	94
<b>31</b>	Diagrama Hovmöller de la velocidad perpendicular al canal filtrada a 10 días ( $\text{ms}^{-1}$ ) en toda la columna de agua para el anclaje YUC3, un panel por año desde 2008 hasta 2014. Las velocidades negativas ( $v < 0$ ) representan a la contracorriente. La velocidad cero (línea blanca) delimita la contracorriente. ....	95
<b>32</b>	Serie temporal de la velocidad promedio entre 62 y 86 m de profundidad para YUC3 ( $\text{ms}^{-1}$ ; línea azul), transporte de Ekman de fondo a 86 m de profundidad en YUC3	

- (m2s-1; línea cian, multiplicado por 2 para mayor claridad) y la posición del núcleo de la corriente de Yucatán ( $^{\circ}$ W). ..... 97
- 33** Compuestos de velocidad geostrófica (ms-1) y MADT (cm; datos AVISO) para cada uno de los Casos identificados para los periodos de contracorriente. En cada uno se indica el porcentaje de días de cada caso con respecto al total de días de contracorriente en el periodo 2008-2014. La línea blanca delimita el contorno de 50 cm. .... 99
- 34** Velocidad geostrófica (ms-1) y MADT (cm; AVISO) de los periodos de contracorriente clasificados como no definidos. La línea blanca delimita el contorno de 50 cm. .... 101
- 35** Compuestos de los perfiles de velocidad perpendicular al canal (ms-1) en el oeste del canal de Yucatán (CANEK) para cada uno de los casos de periodos de contracorriente. Se indican las posiciones de los anclajes YUC1, YUC2 y YUC3 (puntos negros); la ubicación de los anclajes utilizados para la interpolación de los perfiles de velocidad se indica mediante las líneas negras verticales. La velocidad cero (línea blanca) delimita la contracorriente y el núcleo de la corriente de Yucatán está definido por la isóbata de 0.8 ms-1 (línea negra). ..... 102
- 36** Compuestos de los perfiles de velocidad perpendicular al canal (ms-1) en el oeste del canal de Yucatán (CANEK) para cada uno de los periodos “no definidos” de contracorriente. Se indican las posiciones de los anclajes YUC1, YUC2 y YUC3 (puntos negros); y la ubicación de los anclajes utilizados para la interpolación de los perfiles de velocidad (líneas negras verticales). La velocidad cero (línea blanca) delimita la contracorriente y el núcleo de la corriente de Yucatán está definido por la isóbata de 0.8 ms-1 (línea negra). ..... 103
- 37** Serie temporal de la velocidad promedio perpendicular al canal (ms-1; línea azul) entre 62 y 86 m de profundidad en el anclaje YUC3, posición ( $^{\circ}$ W; línea café) y velocidad máxima (ms-1; línea negra) del núcleo de la corriente de Yucatán para el año 2011. .... 104
- 38** Diagrama Hovmöller de la velocidad a lo largo del canal filtrada a 10 días (ms-1) en toda la columna de agua para el anclaje YUC3, un panel por año desde 2008 hasta 2014. Temperatura ( $^{\circ}$ C) en el fondo del anclaje YUC1 (20 m de profundidad; línea negra) y YUC3 (90 m de profundidad; línea café). Las velocidades negativas ( $v < 0$ ) representan a la contracorriente. La velocidad cero (línea blanca) delimita la contracorriente. .... 106
- 39** (a) Velocidades geostróficas (vectores en ms-1) y MADT (contornos en cm) promediados entre el 17 de mayo y el 18 de agosto de 2010 (periodo de contracorriente; Caso II); la línea blanca delimita la isolínea de 50 cm de MADT. (b) Perfil promedio de perpendicular al canal (ms-1) en el oeste del canal de Yucatán (CANEK), para las mismas fechas. La velocidad cero (línea blanca) delimita la

	contracorriente y el núcleo de la corriente de Yucatán está definido por la isótaca de 0.8 ms <sup>-1</sup> (línea negra). .....	107
<b>40</b>	Astillas de velocidad de la corriente (ms <sup>-1</sup> ) en diferentes profundidades (indicadas en cada panel) en los anclajes YUC1 (negras), YUC2 (moradas), YUC3 (grises), PE1 (naranjas) y PE2 (verdes) para el periodo de contracorriente de mayo 2010 a agosto 2010. ....	109
<b>41</b>	Perfil de velocidad perpendicular al canal (ms <sup>-1</sup> ) en el oeste del canal de Yucatán durante el 7 de junio de 2010 y el 9 de julio de 2010 con datos CANEK (a y c) y datos HYCOM (b y d). La velocidad cero (línea blanca) delimita la contracorriente y el núcleo de la corriente de Yucatán está definido por la isótaca de 0.8 ms <sup>-1</sup> (línea negra). ....	111
<b>42</b>	Perfil de velocidad perpendicular al canal (ms <sup>-1</sup> ) en el oeste del canal de Yucatán durante el 7 de junio de 2010 y el 9 de julio de 2010 con datos CANEK (a y c) y datos HYCOM (b y d). La velocidad cero (línea blanca) delimita la contracorriente y el núcleo de la corriente de Yucatán está definido por la isótaca de 0.8 ms <sup>-1</sup> (línea negra). ....	112
<b>43</b>	Mapas de velocidad (ms <sup>-1</sup> ) en 3 fechas (7/junio, 23/ junio y 9/julio) durante un periodo de contracorriente en superficie (a, b, c) y promedio entre 60 m y 90 m (d, e, f); así como temperatura promedio (°C) entre 60 m y 90 m (g, h, i) con las salidas del modelo HYCOM.....	114
<b>44</b>	Gráfico de dispersión entre la duración de los eventos de surgencia y la temperatura mínima alcanzada en YUC1, para todos los eventos observados entre 2008 y 2014 (panel superior); los eventos de primavera-verano (otoño-invierno) se indican con los puntos (círculos) azules; la línea de regresión para los eventos de verano se indica en gris (r=-0.34). Histograma del número de eventos clasificados por duración durante primavera-invierno (panel inferior); los cuatro mecanismos involucrados en el proceso de surgencia durante estos meses están representados por los diferentes colores de las barras. Las estrellas muestran los eventos donde los datos indicaron la presencia de un ciclón sobre la meseta. ....	120
<b>45</b>	Perfiles de velocidad perpendicular al canal (ms <sup>-1</sup> ) en el oeste del canal de Yucatán para dos fechas (1/mayo/2010 y 1/junio/2010) con los datos observados CANEK (a y d) y con los datos del modelo HYCOM (b y e). Perfiles de temperatura (°C) con los datos del modelo HYCOM (c y f) durante las mismas fechas. Se indican las posiciones de los anclajes YUC1, YUC2 y YUC3 (puntos negros); la ubicación de los anclajes utilizados para la interpolación de los perfiles de velocidad se indica mediante las líneas negras verticales. La velocidad cero (línea blanca) delimita la contracorriente y el núcleo de la corriente de Yucatán está definido por la isóbata de 0.8 ms <sup>-1</sup> (línea negra). ....	124

## Índice de tablas

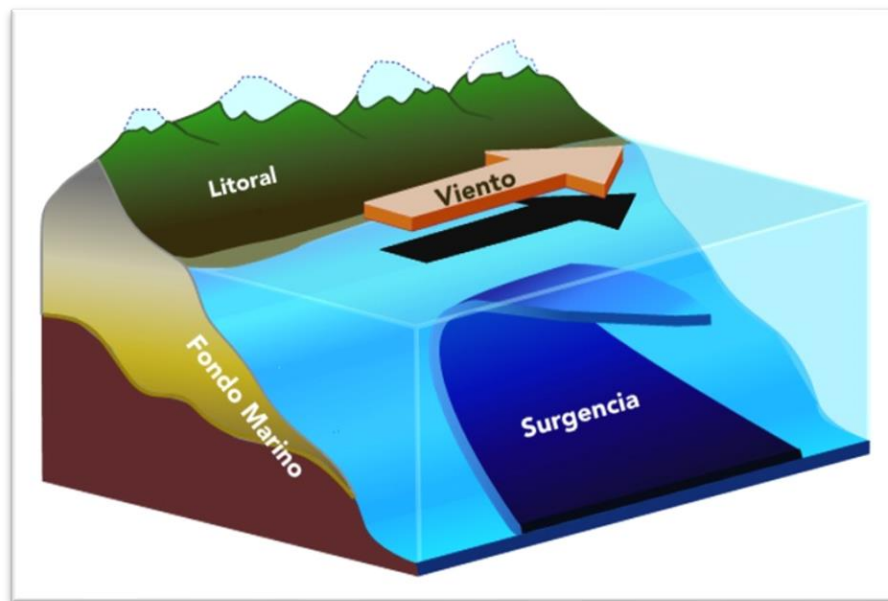
<b>Tabla</b>		<b>Página</b>
<b>1</b>	Relación de los anclajes instalados en el canal de Yucatán y la plataforma de Yucatán. ....	39
<b>2</b>	Número de eventos de surgencia (registrados en YUC1) y descensos (registrados en YUC2 y YUC3) contabilizados entre febrero de 2008 y junio de 2014. ....	58
<b>3</b>	Relación de eventos de surgencia registrados durante 2008-2014. ....	58
<b>4</b>	Conteo de periodos de contracorriente de baja frecuencia en el periodo 2008-2014. ....	95

## I. Introducción

La surgencia es un fenómeno que se define como el movimiento vertical de agua del fondo o subsuperficial, a niveles superiores de la columna de agua, llegando generalmente hasta la superficie y esta agua permanece ahí por periodos de tiempo suficientes para producir una respuesta biológica en el fitoplancton (Kämpf & Chapman, 2016). El agua de surgencia se caracteriza por ser más fría que el agua superficial y con una mayor concentración de nutrientes, por lo que es uno de los principales procesos oceanográficos que tiene que ver con el enriquecimiento de la actividad biológica (Jiménez-Lagunes, 2004). Se ha definido el término “uplift” como un proceso de surgencia que no logra transportar agua fría hasta a la superficie, el cual representa también un aporte importante a la productividad regional (Roughan & Middleton, 2002; Kämpf & Chapman, 2016; Thévenin *et al.*, 2019).

El mecanismo más común de generación de surgencia es por medio del esfuerzo del viento sobre el océano (surgencia eólica; Figura 1). Cuando el viento sopla paralelo a la costa, genera un transporte de Ekman neto, perpendicular a la costa a  $90^\circ$  con respecto a la dirección del viento (a la derecha en el hemisferio norte), esto podría ser en dirección hacia la costa o fuera de ella. Si se produce hacia fuera de la costa, se produce una divergencia y una baja presión sobre la costa que hace que al agua que se encuentra en capas inferiores ascienda, por continuidad, remplazando al agua superficial que fue llevada fuera de la costa por transporte de Ekman dando lugar a una surgencia (Figura 1; Cushman-Roisin & Beckers, 2009). Por continuidad también, se genera una corriente hacia la costa en las capas inferiores para reemplazar a las aguas que “afloran” a la capa superficial. Al mismo tiempo, esta baja presión, por geostrofia, generará una corriente a lo largo de la costa. Debido a esta dinámica, la mayoría de los sistemas de surgencia importantes tienen lugar en las costas oeste de los continentes y coinciden con la circulación estacional de los vientos. Sin embargo, existen otros mecanismos que pueden generar surgencia debido a distintos forzamientos y en otras regiones costeras. Uno de ellos es la surgencia topográfica, este mecanismo es independiente del viento y se origina debido a la fricción entre una corriente intensa y el fondo marino. Esta corriente al fluir de forma paralela al continente sobre un cambio abrupto de la batimetría (generalmente en el quiebre de la plataforma continental), genera forzamiento por transporte

de Ekman dentro de la capa límite de fondo (Figura 2). En el hemisferio norte, el transporte de Ekman de fondo es hacia la zona somera (surgencia), si la corriente fluye con la costa a la izquierda; y al contrario, el transporte es en dirección a aguas profundas (hundimiento) si la costa se encuentra a la derecha del sentido del flujo. Este mecanismo de surgencia depende principalmente de las características de la corriente que lo genera, como su velocidad y dirección con respecto a la costa, así como de la variabilidad local que controla las características de la corriente, como pueden ser la influencia de remolinos en la zona y/o los cambios estacionales, que a su vez afectan la presencia e intensidad de la surgencia (Kämpf & Chapman, 2016). La dinámica puede ser bastante complicada si se consideran variaciones



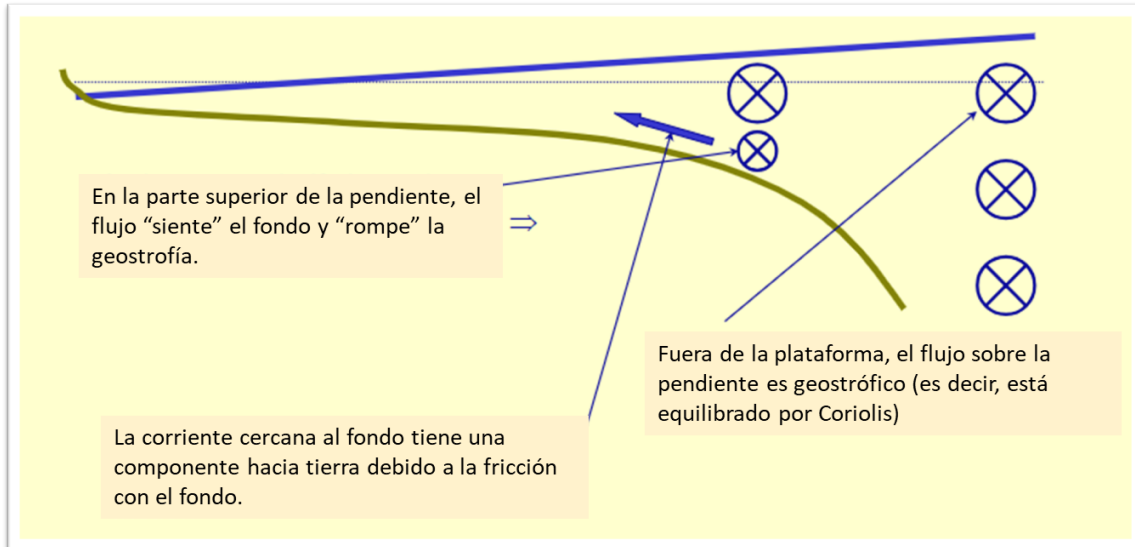
de densidad (Garrett *et al.*, 1993).

**Figura 1. Esquema representativo del mecanismo de surgencia eólica (Tomada de: <https://oceanexplorer.noaa.gov/explorations/02quest/background/upwelling/upwelling.html>).**

Sobre la zona de la plataforma de Yucatán se han reportado dos surgencias, una originada por viento en la parte norte de la península de Yucatán (Monreal-Gómez *et al.*, 1999; Ruiz-Castillo *et al.*, 2016; Varela *et al.*, 2018; Kurczyn *et al.*, 2021) y otra de origen topográfico en el extremo oeste del canal de Yucatán (e.g. Merino, 1997). Gran parte de los estudios que se han realizado sobre la surgencia topográfica en Yucatán han sido a partir de modelos numéricos (Jiménez-Lagunes, 2004; Mateos-Jasso, 2009; Ramos-Musalem, 2013; Enríquez & Mariño-Tapia, 2014; Jouanno *et al.*, 2018; Varela *et al.*, 2018) y las

observaciones directas, debido a su corta duración, no han sido suficientes para determinar con precisión la periodicidad y el mecanismo de forzamiento por el cual se forma dicha surgencia (Merino, 1997; Enriquez *et al.*, 2013; Reyes-Mendoza *et al.*, 2015; Ruiz-Castillo *et al.*, 2016); además la posible relación entre las dos surgencias presentes en la zona, no ha sido descrita en detalle aún.

El presente trabajo tiene como objetivo caracterizar a la surgencia topográfica de Yucatán, identificando los factores físicos que determinan su desarrollo, intensidad y estacionalidad (e.g. cercanía a la costa, dirección y velocidad de la corriente de Yucatán), a partir de datos de observaciones directas de largo plazo y datos de satélite. De esta forma, el presente trabajo contribuye al conocimiento de los mecanismos que modulan este tipo de surgencias asociadas a corrientes de frontera oeste, así como a mejorar el entendimiento sobre los florecimientos de fitoplancton que favorecen a las pesquerías artesanales e industriales en la zona, además de comprender el proceso ecológico al que están sometidos, al ser el fitoplancton la base de la cadena trófica.



**Figura 2. Esquema representativo del mecanismo de surgencia topográfica; el círculo con la cruz representa el flujo en el sentido de sur a norte, es decir, con la costa a la izquierda en el hemisferio norte (Tomada y modificada de: <https://www.slideserve.com/ozzy/processes-at-the-shelf-edge>).**

## 1.1 Antecedentes

### 1.1.1 Surgencias asociadas a corrientes de frontera oeste

Alrededor del mundo existen surgencias que se originan entre las corrientes de frontera oeste y el continente, siendo diferentes los mecanismos por los cuales se generan. Sobre la costa este de Estados Unidos de América, los meandros y los remolinos generados por las inestabilidades de la corriente del Golfo están fuertemente influenciados por la topografía. Estos pueden elevar las isotermas, es decir, elevar agua fría que se encuentra por debajo de la termoclina, hasta alcanzar la zona somera de la plataforma, impulsada por vientos favorables a surgencia (e.g. Charleston “bump”; Lee *et al.*, 1991; Blanton *et al.*, 1981; Janowitz & Pietrafesa, 1982; Gula *et al.*, 2015). He *et al.* (2018), mencionan 3 mecanismos involucrados en la surgencia, dos de ellos relacionados con la dinámica de Ekman de superficie (por viento; Figura 1) y de fondo (topográfica; Figura 2), respectivamente; mientras que el tercero se relaciona con los meandros de la corriente que se desplazan mar adentro, generando divergencia y el reemplazo de las aguas superficiales por aguas profundas, las cuales se desplazan hacia la costa y pueden llegar hasta la plataforma externa (Lee *et al.*, 1991).

También en el golfo de México, pero en la plataforma oeste de Florida, pueden ocurrir eventos de surgencia modulados por la corriente del Lazo que interactúa con la topografía. Cuando la corriente está extendida en el golfo de México y se está formando un remolino de la corriente de Lazo, la interacción entre el flujo hacia el sur y el quiebre de la plataforma al suroeste de Florida eleva las isotermas y preconditiona el sistema para que la surgencia impulsada por viento local pueda elevar aguas más profundas sobre la plataforma (He & Weisberg, 2003; Weisberg & He, 2003). Sin embargo, existe otro mecanismo por el cual la corriente de Lazo en posición retraída interactúa con la topografía. En una zona poco profunda en Dry Tortugas (E.U.A.), nombrada punto de presión (Weisberg y He, 2003), las anomalías de presión pueden propagarse a lo largo de las isóbatas y hacer que la mayoría de las aguas de la plataforma de Florida se muevan hacia el sur, lo que favorece la presencia de agua fría debida al del transporte de Ekman de fondo (Weisberg & He, 2003). La relación entre el momento y la duración de las interacciones entre la corriente de Lazo y el punto de



presión en Dry Tortugas es usada para predecir eventos de marea roja sobre la plataforma oeste de Florida (Liu *et al.*, 2016).

Otra surgencia importante en una zona de corrientes de frontera oeste es la que se observa en el quiebre de la plataforma este de China, asociada a la corriente de Kuroshio. En el mar de China Oriental, la surgencia ocurre debido a la fricción de fondo en los límites entre la corriente de Kuroshio (al noreste) y una contracorriente (al suroeste), donde los meandros de la corriente y los remolinos ciclónicos ubicados en el quiebre de la plataforma, generan convergencia horizontal en la capa de fondo de Ekman (Ito *et al.*, 1995) similar a los meandros y remolinos frontales que se observan en la corriente del Golfo (Lee *et al.*, 1991).

En la región este de Australia, a pesar de que el mecanismo dominante para la formación de surgencia es el transporte de Ekman en superficie, se han observado eventos que ocurren cuando el viento no es favorable (Kämpf *et al.*, 2004). A partir de esto, se han identificado varios mecanismos de surgencia, como la intrusión de la corriente hacia la costa y la aceleración de la corriente este Australiana en la parte norte, lo cual genera transporte de Ekman de fondo favorable para una surgencia. Hacia el sur de donde ocurre esta interacción, la corriente se separa de la costa, lo que da lugar a la formación de un remolino ciclónico en el lado costero de la corriente, dicho remolino eleva la termoclina y favorece los eventos de surgencia (Roughan & Middleton, 2002). Además, se han documentado eventos de “uplift”, denominados así porque el agua fría no logra llegar hasta la superficie, sólo se elevan las isopícnas interiores, relacionados con el transporte de la capa límite de fondo, que, aunque no necesariamente llegan a la superficie, generan aumento en la productividad primaria de la región sureste de Australia (generalmente oligotrófica), gracias a diversos mecanismos (inclinación de las isotermas en la zona del quiebre de la plataforma, vientos favorables a surgencia) que se conjugan para ello (Schaeffer *et al.*, 2014).

Finalmente, en el oeste del océano Atlántico sur, en la región de la corriente de Brasil, existe otro sistema de surgencia asociado a esta corriente de frontera oeste. Con datos de mediciones de velocidad de la corriente, temperatura de fondo y temperatura superficial del mar, así como datos de viento, se observó que la presencia de remolinos ciclónicos puede preconditionar la región e intensificar los eventos de surgencia debidos al viento (Thévenin *et al.*, 2019).

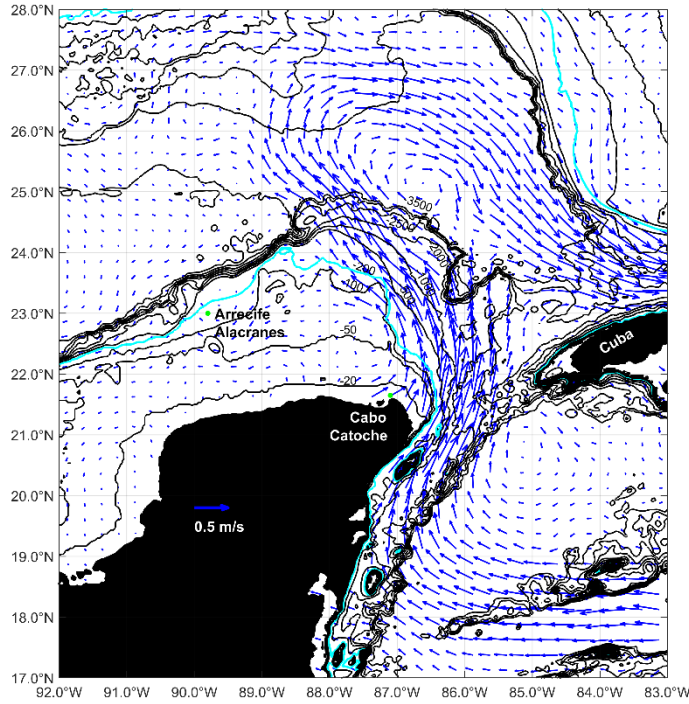
### 1.1.2 Circulación en el este del golfo de México y canal de Yucatán

La circulación en el sistema golfo de México – mar Caribe es parte de la circulación del giro subtropical del Atlántico norte. La corriente de frontera oeste que forma parte de este giro contiene dos componentes de la circulación de gran escala: La compensación hacia el norte del transporte de Sverdrup a través de esfuerzo del viento sobre el Atlántico norte y la parte superior de la celda de circulación meridional (antes denominada termohalina) del Atlántico (Candela *et al.*, 2002).

La circulación a través del canal de Yucatán está dominada por la corriente de Yucatán; que consiste en un flujo intenso con una velocidad media de  $1.2 \text{ ms}^{-1}$  en su zona de mayor velocidad (núcleo), el cual se encuentra cerca de la superficie, pero que alcanza una intensidad de hasta  $2.5 \text{ ms}^{-1}$  (Ochoa *et al.*, 2003; Athié *et al.*, 2015; Sheinbaum *et al.*, 2016; Candela *et al.*, 2019). Esta corriente es controlada parcialmente por la batimetría, se origina cerca de Banco Chinchorro (México), donde la corriente de Caimán gira hacia el norte, debido a la forma de la costa (aproximadamente a  $19^\circ \text{ N}$ ; Cetina *et al.*, 2006) y fluye desde el sur de la isla Cozumel (aproximadamente a los  $20.3^\circ \text{ N}$ ) atravesando el canal de Yucatán por el lado oeste. Una vez dentro del golfo de México, es conocida como la corriente de Lazo (Figura 3).

La corriente de Yucatán presenta una fuerte variabilidad tanto en intensidad, como en dirección de incidencia al canal de Yucatán. Se ha reportado un transporte medio de aproximadamente  $27.4 \text{ Sv}$  a partir de mediciones de velocidad quasi-continuas a través del canal de Yucatán entre 2010-2011 y 2012-2016 ( $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ; Ochoa *et al.*, 2003; Athié *et al.*, 2015; Candela *et al.*, 2019). Mediante datos de satélite se ha visto que este transporte puede presentar variaciones interanuales de aproximadamente  $5 \text{ Sv}$  (Athié *et al.*, 2015), mientras que con cuatro años de datos (*in situ*) se encontró que estas variaciones son de aproximadamente  $3 \text{ Sv}$  (Candela *et al.*, 2019). Con respecto a su estacionalidad se ha reportado que la componente anual es dominante, teniendo su máximo durante el verano (Molinari *et al.*, 1978; Rousset & Beal, 2010; Chang & Oey, 2012); sin embargo, también se observa una segunda intensificación en el invierno asociada a una componente semianual (Rousset & Beal, 2010; Chang & Oey, 2012), aunque este segundo incremento no es significativo (Molinari *et al.*, 1978; Hall & Leben, 2016; Athié *et al.*, 2020). Esta señal

estacional observada en el transporte a través del canal de Yucatán representa alrededor del 35% de la varianza subinercial (Athié *et al.*, 2020).



**Figura 3. Zona de estudio con la corriente de Yucatán y corriente de Lazo promedio generada por datos de altimetría de AVISO (2008-2017). La batimetría se encuentra indicada hasta los 3500 m de profundidad. El límite de la plataforma continental se encuentra indicado por la isóbata de 200m en color cian.**

A pesar de la estacionalidad observada en el transporte a través del canal de Yucatán, la velocidad de la corriente de Yucatán, que se encuentra confinada por arriba de los 800 m en el lado oeste del mismo, presenta cambios estacionales débiles, que corresponden a menos del 6% de la varianza subinercial (Athié *et al.*, 2020) y su variabilidad está dominada principalmente por remolinos que pasan a través del canal y/o perturbaciones muy energéticas, que no necesariamente contribuyen con la variabilidad en el transporte neto a través de éste (Abascal *et al.*, 2003; Shienbaum *et al.*, 2016; Athié *et al.*, 2020; Androulidakis *et al.*, 2021). La dirección de la corriente de Yucatán puede variar de noreste a noroeste y está fuertemente dominada por la batimetría de la zona, la posición y extensión de la corriente de Lazo y la incidencia de remolinos a la zona del canal, entre otros factores. Además, la posición longitudinal de su núcleo presenta variaciones que están fuertemente relacionadas

con la intensidad y características del flujo en el noroeste del mar Caribe. Los meandros de la corriente de Yucatán pueden estar relacionados con remolinos que llegan cerca del Banco Chinchorro, donde la corriente de Caimán incide en la costa (Cetina *et al.*, 2006; Athié *et al.*, 2012). Los anticiclones comúnmente observados en la parte norte del Caribe, al sur del canal de Yucatán, también desempeñan un papel importante en la posición de la corriente de Yucatán a través del canal, así como en la extensión de la corriente del Lazo y la liberación de sus remolinos anticiclónicos, que se extienden hacia el oeste a través del golfo de México (Candela *et al.*, 2003; Cetina *et al.*, 2006; Rousset & Beal, 2011; Huang *et al.*, 2013; Mildner *et al.*, 2013; Androulidakis *et al.*, 2021). La generación de remolinos y su impacto en el sistema de corrientes pueden ser modificados o modulados por cambios en la intensidad y dirección del viento, ondas atrapadas a la costa, así como inestabilidades baroclínicas y barotrópicas (Schmitz, 2005; Chang & Oey, 2012; Sheinbaum *et al.*, 2016; Yang *et al.*, 2020).

Las Ondas Atrapadas a la Costa (CTW, por Coastal Trapped Waves) son generalmente ondas forzadas por el viento que viajan con la costa a la derecha del sentido de propagación (hemisferio norte). En el golfo de México, estas ondas han sido observadas en la banda de frecuencia entre 6 y 10 días, desde el oeste del golfo de México hasta el norte de la península de Yucatán (Dubranna *et al.*, 2011; Jouanno *et al.*, 2016). Jouanno *et al.* (2016) demostraron que las CTW son forzadas por los vientos de los frentes fríos invernales. Las CTW viajan a lo largo de la costa con una rapidez de fase de  $3.2 - 4.01 \text{ ms}^{-1}$  e interactúan con la corriente de Lazo, generando perturbaciones que dan lugar a la generación de vorticidad ciclónica y remolinos frontales de pequeña escala al norte del canal de Yucatán. Aunque los modelos numéricos no muestran evidencia de que las CTW se propaguen al sur del canal de Yucatán (Jouanno *et al.*, 2016), se ha observado variabilidad en la banda de frecuencia de 6 a 10 días a partir de los datos de velocidad de anclajes entre Yucatán y el canal de Cozumel, con ese mismo sentido de propagación (Athié *et al.*, 2011).

La corriente de Lazo es el flujo que domina la circulación en la zona este del golfo de México, entra por el canal de Yucatán y sale por el estrecho de Florida (Sturges & Evans, 1983). Esta corriente desprende remolinos anticiclónicos de hasta 400 km de diámetro, que se propagan hacia el oeste por el golfo de México, quedándose en esta cuenca por periodos de aproximadamente un año (Candela *et al.*, 2002). La liberación de estos remolinos está

relacionada con una complicada variabilidad en la zona, dominada parcialmente por la intrusión de agua de la corriente de Yucatán (Pichevin & Nof, 1995), así como inestabilidades barotrópicas y baroclínicas en la misma zona de la corriente de Lazo (e.g., Chérubin *et al.*, 2006; Le Hennaf *et al.*, 2012; Hamilton *et al.*, 2016), entre otros procesos.

La corriente de Lazo se puede presentar principalmente bajo dos escenarios o estadios principales en cuanto a su extensión. Uno es cuando se encuentra extendida, es decir, se forma el “lazo” en la zona este del golfo de México. El segundo es posición retraída, que se refiere a una corriente que va directamente desde el canal de Yucatán hacia el sur del Estrecho de Florida posterior a un desprendimiento de un remolino anticiclónico (Schmitz, 2005); sin embargo, también se pueden observar estadios intermedios entre estos dos o variaciones de los mismos (Liu *et al.*, 2016; Nickerson *et al.*, 2022). Este desprendimiento de remolinos y la extensión de la corriente de Lazo han sido ampliamente estudiados a lo largo del tiempo; sin embargo, su dinámica aún es objeto de estudio y los resultados recientes indican que es difícil establecer un mecanismo dominante que explique la liberación de dichos remolinos y que más bien se trata de un conjunto de mecanismos actuando con diferente intensidad y temporalidad en diferentes momentos, lo que contribuye a la dinámica de la corriente de Lazo (Sheinbaum *et al.*, 2016). Molinari *et al.* (1978) utilizaron datos observacionales y concluyen que la máxima intrusión de la corriente de Lazo coincide con un aumento en el transporte a través del canal de Yucatán, y que este tiene un máximo en junio. Con datos observados sobre el canal de Yucatán, Candela *et al.* (2002) concluyen que existe una relación entre los flujos de vorticidad debidos al corte horizontal a través del canal de Yucatán y el comportamiento de la corriente de Lazo en el golfo de México: Periodos de vorticidad positiva (cyclónica) cuando la corriente está bien desarrollada (extendida) en el golfo de México, se relacionaron con el desprendimiento de los remolinos, lo que a su vez genera la retracción de la corriente (Leben, 2005).

Posteriormente, con modelos numéricos, Chang y Oey (2012) sugieren que el desprendimiento de remolinos de la corriente de Lazo presenta 2 máximos: Uno en verano (junio-julio) y otro de menor intensidad en invierno (enero-febrero) y con un mínimo en otoño. Explican que esto se debe a que durante verano e invierno el rotacional del esfuerzo del viento sobre el Caribe incrementa el transporte a través del canal de Yucatán, en

consecuencia, la corriente de Lazo tiene una mayor intrusión hacia el golfo de México y con ello, aumenta el desprendimiento de remolinos aproximadamente un mes después del aumento en el transporte. Durante este periodo, los vientos del este sobre el golfo de México se debilitan, lo que aumenta la probabilidad de desprendimiento de remolinos. Hall y Leben (2016) utilizando datos de satélite, encuentran que existen dos temporadas de mayor probabilidad de liberación de remolinos anticiclónicos, agosto-septiembre y febrero-marzo, aunque únicamente el máximo de verano fue significativo. Sin embargo, recientemente con datos *in situ* en el canal de Yucatán, Athié *et al.* (2020) encuentran que existen correlaciones significativas entre la intrusión de la corriente de Lazo y la corriente de Yucatán, que fluye en el lado oeste del canal, mientras que la correlación entre la corriente de Lazo y el transporte total a través del canal de Yucatán menos significativa. Es decir, la relación entre la extensión de la corriente de Lazo y el transporte que atraviesa el canal no es tan directa, ni tan clara como se ha observado a partir de modelos numéricos (e.g. Chang & Oey, 2012) y que además esta conexión sólo es clara para periodos específicos, principalmente durante verano.

En resumen, la región del canal de Yucatán – corriente de Lazo es una región con una gran variabilidad, que presenta una diversidad de procesos que interactúan a diferentes escalas. Todo este conjunto de mecanismos podría estar representando un papel importante en la variabilidad e influyendo en las condiciones para que se generen los eventos de surgencia que tienen lugar en el extremo oeste de la península de Yucatán.

### **1.1.3 Surgencia de Yucatán**

Existen varios estudios sobre la generación, variabilidad e intensidad de la surgencia topográfica de Yucatán, que toman en cuenta distintos parámetros. Esta surgencia fue detectada por primera vez por Cochrane (1968), al encontrar que la isoterma de 22.5°C subía desde una profundidad de 220-250 m en el Canal de Yucatán hasta los 10-70 m cerca de la zona de Cabo Catoche. Al encontrarse en el margen este del continente, sobre el Canal de Yucatán, una surgencia tan intensa no puede ser originada por el transporte superficial de Ekman asociado a los vientos dominantes en la zona, que presentan dirección del este (E; Alisios) y del norte (Nortes; Monreal-Gómez *et al.*, 1999). Sin embargo, vientos de componente sureste, tales como los eventos de “surada”, que comúnmente preceden o se

asocian con los eventos de Norte podrían generar eventos de surgencia, aunque no existen estudios detallados al respecto. El carácter dominante de los vientos Alisios en la región del canal de Yucatán es lo que ha llevado a diversos autores a sugerir que la surgencia en esta zona está directamente relacionada con la interacción de la corriente de Yucatán con la topografía (Cochrane, 1968; Merino, 1997, Monreal-Gómez *et al.*, 2004b; Enríquez & Mariño-Tapia, 2014). En la zona costera norte de la península de Yucatán, donde también se observan eventos de surgencia, se considera que los vientos Alisios son el factor importante para su generación debido al transporte de Ekman (Reyes-Mendoza *et al.*, 2015; Ruiz-Castillo *et al.*, 2016). Aunque los mecanismos de generación son diferentes, existe una conexión entre estas surgencias (Mateos-Jasso, 2009, Enríquez y Mariño-Tapia, 2014) que requiere mayor investigación.

Uno de los primeros estudios sobre la surgencia de Yucatán con datos de observaciones *in situ* fue hecho por Ruíz-Rentería (1979), que realizó una serie de cruceros oceanográficos durante algunos días de febrero (1965), abril (1968, 1969, 1970), mayo (1961, 1962, 1965, 1966), septiembre (1969), octubre (1961, 1962) y noviembre (1966), en la región de la plataforma de Yucatán, recolectando datos de temperatura y velocidad. Observó que la surgencia presenta una estacionalidad: Mayor intensidad en primavera con temperaturas bajas en verano, mientras que en otoño-invierno la temperatura fue uniforme en toda la zona, indicando la ausencia de surgencia. Además, en este estudio Ruíz-Rentería (1979) identificó por primera vez la contracorriente en la plataforma de Yucatán, que consiste en un flujo subsuperficial con dirección suroeste, es decir, del golfo de México hacia el mar Caribe, el cual se encuentra cercano al fondo, por debajo de la zona de surgencia en el canal de Yucatán. También menciona que las condiciones para que se presente la surgencia por viento en la zona norte de la península de Yucatán están presentes todo el año, sin embargo, la corriente de Yucatán solo provee de agua fría a la plataforma durante los meses de primavera-verano. Posteriormente, Merino (1997), con cruceros oceanográficos en diferentes épocas del año (julio/1984, abril/1985, octubre/1985 y enero/1986) analizó la distribución de la temperatura, nutrientes y masas de agua sobre la plataforma norte y este de Yucatán, incluido el canal de Yucatán. Con estos datos, corroboró que la surgencia tiene una mayor intensidad en primavera y aún se observa ligeramente en verano, mientras que en otoño e invierno no se

presenta. Además, con los datos obtenidos propone la ruta que sigue la surgencia sobre la zona y determina que su origen es topográfico, aunque no propone un proceso dinámico por el cual se genere y qué factores determinan su estacionalidad. Observó la contracorriente subsuperficial en la parte oeste del canal de Yucatán y sugiere que pudiera estar formada de la misma agua proveniente de la surgencia, al hundirse después de haber pasado por la plataforma. Carrillo *et al.* (2016), realizaron dos cruceros oceanográficos (marzo/2006 y enero/2007) para obtener datos de temperatura, salinidad y nutrientes a lo largo del Caribe mexicano. Observaron una inclinación de las isotermas a lo largo de la costa de Yucatán indicando un gradiente positivo de sur a norte, es decir, la termoclina presentó menor profundidad sobre el Canal de Yucatán en donde la corriente de Yucatán es más intensa y la plataforma es más angosta. A pesar de que este comportamiento se observó tanto en invierno como en primavera, en invierno la isoterma de 22°C fue más somera, indicando que esta pendiente fue mayor que en primavera. Estos autores además observaron que la surgencia se presentó cuando la corriente se encontraba más alejada de la costa.

A partir de un modelo numérico, Enríquez y Mariño-Tapia (2014), realizaron varios experimentos con el fin de encontrar el comportamiento de la corriente de Yucatán, principalmente su intensidad y proximidad al quiebre de la plataforma, que favoreciera el desarrollo de eventos de surgencia en la zona de la plataforma y Cabo Catoche. Encontraron que cuando la corriente fluye fuera del quiebre de la plataforma, en dirección noroeste, se observan velocidades verticales positivas (surgencia), mientras que cuando la corriente se acerca al quiebre de la plataforma (con dirección noreste), las velocidades verticales positivas se encuentran fuera de la zona costera, es decir, la surgencia podría desarrollarse al norte de la plataforma lejos de la costa. Además, observaron que el viento no contribuye directamente a la generación de eventos de surgencia, pero sí puede modificar las corrientes horizontales cercanas a la costa, ya que un viento intenso del sureste favorece el transporte del agua de surgencia desde Cabo Catoche hacia el oeste al norte de la Península de Yucatán; mientras que vientos intensos del norte pueden inhibir el proceso de transporte en la costa. Jouanno *et al.* (2018), con simulaciones del modelo numérico NEMO sobre el golfo de México y el Caribe, generaron diferentes escenarios para evaluar el comportamiento de la surgencia en la zona de la plataforma. Observaron que la mayor parte del agua de surgencia proviene de la



corriente de Yucatán desde el canal de Yucatán. Además, a partir de un escenario en donde se modificó la batimetría, omitiendo una “meseta” ubicada al norte del canal de Yucatán, donde las isóbatas divergen (“notch” en inglés), encontraron que la surgencia disminuyó su intensidad e incluso, se inhibió. Esto coincide con los resultados mostrados por Merino (1997), en los que observó que, en esa región al norte del canal de Yucatán, también asciende agua fría como parte de la surgencia en la plataforma. Con simulaciones numéricas en un modelo físico-biogeoquímico, Estrada-Allis *et al.* (2020), evaluaron la entrada de nutrientes (principalmente nitrógeno) hacia la zona de la plataforma norte de Yucatán y el golfo de México, así como la ruta que siguen una vez ahí. Encontraron que la mayor entrada de nutrientes se presenta en el margen este de la plataforma, la zona cercana al canal de Yucatán, debido a la interacción de la corriente de Yucatán y la corriente de Lazo con el quiebre de la plataforma. Así determinaron que la surgencia de Yucatán aporta la principal entrada de nutrientes a la plataforma; sin embargo, al calcular el transporte de Ekman de fondo asociado a la corriente de Yucatán, observaron que a pesar de que este proceso explica en un 65% la entrada de los nutrientes no presenta una estacionalidad definida, por lo que no sería el mecanismo que explicaría la estacionalidad de la surgencia.

También se han realizado estudios para evaluar la contribución tanto del viento, como de la topografía en el desarrollo de la surgencia en toda la zona de la Plataforma de Yucatán. Pérez-Santos *et al.* (2010) analizaron datos de viento de satélite sobre la zona del mar Caribe y sur del golfo de México, con el objetivo de encontrar qué mecanismo domina en el ascenso de agua hacia las zonas costeras, ya sea transporte de Ekman superficial o bombeo de Ekman. Encontraron que el transporte de Ekman es principalmente hacia el norte en toda la región durante todo el año, mientras que el bombeo de Ekman es positivo solo en tres zonas, una de ellas la parte norte de la Península de Yucatán. Justo en la parte oeste del canal de Yucatán el bombeo de Ekman debido al viento es negativo, lo que implica que este mecanismo no es el responsable de la surgencia. Es decir, para la región de Yucatán, el viento influye principalmente en la surgencia que se presenta al oeste de la costa norte de la península. En la zona de Cabo Catoche, con datos de dos campañas oceanográficas (julio/2009 y abril/2012) y tres años de datos de anclajes sobre una zona somera (8 y 12 m), Reyes-Mendoza *et al.* (2015) observaron la evolución de la temperatura y su relación con el viento

durante dos eventos de surgencia. Al ser una zona somera, se pueden confundir los efectos de enfriamiento por la atmósfera (superficie) y por la surgencia (fondo), por ello, hacen una diferencia entre la temperatura superficial y la del fondo para determinar los eventos de surgencia. Calcularon el transporte de Ekman debido al viento (superficial) y encontraron que no explica la generación de los eventos de surgencia en esta zona; sin embargo, cuando se presenta un evento intenso de viento del norte, este sí es capaz de inhibir la surgencia. En la parte noreste de la plataforma, Ruíz-Castillo *et al.* (2016) utilizaron datos de temperatura y salinidad durante campañas oceanográficas en tres semanas de diferentes años (septiembre/2003, agosto/2007 y julio/2009) y datos de anclajes en la parte noreste de la plataforma de Yucatán y los relacionaron con datos de viento. Dividieron la zona de la plataforma en dos zonas: una cercana a la costa (0-40 m) y otra fuera de la costa (40-200 m). Con estos datos calcularon el Índice de Surgencia de Ekman (EUI, por sus siglas en inglés) que depende directamente de la intensidad del viento y concluyeron que los periodos de surgencia observados en la zona fuera de la costa coinciden con los periodos de mayor esfuerzo del viento. Además, estos son consistentes con lo que se ha observado en la zona cercana a la costa, es decir, el agua de surgencia es advectada desde la zona externa hacia la zona interna de la plataforma. Recientemente, Varela *et al.* (2018), mediante un análisis de temperatura superficial del mar con datos de satélite y del modelo HYCOM, analizaron las tendencias de la temperatura y posición de la corriente de Yucatán a largo plazo y encontraron que la trayectoria del núcleo de la corriente de Yucatán se ha desplazado hacia el este del canal de Yucatán en la última década, lo que ha favorecido un incremento en la intensidad de la surgencia topográfica y en consecuencia la disminución de la temperatura superficial sobre la costa norte de la Península de Yucatán. Finalmente, algunos autores mencionan que el viento actúa como mecanismo secundario en el desarrollo de la surgencia topográfica y que es el factor clave encargado de distribuir los nutrientes asociados a ésta sobre la plataforma, aun cuando ya no se esté generando la surgencia (Merino, 1997; Jouanno *et al.*, 2018).

Por otro lado, existen otras teorías que niegan que el forzamiento por el cual se origina la surgencia sobre la parte este del canal de Yucatán sea topográfico o por viento, ya que con ayuda de modelos numéricos se ha sugerido que las velocidades verticales inducidas por la

topografía no son lo suficientemente intensas para generar dicha surgencia (Jiménez-Lagunes, 2004) y que además esta surgencia podría estar más bien relacionada con vórtices ciclónicos al oeste de la corriente de Yucatán (Ramos-Musalem, 2013). Sin embargo, estas teorías están basadas en resultados de modelos numéricos y no consideran datos de mediciones directas.

### **1.1.3.1 Importancia biológica**

Las zonas de surgencia se asocian con aumentos significativos de la actividad biológica, que inicia con florecimientos de fitoplancton originados por el aumento de nutrientes en la zona. La productividad de una zona de surgencia depende de que ésta tenga momentos de relajación, es decir, que el aporte de nutrientes sea intermitente (Kampf & Champman, 2016). Para los sistemas de surgencia asociados a corrientes de frontera oeste, se estima que el desarrollo del fitoplancton requiere de un tiempo de entre 5 a 10 días (Bakun, 1996) y posteriormente el zooplancton requiere de un periodo de 25 días para desarrollarse. Sin embargo, en la plataforma continental y en aguas costeras las interacciones tanto físicas como biológicas, suelen ser muy complejas y en cortos lapsos de tiempo, por lo que los sistemas de surgencia son dinámicos e interactúan a través de diferentes niveles tróficos. Esto hace que sean complicados de estudiar y entender en términos biológicos (Reyes-Mendoza *et al.*, 2018).

En la plataforma de Yucatán, la región de Cabo Catoche se ha reportado como la zona más importante en términos de productividad biológica con una alta concentración de clorofila (mayor a  $1.7 \text{ mgm}^{-3}$ ), una gran abundancia de fitoplancton (más de 743,000 células  $\text{l}^{-1}$ ) y de especies ( $\sim 175$ ; Reyes-Mendoza *et al.*, 2018), tales como pulpo, mero, mojarra, tortuga, mantarraya y tiburón ballena, que son de gran importancia pesquera y turística (Piñeiro *et al.*, 2001; Ardisson *et al.*, 2011; Ramírez-Macías *et al.*, 2012; Cárdenas-Palomo *et al.*, 2015; Reyes-Mendoza *et al.*, 2015; Reyes-Mendoza *et al.*, 2018). Para el año 2019, la producción pesquera del estado de Yucatán aumentó considerablemente con respecto a los 10 años previos, principalmente en las especies de pulpo y mero (CONAPESCA, 2023). Con ello, obtiene el lugar número 9 en volumen y 5 en valor comercial de las pesquerías a nivel nacional en México (CONAPESCA, 2023). La riqueza ecológica observada en la plataforma

de Yucatán se ve directamente relacionada con la surgencia de Yucatán, que llega hasta esta región (Monreal-Gómez *et al.*, 2004b), sirviendo como suministro de agua fría y rica en nutrientes que viene de zonas más profundas en el océano abierto y que ayuda a mantener la productividad (Estrada-Allis *et al.*, 2020).

La surgencia de Yucatán presenta una estructura muy peculiar, en la que no siempre alcanza niveles superficiales y a pesar de ello es altamente productiva. Aunque espacialmente es menor que en las regiones de surgencia más importantes de frontera oeste, comparando valores medios de clorofila en periodos de surgencia en cada una de estas regiones, su productividad es del orden de un tercio de la productividad en regiones importantes de surgencia y comparada con las regiones de surgencia de frontera oeste es la segunda de mayor importancia, solo por debajo de Somalia (Merino, 1992). Con datos de cruceros oceanográficos, Merino (1997) analiza las masas de agua en la zona de Yucatán y encuentra la ruta del agua de surgencia gracias al consumo de nutrientes debido a los organismos que se benefician de esta agua profunda; observa que el agua rica en nutrientes asciende en la parte oeste del canal de Yucatán, llega a la plataforma donde se consumen los nutrientes, pudiendo llegar hasta Arrecife Alacranes y finalmente se hunde en la parte noroeste de la plataforma.

Con datos de temperatura y salinidad en dos campañas oceanográficas (Abril/2012 y Julio/2012), Reyes-Mendoza *et al.* (2018) analizaron cómo la intrusión de agua de surgencia en la plataforma de Yucatán genera aumento en las concentraciones de fitoplancton en periodos de días. Tomaron dos escenarios en cada campaña, surgencia y no-surgencia. Encontraron que el agua de surgencia se caracteriza por tener temperaturas alrededor de 19.6 – 22.5°C, salinidad de 35.5 – 37 y una concentración de clorofila de 1.0 – 5.3 mgm<sup>-3</sup>. Estos valores son superiores a los periodos de no-surgencia (T > 23°C, chl < 1.0 mgm<sup>-3</sup>) y se observa una respuesta tanto de los nutrientes como del aumento en el fitoplancton. Además, la biomasa de zooplancton días después del evento de surgencia, va en aumento días después del florecimiento de fitoplancton; sin embargo, estos procesos se observan por poco tiempo y no llegan a ser evidentes en superficie.

Con ayuda de un modelo numérico, Estrada-Allis *et al.* (2020), reproducen la entrada de nutrientes hacia la plataforma de Yucatán, principalmente de nitrógeno. Mencionan que

la máxima tasa de crecimiento de fitoplancton depende de la temperatura y de la concentración de nutrientes. Encuentran que la principal fuente de nitrógeno en la plataforma proviene de aguas profundas del canal de Yucatán; en la plataforma interna, este nitrógeno es eficientemente consumido en un 15% por el fitoplancton, por lo que concluyen que desencadenaría las cadenas tróficas de la zona.

La marea roja se define como una concentración masiva y esporádica de fitoplancton, principalmente diatomeas y dinoflagelados (Herrera-Silveira, 1999; Herrera-Silveira *et al.*, 2010); esto se debe al aumento de los nutrientes presentes en el agua, especialmente nitrógeno y fósforo, que propician que dichos grupos aumenten de manera exponencial y se genere el florecimiento de fitoplancton. Estos eventos tienen importantes implicaciones en el ecosistema y en las pesquerías de la zona (Merino-Virgilio *et al.*, 2014) y debido a ello el gobierno del estado tiene un Comité de Marea Roja que monitorea la calidad del agua continuamente y que sesiona de forma intensiva cuando se presenta un evento, involucrando un equipo multidisciplinario de profesionistas, académicos, de salud, protección civil, entre otros. Las mareas rojas pueden ser un fenómeno tóxico, ya que algunos grupos generan toxinas que pueden ser nocivas y en este caso los florecimientos se conocen como Florecimientos Algales Nocivos (FANs). Los eventos de marea roja son recurrentes en la Península de Yucatán, de los cuales algunos autores mencionan que están íntimamente relacionados con los eventos de surgencia, al asociarse con aguas profundas del canal de Yucatán (Enríquez *et al.*, 2009; Hernández-Becerril *et al.*, 2017).

#### **1.1.4 Contracorriente subsuperficial**

La contracorriente de Yucatán es un flujo subsuperficial con dirección suroeste localizado sobre la plataforma de Yucatán, en el extremo oeste del canal de Yucatán (Bulanienkov & García, 1973; Ruíz-Rentería, 1979; Merino 1997). Ha sido considerada como un elemento importante en la dinámica de la región (Sheinbaum *et al.*, 2002) y se ha discutido que podría estar directamente relacionada con la surgencia (Ruiz-Rentería, 1979; Merino, 1997). El origen de esta contracorriente aún no está definido y ha sido muy poco estudiado; sin embargo, se ha argumentado que podría formarse por el agua de la misma surgencia que se vuelve a hundir en el extremo este del canal de Yucatán. Merino (1997) observó a partir de

datos *in situ* puntuales, que dicha contracorriente se intensificaba cuando la surgencia era máxima, es decir en primavera, a pesar de estar presente a lo largo del año (Ruiz-Rentería, 1979). Además, a partir de datos *in situ* puntuales, se identificó una anomalía de nutrientes en su núcleo, que podría deberse a la masa de agua que estuvo por un corto periodo de tiempo en la zona fótica, es decir, agua de surgencia (Merino, 1997). Estos autores explican que la contracorriente podría formarse por recirculación de agua de la misma surgencia al hundirse en la zona de la plataforma norte de Yucatán. En cuanto a sus dimensiones Merino (1997), observó que durante el invierno tiene una profundidad aproximada de 100 m y un ancho de 25 km, mientras que en verano cuenta con 170 m de profundidad y 60 km de ancho.

Se han estudiado otras contracorrientes asociadas a corrientes de frontera oeste en otros sistemas del mundo, algunas subsuperficiales como la descrita anteriormente en Yucatán. El sistema de corriente/contracorriente asociado a la corriente del Norte de Brasil en el Atlántico Tropical, al norte del Ecuador, está influenciado por los remolinos, que son modulados por variabilidad a diferentes frecuencias de manera estacional (Méllice & Arnault, 2017).

La contracorriente asociada a la corriente de Agulhas, en el sur de África, presenta su mayor intensidad a los 1,200 m de profundidad y se encuentra alineada a la costa, sobre el quiebre de la plataforma, con velocidades de hasta  $0.4 \text{ ms}^{-1}$ . A partir de cálculos de transporte, Beal *et al.* (2009), encuentran que la contracorriente tiene una variabilidad que responde a la presencia de meandros de la corriente debidos a los Pulsos Natales, con periodos de 50-70 días. Estos pulsos se generan por la interacción de la corriente con anticiclones que llegan a la zona (Beal *et al.*, 2015; Malan *et al.*, 2018).

En el mar de Filipinas, la corriente de Mindanao y la corriente de Kuroshio, tienen contracorrientes asociadas a cada una de ellas. La contracorriente de Kuroshio o contracorriente de Luzón, se encuentra por debajo de los 500 m de profundidad con velocidades de  $0.1 \text{ ms}^{-1}$  (Lien *et al.*, 2015). Aunque su dinámica aún no está muy bien comprendida, se ha sugerido que se origina por variaciones de la corriente de Kuroshio que, al interactuar con la forma de la topografía, se separa de la costa (Chuang *et al.*, 1993). Otra teoría es que su origen está más bien relacionado con la bifurcación de la corriente Norecuatorial y el desarrollo de un anticiclón al este del estrecho de Luzón (Qu *et al.*, 1997).

La contracorriente de Mindanao se encuentra por debajo de la corriente del mismo nombre, entre los 400-700 m de profundidad. Esta contracorriente puede alcanzar hasta  $0.4 \text{ ms}^{-1}$  y es altamente variable, siendo intensa en verano e invierno y débil en primavera y otoño. Estas variaciones estacionales se deben al primer y segundo modo baroclínico debido al forzamiento por viento regional y a la interacción con remolinos de mesosescala ciclónicos y anticiclónicos que llegan hasta la costa de Filipinas. En un estudio reciente que analiza todo el sistema, Wang *et al.* (2015) concluyen que el origen de las contracorrientes en el mar de Filipinas se debe a las diferencias de densidad en las masas de agua que interactúan en la zona.

## 1.2 Justificación

Se ha documentado que la surgencia de Yucatán se presenta en primavera y verano y que depende principalmente de la variabilidad y estacionalidad tanto de la corriente de Lazo, como de la corriente de Yucatán (Merino, 1997; Jouanno *et al.*, 2018). Sin embargo, los ciclos estacionales de la corriente de Lazo y del transporte en el canal de Yucatán, presentan valores mínimos variables durante primavera y otoño, con una intensificación significativa en el verano (julio-agosto; Chang & Oey, 2012; Hall & Leben, 2016; Athié *et al.*, 2020). Esto no coincide con la temporalidad registrada durante la presencia de la surgencia (Merino, 1997). Sin embargo, los estudios que reportan la estacionalidad de la surgencia se han hecho a partir de datos obtenidos en cruceros realizados durante meses esporádicos, no continuos (Merino, 1997; Reyes-Mendoza *et al.*, 2015; Ruiz-Castillo *et al.*, 2016) o usando modelos numéricos (Mateos-Jasso, 2009; Ramos-Musalem, 2013; Enriquez & Mariño-Tapia, 2014; Jouanno *et al.*, 2018; Varela *et al.*, 2018, Estrada-Allis *et al.*, 2020). El estudio con la serie temporal continúa más larga es el de Reyes-Mendoza *et al.* (2015), quienes utilizan una serie de tres años en la zona somera de Cabo Catoche, al norte de la Península de Yucatán. Ellos determinan que esta estacionalidad es producto de la variabilidad de la corriente de Yucatán. Sin embargo, Athié *et al.* (2020) muestran que la variabilidad de la corriente de Yucatán no es igual a la del flujo en todo el canal y presenta una variabilidad estacional muy pequeña (6% de la varianza subinercial de la serie), con una componente principalmente semianual y un incremento en su intensidad durante agosto y enero; además, la intensidad de la corriente

se encuentra dominada por la variabilidad entre 50 y 100 días. Por lo tanto, no parece haber acuerdo entre los diferentes estudios, ya que por un lado se observa la presencia de la surgencia de forma estacional en primavera-verano y se sugiere que el principal forzamiento de la surgencia es la corriente de Yucatán, pero, por otro lado, varios estudios muestran que la corriente tiene una variabilidad estacional débil. Debido a lo anterior, se considera que los esfuerzos realizados hasta el momento, no ha sido suficientes para establecer un acuerdo con respecto a la estacionalidad y origen de la surgencia en el canal de Yucatán y por ello son necesarios más estudios con series de tiempo de largo plazo a partir de mediciones directas, que permitan determinar con mayor precisión los mecanismos por los que se origina la surgencia y los factores que controlan su variabilidad y estacionalidad.

En este trabajo, se utilizan datos de siete años de mediciones directas de velocidad y temperatura sobre el canal de Yucatán, de 2008 a 2014; además de datos sobre la parte norte y noroeste de la plataforma de Yucatán. Se realizó un análisis de los principales factores físicos que determinan la presencia y la intensidad de la surgencia topográfica, así como su origen y la relación con los eventos reportados anteriormente en la literatura (Enríquez *et al.*, 2009; Reyes-Mendoza *et al.*, 2015; Ruiz-Castillo *et al.*, 2016), observados en la zona de la plataforma de Yucatán. Además, se analizó la presencia y estacionalidad de la contracorriente subsuperficial observada en la parte oeste del canal de Yucatán y su relación con los eventos de surgencia durante el periodo de mediciones.

### **1.3 Preguntas de investigación**

- ¿Cuál es el comportamiento de la temperatura en el fondo, la velocidad y dirección de la corriente de Yucatán, así como el del esfuerzo del viento en superficie, durante los eventos de surgencia en la en la parte oeste de plataforma de Yucatán?
- ¿Cuál es el principal mecanismo dinámico que contribuye al desarrollo e intensidad de la surgencia topográfica?
- ¿Cuáles son las características principales de la contracorriente en la plataforma de Yucatán?



## **1.4 Hipótesis**

Dado que la surgencia topográfica depende de la interacción de la corriente de Yucatán con la plataforma continental, se espera que la presencia de la surgencia esté determinada por el transporte de fondo de Ekman debido a la cercanía a la plataforma de la corriente de Yucatán y que la intensificación del núcleo de la corriente de Yucatán determine la intensidad de la surgencia topográfica. Además, la contracorriente de Yucatán está relacionada con la posición de la corriente de Yucatán, y ésta a su vez se relacionará con la presencia de la surgencia durante primavera-verano; siendo más evidente conforme la corriente de Yucatán se acerque a la plataforma continental y su núcleo se intensifique.

## **1.5 Objetivos**

### **1.5.1 Objetivo General**

Caracterizar la surgencia topográfica que se presenta sobre la plataforma este de Yucatán, definiendo la variabilidad de los principales factores dinámicos que participan en su origen, desarrollo e intensidad, así como los mecanismos involucrados en su estacionalidad.

### **1.5.2 Objetivos específicos**

- Caracterizar el comportamiento de la temperatura en el fondo, la velocidad y dirección de la corriente en la columna de agua, así como el esfuerzo del viento en superficie, durante los eventos de surgencia en la zona oeste del canal de Yucatán.
- Identificar las características de la corriente de Yucatán que contribuyen en el desarrollo e intensidad de la surgencia topográfica, así como su temporalidad.
- Caracterizar la contracorriente en la plataforma de Yucatán y determinar su papel en el desarrollo de la surgencia en el canal de Yucatán.

## II. Material y Métodos

### 2.1 Zona de estudio

El canal de Yucatán es la única conexión entre el mar Caribe y el golfo de México, es un umbral una profundidad máxima de 2040 m en su parte central y mide 196 km de ancho entre cabo San Antonio, Cuba e Isla Mujeres, México (Athié *et al.*, 2011). La zona marina que rodea a la península de Yucatán tiene una batimetría muy particular (Figura 3). En el lado este de la península, es decir en el mar Caribe, la plataforma definida como parte del talud continental entre la zona costera y los 200 m de profundidad, cuenta con un ancho de entre 1 y 2 km con una pendiente pronunciada en su quiebre. Ésta pendiente en la zona del canal de Yucatán favorece las condiciones para que, al acercarse la corriente de Yucatán a la plataforma continental, se genere fricción entre la zona más intensa de la corriente y el fondo, dando lugar a la surgencia topográfica. Una característica importante de la batimetría que conecta al mar Caribe con el golfo de México se caracteriza por dos canales, de 500 m y 1000 m de profundidad paralelos a la línea de costa. Estos dos canales se extienden hasta el extremo noreste de la plataforma, donde se vuelven más anchos (las isobatas divergen) y forman una meseta.

Dentro del golfo de México, la plataforma norte de Yucatán es más ancha y cuenta una extensión de hasta 260 km de ancho. Debido a esta extensión en la parte norte, el agua proveniente de la surgencia topográfica puede mantenerse ahí por largos periodos aumentando la productividad de la zona (Merino, 1997; Monreal-Gómez *et al.*, 2004a). El agua de la surgencia llega cerca del arrecife Alacranes y puede tardar en cruzar la plataforma de Yucatán entre 17 y 40 días a velocidades de  $0.10 \text{ ms}^{-1}$  cerca de la costa y  $0.20 \text{ ms}^{-1}$  en los puntos más alejados de ésta (Monreal-Gómez *et al.*, 2004b; Varela *et al.*, 2018). Sobre esta misma plataforma norte existe una fuerte influencia de agua dulce proveniente del acuífero subterráneo (cenotes), la cual genera convecciones verticales en la plataforma continental asociadas con un gradiente de densidad negativo (Expósito-Díaz, 2009; Parra *et al.*, 2015).

Otra característica importante de la región es la influencia de los vientos estacionales. Durante el verano, los vientos Alisios dominan la zona, su intensidad se debe al chorro de bajo nivel del Caribe (Pérez-Santos *et al.*, 2010); mientras que, en invierno, la zona está influenciada por los vientos de componente norte que se intensifican gracias al descenso de

los frentes fríos en su paso sobre el golfo de México (conocidos comúnmente como eventos de Norte; Pérez-Santos *et al.*, 2010; Reyes-Mendoza *et al.*, 2015; Kurczyn *et al.*, 2021).

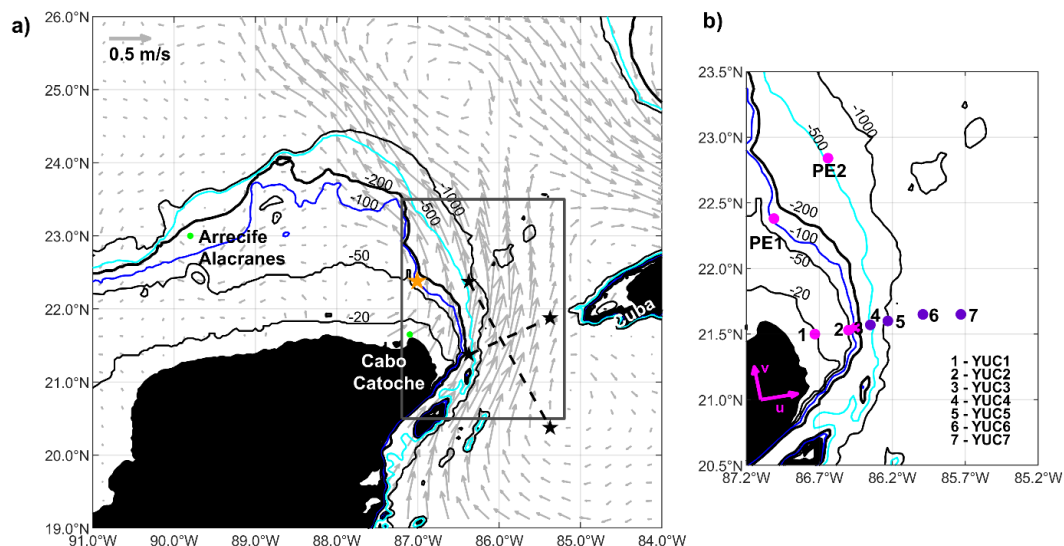
## 2.2 Datos

Se utilizaron datos obtenidos en la zona del canal de Yucatán a partir del proyecto CANEK, desarrollado en el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, México (CICESE; Sheinbaum *et al.*, 2002; Ochoa *et al.*, 2003; Candela *et al.*, 2019). Los datos constan de mediciones de velocidad en la columna de agua y temperatura cerca del fondo (~ 5 m), obtenidos por medio de anclajes equipados con Perfiladores Acústicos de corriente por Efecto Doppler (ADCP, por sus siglas en inglés) y correntímetros Aandera. Se realizaron mediciones continuas de febrero/2008 a julio/2014 en la parte oeste del canal de Yucatán (al oeste de 85.73°O; Sheinbaum *et al.*, 2002; Ochoa *et al.*, 2003; Athié *et al.*, 2015) y de mayo del 2010 a mayo del 2011 en la parte norte y noreste de la plataforma de Yucatán (Tabla 1; Figura 4).

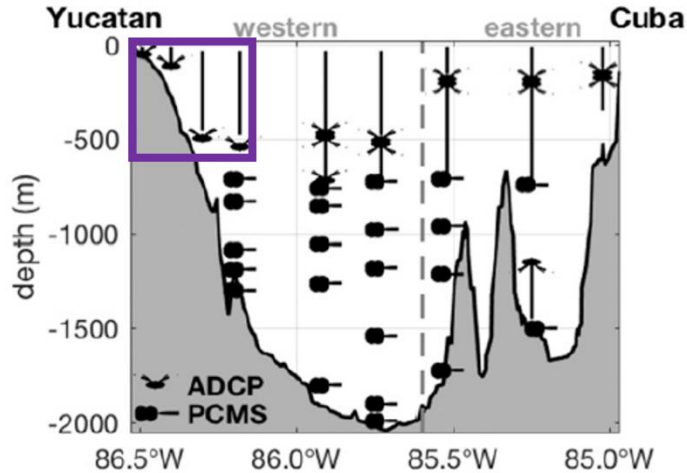
Los anclajes se encuentran distribuidos como se muestra en la Figura 4 (b), siendo de mayor interés para este estudio los anclajes YUC1, YUC2 y YUC3 en el canal de Yucatán, por su cercanía con la plataforma de Yucatán, al igual que los anclajes PE1 y PE2, que se encuentran en la parte noreste de la plataforma de Yucatán. Todos ellos cercanos a la zona de influencia de la surgencia.

Tabla 1. Relación de los anclajes instalados en el canal de Yucatán y la plataforma de Yucatán.					
Anclaje	Inicio	Fin	Profundidad de la columna de agua (m)	Profundidad de instalación del instrumento (m)	Profundidad del primer bin (m)
YUC1	Febrero-2008	Julio-2014	21	20	19.45
YUC2	Febrero-2008	Julio-2014	62	55	50
YUC3	Febrero-2008	Julio-2014	121	109	86
YUC4	Febrero-2008	Julio-2014	503	485	463
PE1	Mayo-2010	Mayo-2011	118	107	100
PE2	Mayo-2010	Mayo-2011	503	498	478

Los datos de los anclajes contienen información de temperatura en la cabeza de los ADCPs, es decir, a la profundidad de instalación del instrumento (Tabla 1). Para los anclajes someros instalados sobre el quiebre de la plataforma a profundidades menores de 500 m (YUC1, YUC2, YUC3, PE1 y PE2; Figura 5, recuadro morado), se midió la velocidad de la corriente en la columna de agua desde el fondo hasta los 10 o 20 m cerca de la superficie, dependiendo del anclaje, con celdas (bins) cada 8-10 m. Estos anclajes se utilizaron para analizar la surgencia de Yucatán (Capítulos 3.1 y 3.2). Todas las series de datos se filtraron utilizando un filtro Lanczos, con un período de corte de 48 horas, con el fin de eliminar las oscilaciones de alta frecuencia como mareas y flujos inerciales. Se utilizaron mapas de la estructura vertical de la velocidad perpendicular al canal de Yucatán realizados a partir de un método de interpolación objetiva, para el cual se utilizaron todos los anclajes disponibles instalados en todo el canal (Figura 5; tomada de Athié *et al.*, 2020). Este mapeo objetivo se elaboró utilizando dos escalas de correlación para estimar la variabilidad y la estructura media de la velocidad en todo el canal (Roemmich, 1983; Ochoa *et al.*, 2003): Una escala “pequeña” para los fenómenos de mesoescala con una resolución de 400 m en la vertical y 70 km en la horizontal; y una escala “grande” para estimar el campo medio de 1,500 m y 150 km, respectivamente.



**Figura 4. a) Zona de estudio con la ubicación de los puntos utilizados para el cálculo de las diferencias de SLA. La corriente de Yucatán y corriente de Lazo promedio generada por datos de altimetría de AVISO (2008-2017) y b) ubicación de los anclajes instalados por el proyecto CANEK en el canal de Yucatán y la plataforma de Yucatán.**



**Figura 5.** Configuración de los anclajes con la distribución vertical de los Perfiladores de corriente Acústicos Doppler (ADCP) y Medidores de corriente de Mediciones Puntuales (PCMS) a través del canal de Yucatán. Para este estudio solo se consideran los que se encuentran señalados en el recuadro morado (Figura tomada de Athié *et al.*, 2020; Fig. 1).

Además de los datos de mediciones directas, se utilizaron datos de satélite, tales como mapas de topografía dinámica absoluta (MADT, por sus siglas en inglés), velocidades geostroficadas y anomalías del nivel del mar (SLA, por sus siglas en inglés). Estos datos se obtuvieron del proyecto Archivo, Validación e Interpretación de datos Oceanográficos de Satélite (AVISO, por sus siglas en inglés; Ssalto/Duacs multimission altimeter, delayed time product DT-MADT); este producto contiene datos de hasta cuatro satélites (Topex/Poseidon, Altika, Jason-1 and 2, Envisat, GFO, ERS-1 and 2; Taburet *et al.*, 2019, <https://os.copernicus.org/articles/15/1207/2019/>). Los datos de AVISO son un producto interpolado con una resolución espacial de  $0.25^\circ$  ( $\sim 27.8$  km) y una resolución temporal diaria; sin embargo, no definen la variabilidad por debajo de 7 días, ya que este es el periodo de tiempo en el que un mismo punto es cubierto por los satélites.

También se utilizaron datos de temperatura superficial del mar (SST, por sus siglas en inglés), obtenidos a partir de dos bases de datos. La primera es el producto de Interpolación Óptima de Temperatura Superficial del Mar (OISST, por sus siglas en inglés; Reynolds *et al.*, 2002) de la oficina Nacional de Administración Oceánica y Atmosférica (NOAA, por sus siglas en inglés). Estos datos combinan las observaciones de satélites con datos disponibles de barcos y boyas y se interpolan sobre una malla regular de  $0.25^\circ$  en longitud y latitud ( $\sim 27.75$  km). Estos fueron considerados como los más adecuados para la región comparados

con otros productos de SST (Liu *et al.*, 2019). Se extrajo la serie de tiempo diaria para el punto más cercano al anclaje PE1. La segunda base de datos de SST se obtuvo de la Administración Nacional de Aeronáutica y Espacio (NASA, por sus siglas en inglés), utilizando el Espectrorradiómetro de Imágenes de Resolución Moderada (MODIS, por sus siglas en inglés) a bordo del satélite AQUA. Este producto contiene datos de SST promediados cada 8 días, con una resolución espacial de 4.63 km. Estos fueron utilizados para elaborar los mapas de SST sobre la región (<https://oceandata.sci.gsfc.nasa.gov/MODIS-Aqua/>). Este producto cuenta con la ventaja de tener una alta resolución espacial, necesaria para identificar fenómenos de submesoescala que serán discutidos en este trabajo; sin embargo, el sensor MODIS no realiza mediciones en presencia de nubes, por lo que en esta zona hay una falta de datos significativa en los productos diarios, es por esto que se optó por utilizar los datos con resolución temporal semanal y completar la información analizada en series de tiempo, con los datos OISST, que cuentan con una menor resolución espacial, pero brindan un dato diario de manera continua.

Además, se utilizaron datos de esfuerzo del viento calculado a partir de viento a 10 m sobre la superficie del océano, obtenidos de la página del Centro Europeo de Previsiones Meteorológicas a Mediano Plazo (ECMWF, por sus siglas en inglés) del producto ERA-Interim (Berrisford *et al.*, 2011; Dee *et al.*, 2011), que cuenta con datos atmosféricos diarios de reanálisis, con una resolución espacial de 27.775 km.

Para complementar el estudio con información de velocidad y temperatura en toda la columna de agua y alta cobertura espacial, se utilizaron datos de las simulaciones del Modelo del Océano de Coordenadas Híbrido (HYCOM, por sus siglas en inglés), para la región del golfo de México y el mar Caribe. Este modelo está patrocinado por el Programa Nacional de la Asociación Oceánica (NOPP, por sus siglas en inglés), como parte del experimento de Asimilación de Datos Oceánicos Globales de EE. UU. (GODAE, por sus siglas en inglés). El modelo combina las ventajas de diferentes tipos de coordenadas para simular de manera óptima las características en circulación costera y en mar abierto. Existen diferentes salidas del modelo con distintas resoluciones, sin embargo, para este estudio se utilizaron los datos con resolución espacial de 27.78 km ( $1/25^\circ$ ) y una resolución temporal diaria. Estos datos

están disponibles en la página del modelo (<https://www.hycom.org/data/goml0pt04>) desde 1992 hasta la fecha. El experimento utilizado para este estudio va de 2009 a 2013.

## **2.3 Metodología**

Existen 4 eventos de surgencia reportados en los estudios previos de la surgencia de Yucatán durante el periodo 2008-2014 para la zona de la plataforma de Yucatán (Enríquez *et al.*, 2009; Reyes-Mendoza *et al.*, 2015; Ruíz-Castillo *et al.*, 2016), los cuales se identificaron y analizaron a detalle, para tratar de describir desde un panorama más amplio, el comportamiento de los eventos de surgencia tanto por topografía como por viento sobre la parte oeste del canal de Yucatán. Se analizó en detalle el comportamiento de la temperatura cercana al fondo sobre la plataforma de Yucatán y su relación con la velocidad en toda la columna de agua, así como con los datos de viento sobre la superficie del océano. Posteriormente, a partir de las series de tiempo de la temperatura, se evaluó la estacionalidad reportada para la surgencia en la bibliografía y su relación con la estacionalidad de la corriente de Yucatán. El objetivo principal fue hacer una descripción completa de la surgencia de Yucatán.

Con el fin de encontrar el mecanismo y la periodicidad de los factores relevantes para la formación de la surgencia topográfica, tanto en superficie como en profundidad, se elaboraron distintos cálculos que se describen a continuación.

### **2.3.1 Componentes de velocidad**

Los vectores de velocidad se pueden descomponer en componentes en el plano cartesiano zonal (eje x) y meridional (eje y). Las mediciones de velocidad en la columna de agua están orientadas en este plano cartesiano x-y; sin embargo, el canal de Yucatán no está orientado de esta forma zonal-meridional, sino que éste presenta un ángulo de  $10.32^\circ$  con respecto al eje x. Debido a que las corrientes fluyen de manera paralela a la batimetría y por lo tanto de manera perpendicular al canal, las componentes de la velocidad obtenidas con los datos de ADCP fueron rotadas a  $10.32^\circ$  con respecto al eje x en sentido antihorario (ver Figura 4 para

referencia del plano rotado). Para ello se requiere una multiplicación matricial con base en identidades trigonométricas. La multiplicación tiene la siguiente forma:

$$\begin{bmatrix} X_i \\ Y_i \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos \alpha & \sin \alpha \\ -\sin \alpha & \cos \alpha \end{bmatrix} \begin{bmatrix} X_0 \\ Y_0 \end{bmatrix} \dots (1)$$

Donde  $X_0$  y  $Y_0$  son los vectores originales,  $X_i$  y  $Y_i$  son los vectores rotados y  $\alpha$  es el ángulo al que se requiere rotar a los vectores ( $10.32^\circ$ ). De esta forma, la componente meridional  $v$  ( $Y_i$ ), es representativa de la velocidad perpendicular al canal, i.e., la intensidad de la corriente de Yucatán, mientras que la componente zonal  $u$  ( $X_i$ ), representa la velocidad paralela al canal, i.e., el movimiento longitudinal de esta corriente.

Con las componentes de velocidad rotadas y a partir del mapeo objetivo de la velocidad perpendicular al canal, a la profundidad más cercana a la superficie con la que cuenta la interpolación (10 m de profundidad), se identificó a cada paso de tiempo el valor máximo de velocidad de la corriente de Yucatán en su núcleo y la posición de este máximo en longitud. De esta forma se obtuvo la evolución temporal del valor máximo de la corriente y de su posición.

### 2.3.2 Diferencias de anomalías de nivel del mar

Con base en los antecedentes de la surgencia de Yucatán (Merino 1997; Enríquez & Mariño-Tapia, 2014; Estrada-Allis *et al.*, 2019), se definió que los factores principales que pueden afectar la variabilidad de la surgencia son la intensidad de la corriente de Yucatán y su posición en longitud, es decir, que tanto se acerca o aleja el núcleo de la corriente a la plataforma de Yucatán. La corriente de Yucatán, que es el principal flujo en la zona, se encuentra en balance geostrofico. Este balance se encuentra definido como:

$$fv = g \frac{\partial \eta}{\partial x} (2); -fu = g \frac{\partial \eta}{\partial y} (3)$$

Donde el parámetro de Coriolis ( $f$ ) está definido por  $f = 2\Omega \sin \phi$ ; con  $\Omega$  como la velocidad angular de la Tierra y  $\phi$  la latitud. El balance geostrofico será calculado en una latitud similar (canal de Yucatán), por lo que el parámetro de Coriolis ( $f$ ) no va a variar, al igual que la aceleración de la gravedad ( $g$ ). Lo que nos deja con un balance entre las componentes de la velocidad ( $u, v$ ), con los gradientes de presión zonal ( $\partial \eta / \partial x$ ) y meridional ( $-\partial \eta / \partial y$ ). Es decir, la velocidad zonal  $u$  será influenciada por el gradiente de presión en la dirección y (meridional); mientras que la velocidad meridional  $v$  responderá a

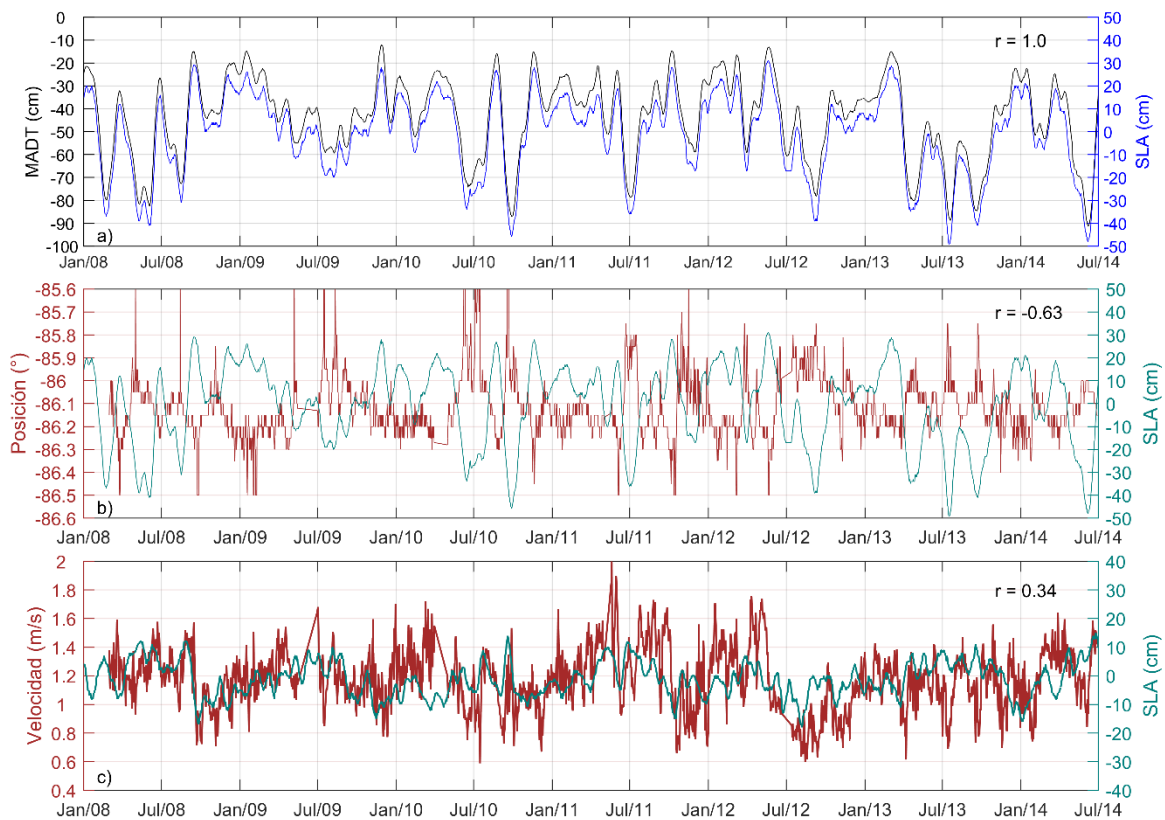


variaciones en el gradiente de presión en la dirección  $x$  (zonal). Esto implica que variaciones en el gradiente de presión zonal modularán la intensidad del núcleo de la corriente, mientras que las variaciones en el gradiente de presión meridional modularán la posición longitudinal de la corriente (cercanía con la plataforma). Por ello, se calculó la diferencia de las anomalías de nivel del mar sobre la región golfo de México y el mar Caribe, así como la diferencia de las anomalías sobre el canal de Yucatán, entre Cuba y Yucatán. Al ser una cuenca grande, para calcular la diferencia de presión entre el golfo de México y el Mar Caribe, se analizaron diferentes áreas que pudieran representar la variación total de las cuencas y se fueron comparando. Sin embargo, los gradientes de presión calculados a partir de las diferentes áreas evaluadas no eran significativamente diferentes y los puntos finalmente seleccionados (estrellas negras, Figura 4a) representaban bien la variación en las diferencias entre las cuencas. Esto se realizó con los datos de la anomalía superficial del mar (SLA) de AVISO en un punto sobre la plataforma en el golfo de México [86.38°O, 22.38° N] menos el punto seleccionado sobre el Caribe [85.37°O, 20.37°N], entre 2008 y 2014 (llamado de aquí en adelante [SLA GoM-Car]). La diferencia de SLA sobre los extremos del canal de Yucatán, entre el punto más cercano a Cuba [85.38°O, 21.88°N] menos el punto más cercano a Yucatán [86.38°O, 21.38°N], definió el gradiente longitudinal o a lo ancho del canal (llamado de aquí en adelante [SLA Cuba-Yuc]).

Para facilitar la interpretación de la diferencia del nivel del mar calculada a partir de los datos de SLA, ésta se graficó junto con la diferencia calculada a partir de los datos del nivel del mar absoluto: MADT (Figura 6a). El nivel medio del mar en el Caribe (MADT) siempre es mayor que la del Golfo de México, es decir, con MADT el gradiente de presión absoluto permaneció negativo durante todo el periodo de estudio. Sin embargo, se decidió utilizar los datos de SLA para observar sólo las anomalías de estas variaciones, es decir las oscilaciones en el nivel del mar, independientes del promedio ya que sí representan las variaciones de MADT correctamente.

Para evaluar el equilibrio geostrófico entre los gradientes de presión calculados a partir de la SLA y la variabilidad de la corriente de Yucatán, se comparó la diferencia de SLA [GoM-Car] ( $g/f \cdot \partial\eta/\partial y$ ) con la posición longitudinal del núcleo de la corriente, es decir, la componente zonal de la velocidad ( $u$ ). Se obtuvo una correlación inversa

significativa al 95% entre estas dos variables (Figura 6b;  $r = -0.63$ ). Por otro lado, también se observó una correlación significativa positiva entre la diferencia de SLA [Cuba-Yuc] ( $-g/f \cdot \partial\eta/\partial x$ ) y la evolución temporal del máximo de velocidad en el núcleo de la corriente de Yucatán ( $v$ ; Figura 6c;  $r = 0.34$ ). Esto indica que tanto la velocidad de la corriente como sus movimientos longitudinales (meandros) responden directamente a las diferencias de la SLA a través del canal, ya que se encuentran en equilibrio geostrofico.



**Figura 6. a) Comparación de las diferencias de Anomalías de Nivel del Mar (SLA, línea azul) y Mapas de Topografía Dinámica Absoluta (MADT, línea negra) entre el golfo de México-Mar Caribe. b) Comparación entre la posición del núcleo de la corriente de Yucatán (línea café) con la diferencia de las anomalías del nivel del mar entre el golfo de México-Mar Caribe (SLA GoM-Car, línea verde). c) Comparación entre la intensidad del núcleo de la corriente de Yucatán (línea café) con la diferencia de las anomalías del nivel del mar entre Yucatán-Cuba (SLA Yuc-Cuba, línea verde).**

### 2.3.3 Transporte de Ekman de fondo

El transporte de Ekman de fondo es uno de los principales mecanismos para el desarrollo de eventos de surgencias topográficas en el mundo. Se ha mencionado como un factor importante en el desarrollo de la surgencia de Yucatán en estudios previos (e.g., Merino, 1997; Jouanno *et al.*, 2018). El transporte de Ekman de fondo se define como el transporte de agua que se mueve de manera perpendicular a la batimetría (isóbatas), gracias a la fricción que genera la corriente con el fondo (Roughan & Middleton, 2004; Schaeffer *et al.*, 2013, 2014; Estrada-Allis *et al.*, 2020). En nuestro caso (transporte a través del canal i.e. en la dirección x sobre la sección) está definido por la expresión:

$$TEk = \frac{-\tau_{by}}{\rho_0 f} \dots (4)$$

Donde el estrés de fondo está dado por  $-\tau_{by} = \rho_0 C_d v_b \sqrt{u_b^2 + v_b^2}$ ; la densidad  $\rho_0 = 1025 \text{ kg/m}^3$  (Reyes-Mendoza *et al.*, 2015; Estrada-Allis *et al.*, 2020), el coeficiente de arrastre  $C_d = 1 \times 10^{-3}$ , el parámetro de Coriolis  $f = 2\Omega \sin\phi$  a la latitud  $\phi = 21.5^\circ\text{N}$ , la velocidad angular de la Tierra  $\Omega = 7.27 \times 10^{-5} \text{ rads}^{-1}$  y las velocidades en el fondo  $v_b$  y  $u_b$ . Para una corriente fluyendo con la costa a la izquierda, como es el caso de la corriente de Yucatán, cuando el transporte de Ekman de fondo es negativo ( $TEk < 0$ ), indica flujo pendiente arriba, es decir, hacia la plataforma; esto implica ascenso de agua por lo tanto surgencia. Cuando, por el contrario, el transporte es positivo ( $TEk > 0$ ), implica flujo pendiente abajo, es decir, hundimiento. El  $TEk$  fue calculado con la velocidad del anclaje YUC2 a 55 m de profundidad, ya que en los análisis realizados se observó que la respuesta de la temperatura a la interacción del núcleo de la corriente de Yucatán con el fondo era mayor en este punto del canal, es decir, se observó una mayor correlación entre la velocidad y la temperatura cercanas al fondo para este anclaje. Esto se demostrará más adelante.

### 2.3.4 Vorticidad

Para tener una aproximación de la curvatura de la corriente de Yucatán, así como la incidencia de meandros y remolinos sobre la zona, se realizó el cálculo de la vorticidad en la zona. La vorticidad se define como la medida de la rotación en cualquier punto del fluido (Cushman-Roisin, B. & Beckers, J. M., 2009) y está dada por:

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \dots (5)$$

Donde  $u$  y  $v$  son las componentes zonal y meridional de la velocidad superficial, respectivamente. Cuando la vorticidad es positiva ( $\zeta > 0$ ) significa que el fluido presenta rotación en sentido ciclónico (en contra de las manecillas del reloj), mientras que vorticidad negativa ( $\zeta < 0$ ) representa rotación en sentido anticiclónico (a favor de las manecillas del reloj). Con los datos utilizados en este trabajo, se calculó el corte horizontal sobre el canal de Yucatán, ya que dada la alineación ‘quasi-zonal’ de los anclajes, solamente se puede calcular la variación de la componente ‘v’ de velocidad (a lo largo del canal), con respecto al eje ‘x’ (a lo ancho del canal). La vorticidad se calculó entre los anclajes YUC2 y YUC3, a 50 m de profundidad, y para este caso está dada por:

$$\zeta \sim \frac{\partial v}{\partial x} \dots (6)$$

Además, se calculó el corte horizontal entre las velocidades de los anclajes PE1 y PE2, a 50 m de profundidad entre mayo del 2010 a mayo del 2011. Estos anclajes están ubicados sobre la “meseta” que es un área importante para el desarrollo de la surgencia en la parte noreste de la península (Jouanno *et al.*, 2018). Cabe mencionar que la distancia meridional entre los anclajes instalados en Yucatan y los anclajes en la “meseta” (PE), es muy grande como para calcular la variación de la velocidad zonal entre estos dos puntos en la latitud ( $\partial u/\partial y$ )

### 2.3.5 Esfuerzo del viento

El esfuerzo del viento es la fuerza de arrastre que realiza el viento sobre un área determinada en la superficie del océano. Para calcular el esfuerzo del viento, se utilizan las componentes de la velocidad del viento a 10 m de altura sobre el nivel del mar y se parametrizan mediante el coeficiente de arrastre (Cushman-Roisin, B. & Beckers, J. M., 2009). El esfuerzo del viento está definido como:

$$\tau^x = C_d \rho_{aire} |U|_{10} u_{10} \quad (7) \quad \text{y} \quad \tau^y = C_d \rho_{aire} |U|_{10} v_{10} \quad (8)$$

Donde  $u_{10}$  y  $v_{10}$  son las componentes este-oeste y norte-sur del vector de viento a 10 m, respectivamente.  $|U|_{10} = \sqrt{u_{10}^2 + v_{10}^2}$  es la magnitud del vector viento,  $\rho_{aire}$  es la

densidad del aire ( $\rho_{aire} = 1.22 \text{ kgm}^{-3}$ ) y  $C_d$  es el coeficiente empírico de arrastre, definido como (Smith, 1980):

$$C_d = 10^{-3}[0.61 + 0.063(u^2 + v^2)]^{1/2} \quad (9)$$

Donde  $10^{-3}$  se utiliza con magnitudes del viento entre 6 y 22  $\text{ms}^{-1}$ ; mientras que  $1.1 \times 10^{-3}$  para magnitudes más pequeñas. En este caso  $C_d$  tiene un valor aproximado de 0.0015, para el viento sobre el océano en la zona de la plataforma de Yucatán (Reyes-Mendoza *et al.*, 2015). Esta variable se calculó con el fin de identificar los eventos de surgencia topográficos de aquellos que podrían ser generados por el viento.

### 2.3.6 Transporte de Ekman en superficie

Debido a que parte del estudio considera mediciones sobre la plataforma de Yucatán, en una zona somera (YUC1: 20 m), se analizó también el efecto del viento como forzamiento parcial de la surgencia. Para ello, se calculó el transporte de Ekman de superficie, el cual se define como el transporte de agua en la capa superficial (capa de Ekman) que se desplaza aproximadamente  $90^\circ$  a la derecha (en el hemisferio norte) de la dirección del viento (Cushman-Roisin, B. & Beckers, J. M., 2009), por lo que un viento paralelo a la costa con la costa a la izquierda (derecha) favorece (inhibe) las surgencias costeras. Este fue calculado como (Bakun, 1973):

$$Qx = \tau_y / \rho f \quad (10)$$

Considerando un viento paralelo a la costa este de Yucatán donde  $\tau_y$  es el esfuerzo del viento a lo largo de la costa,  $\rho$  la densidad del aire y  $f$  el parámetro de Coriolis; cuyos valores fueron descritos en la sección 2.3.2. Debido a la forma de la costa en el extremo este de la Península de Yucatán, el esfuerzo del viento  $\tau_y$ , fue rotado con el mismo ángulo que las corrientes oceánicas ( $10.32^\circ$ ).

### **III. Resultados**

## **CAPÍTULO I: Descripción general de la surgencia de Yucatán a partir de observaciones directas**

### **1.1 Comportamiento de la surgencia en el canal de Yucatán**

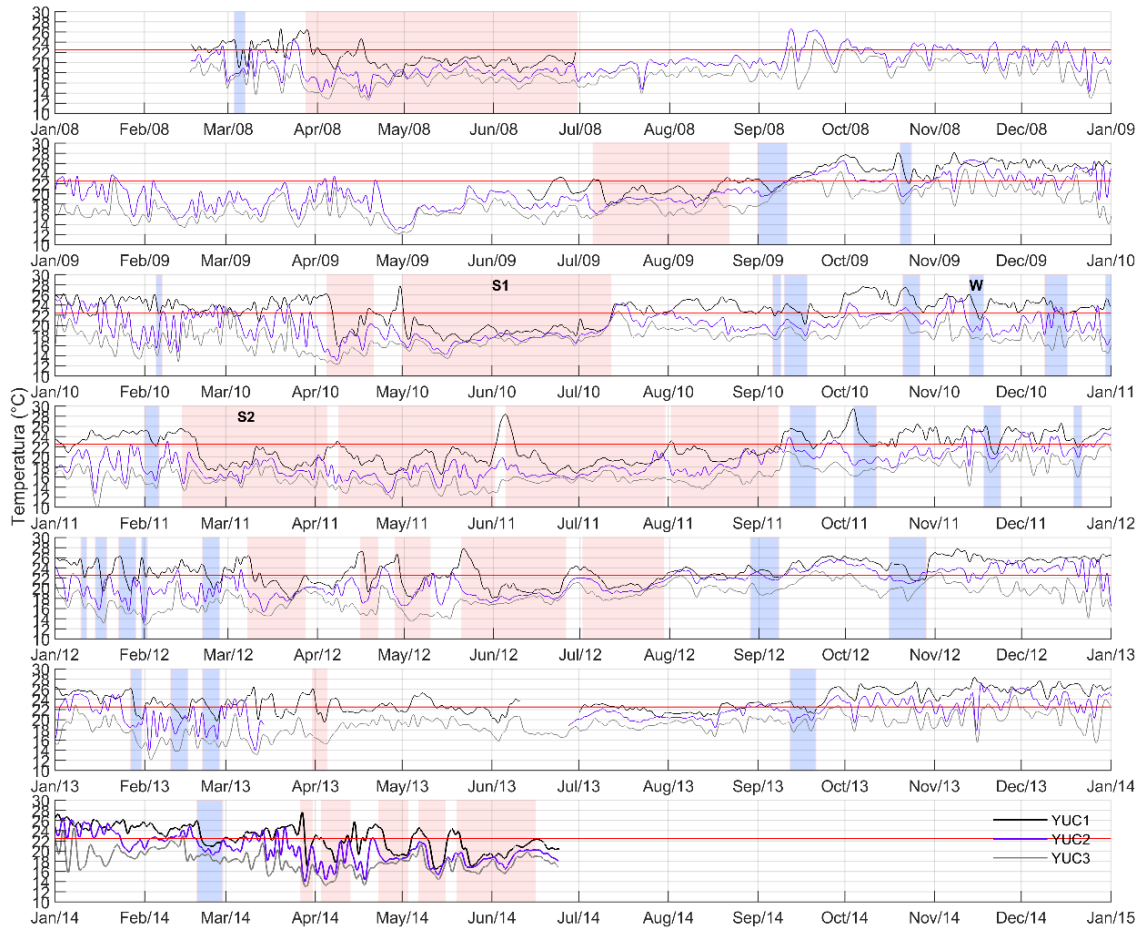
Con el fin de estudiar el origen de la surgencia de Yucatán en el oeste del canal de Yucatán y su contribución en el extremo este sobre la plataforma, en la zona somera, se analizaron los datos de velocidad en la columna de agua y de temperatura en el fondo en esta zona. Las series de tiempo de temperatura en el fondo en la parte oeste del canal de Yucatán (YUC1, 20 m; YUC2, 55 m y YUC3, 109 m de profundidad) muestran un promedio de 20.8, 20.2 y 17.9°C y una desviación estándar de 2.5, 2.7 y 2.4°C, respectivamente, durante los 7 años analizados.

En la Figura 7 se muestran las series de temperatura cerca del fondo para cada uno de los anclajes (YUC1, YUC2 y YUC3); un panel por año para todo el periodo de estudio (2008-2014). Los descensos de temperatura asociados a eventos de surgencia son una característica recurrente en todos los años durante primavera-verano (definidos aquí de marzo a agosto), como lo muestra el ciclo estacional de YUC1, con temperaturas más bajas durante estos meses comparados con los meses de otoño-invierno (definidos aquí de septiembre a febrero; Figura 8). El ciclo estacional calculado para cada anclaje fue restado a las respectivas series de temperatura. De esta forma, se corroboraron las disminuciones de temperatura en cada anclaje a partir de las anomalías negativas, que indican la presencia de eventos de surgencia durante todo el año. A pesar de que a nivel estacional se observan temperaturas más bajas durante primavera-verano comparadas con otoño-invierno en YUC1, durante todo el año se observan descensos de temperatura por debajo de 22.5°C, que es el valor que se utiliza como referencia para identificar eventos de surgencia en Yucatán. Este ciclo estacional “invertido” se observa en los tres anclajes, es decir, a lo ancho del quiebre de la plataforma continental (YUC3 y YUC2) y sobre la plataforma, a 20 m de profundidad (YUC1). El comportamiento similar de estas series se vuelve más claro a partir de las anomalías, es decir, cuando se eliminan las medias mensuales de las series de temperatura (temperaturas sin su ciclo estacional), con descensos de temperatura asociados a anomalías negativas (Figura 8).

Eliminar el ciclo estacional también ayuda a ver claramente otras características importantes, por ejemplo, las anomalías de temperatura negativas que se propagan desde la zona más profunda hacia la costa, con un coeficiente de correlación de 0.83 y un desfase entre las series de 8-20 h entre YUC3 y YUC2 (separados 5.8 km), obtenido a partir de la correlación cruzada de las series. También hay un desfase entre YUC2 y YUC1 (separados 25.7 km) de 15-24 h, con un coeficiente de correlación de 0.41.

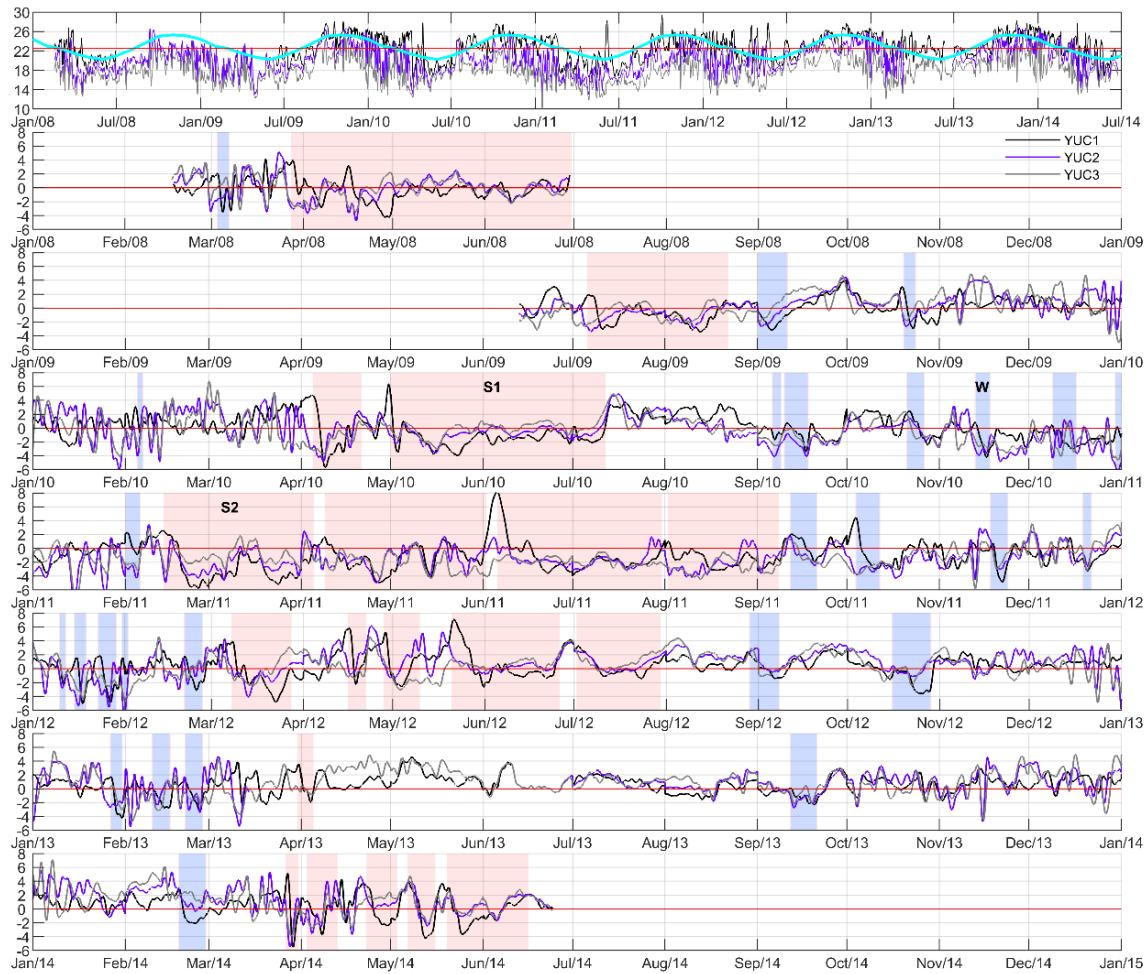
A pesar de que existen disminuciones de temperatura durante todo el año, la variabilidad estacional de la temperatura presenta dos etapas muy distintas. Durante los meses de primavera-verano la temperatura disminuye por periodos de tiempo prolongados, mayores a 15 días, mientras que en los meses de otoño-invierno la temperatura disminuye en periodos menores a 10 días. Además, durante primavera-verano se ven pocas disminuciones, de 1 a 5 por año, y en otoño-invierno se ven hasta 14 disminuciones por año. Otra característica importante de la temperatura durante otoño-invierno, es que los descensos de temperatura se presentan en forma de oscilaciones, con una duración de entre 6 a 10 días. Este comportamiento será analizado a detalle en el capítulo 2.

Con el fin de observar la amplitud de las variaciones de temperatura en el plazo de un día, haciendo énfasis en los eventos de surgencia, se calculó el gradiente de la temperatura con respecto al tiempo ( $dT/dt$ ). En la Figura 9 se presenta el  $dT/dt$  ( $dt = 24$  h), para todo el periodo (2008-2014). De la misma manera que con las anomalías estacionales de temperatura, se observan cambios estacionales, ya que las variaciones de temperatura son mayores durante la época de otoño-invierno con valores entre  $3-5^{\circ}\text{C}/\text{día}$  en algunos eventos; mientras que en primavera-verano las variaciones son menores y alcanzan entre  $1-2^{\circ}\text{C}/\text{día}$ .

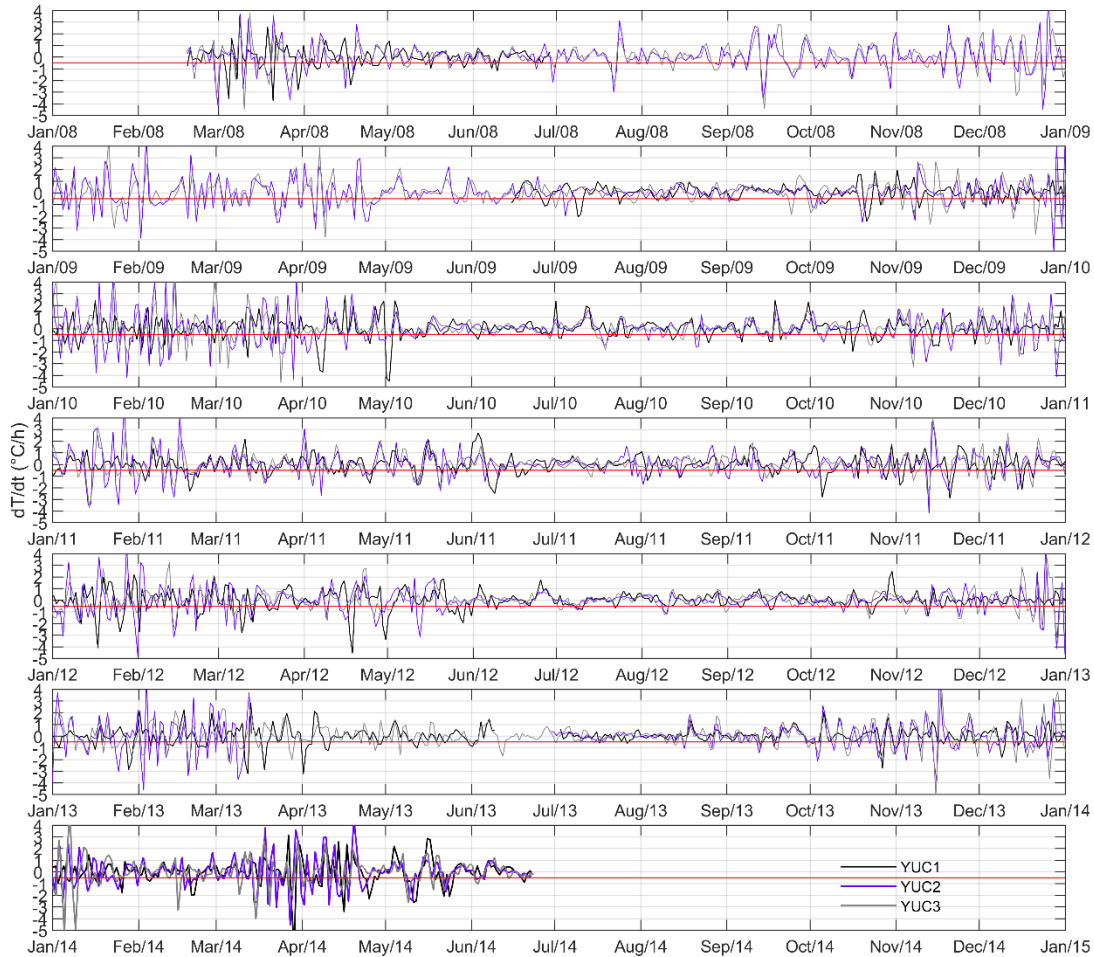


**Figura 7. Serie de tiempo de las temperaturas (en °C) en los anclajes YUC1 (20 m de profundidad; línea negra), YUC2 (55 m de profundidad; línea morada) y YUC3 (109 m de profundidad; línea gris) durante el periodo 2008-2014. Se marcan los eventos de surgencia (primavera-verano: sombreados rojos, otoño-invierno: sombreados azules) que serán explicados en el capítulo 2.**





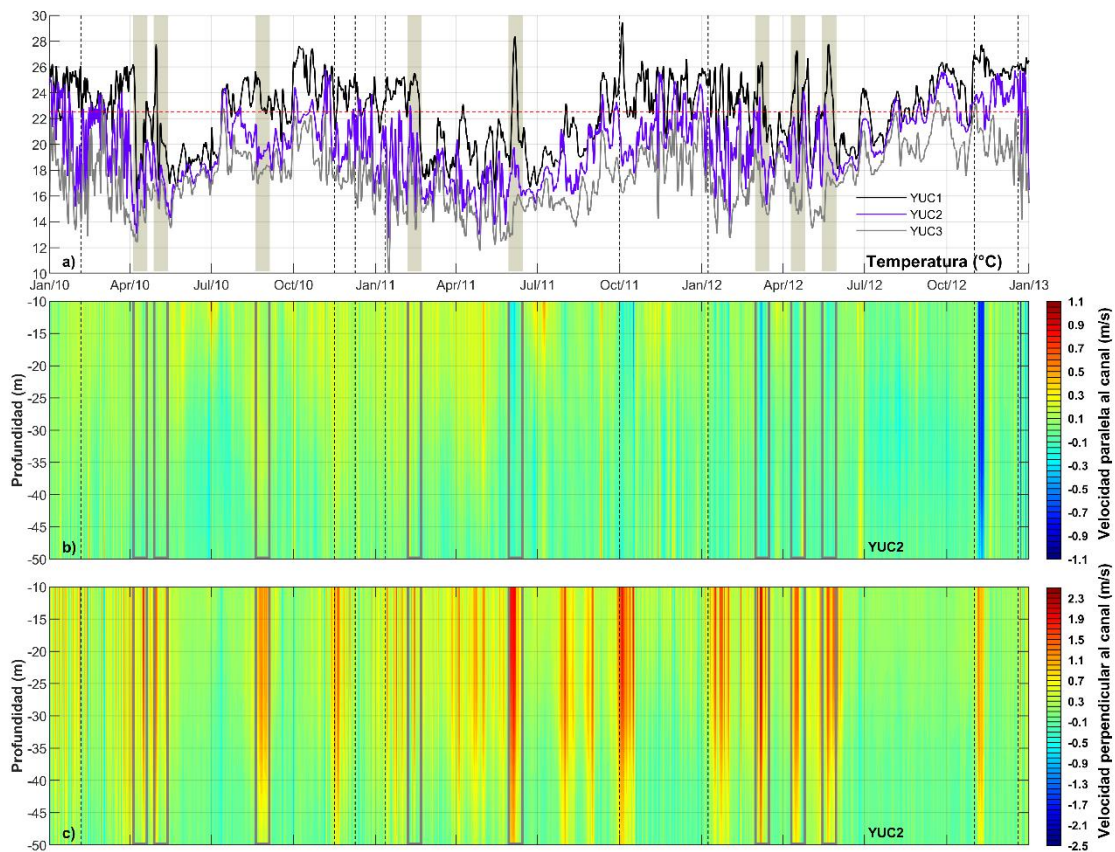
**Figura 8. Series de tiempo de temperaturas (en °C) en el fondo de los anclajes YUC1, YUC2 y YUC3 con el ciclo estacional de YUC1 (línea cian; panel superior). Anomalías de la temperatura (quitando el ciclo estacional; 2do a 8vo paneles), para los anclajes YUC1 (20 m de profundidad; línea negra), YUC2 (55 m de profundidad; línea morada) y YUC3 (109 m de profundidad; línea gris) durante el periodo 2008-2014, respectivamente. Se marcan los eventos de surgencia (primavera-verano: sombreados rojos, otoño-invierno: sombreados azules) que serán explicados en el capítulo 2.**



**Figura 9. Serie de tiempo del gradiente temporal de temperatura diario ( $dT/dt$ ;  $dt=24$  h) calculado en los anclajes YUC1 (20 m de profundidad; línea negra), YUC2 (55 m de profundidad; línea morada) y YUC3 (109 m de profundidad; línea gris) durante el periodo 2008-2014.**

Se observó que los descensos en la temperatura están asociados a cambios en el comportamiento de la velocidad de la corriente en esta zona. En la Figura 10 se muestra la variación de las componentes de velocidad, rotadas a través ( $u$ ) y a lo largo ( $v$ ) del canal, en toda la columna de agua sobre el anclaje YUC2 durante solo tres años, para mayor claridad (2010-2012). Se observa que las disminuciones en temperatura coinciden con cambios en la velocidad de la corriente en el oeste del canal de Yucatán. Durante el inicio del descenso de temperatura la componente paralela al canal es negativa ( $u < 0$ ) y la componente perpendicular al canal se intensifica ( $v > 0$ ), lo que indica que existe un acercamiento del núcleo (velocidades más intensas de la corriente, mayores a  $0.8 \text{ ms}^{-1}$ ) hacia el quiebre de la

plataforma. Esto indica que las disminuciones de la temperatura sobre la parte oeste del canal se asocian a un acercamiento del núcleo de la corriente a la costa. Estos descensos de temperatura, junto con los cambios en el comportamiento de la velocidad se observan a lo largo del año durante todo el periodo de estudio (2008-2014). La diferencia en el comportamiento de la temperatura entre primavera-verano u otoño-invierno parece estar relacionada con diferentes mecanismos que desencadenan la disminución de la temperatura en esas estaciones, así como con las condiciones dinámicas que hacen que los eventos de surgencia duren más durante los períodos de primavera-verano. Estos mecanismos serán analizados en el Capítulo 2.



**Figura 10. a) Serie de tiempo de temperatura en el fondo (°C) de los anclajes YUC1 (20 m de profundidad; línea negra), YUC2 (55 m de profundidad; línea morada) y YUC3 (109 m de profundidad; línea gris) de enero de 2010 a diciembre de 2012. b) Componente de velocidad paralela al canal ( $\text{ms}^{-1}$ ) y c) componente de velocidad perpendicular al canal ( $\text{ms}^{-1}$ ) en la columna de agua sobre YUC2. Se indican las disminuciones de primavera-verano (cuadrados) y las otoño-invierno (líneas discontinuas).**

La isoterma de 22.5°C corresponde a la termoclina en el Caribe (Merino, 1997); es por lo que este valor se seleccionó para identificar los eventos de surgencia en la zona oeste del canal de Yucatán desde estudios previos (Cochrane, 1968; Merino, 1997). Se ha confirmado que este es un valor de temperatura que puede separar adecuadamente las disminuciones de temperatura inducidas por la atmósfera debido al clima frío en el invierno de las que resultan de la surgencia (Cochrane, 1968; Merino, 1997). La disminución de la temperatura por debajo de este valor se identificó en las mediciones del anclaje YUC1, que es el anclaje más somero (20 m), lo que indica una elevación de la isoterma de 22.5°C cerca de la zona superficial, lo que se asocia a un evento de surgencia. En el caso de YUC2 y YUC3, al ser anclajes más profundos (55 m y 109 m respectivamente), la mayor parte del tiempo la temperatura se encuentra por debajo de los 22.5°C, por lo que solo se consideró un descenso de temperatura que coincidiera con la disminución en YUC1 como evento de surgencia. A partir de aquí, se definen como “eventos de surgencia” los descensos de temperatura cerca del fondo en YUC1 que cumplen con las siguientes características:

- I.** Valores absolutos de temperatura inferiores a 22.5°C.
- II.** Anomalías negativas sin el ciclo estacional.
- III.** Un cambio de temperatura menor a -0.5°C en 24 horas ( $dT/dt \leq -0.5^\circ/\text{día}$ ) en los tres anclajes (Figura 9).

Para determinar la duración y la intensidad de cada evento se definió duración como el tiempo en días durante los cuales la temperatura en YUC1 se mantiene por debajo de 22.5°C, esto también establece la fecha de inicio y finalización de cada evento. La intensidad del evento se refiere a la temperatura mínima alcanzada durante cada evento sobre la plataforma (YUC1). Se analizaron los siete años de datos disponibles y se llevó a cabo un conteo de los eventos de surgencia identificados bajo el criterio previamente definido (Tabla 2). Los eventos de surgencia entre julio/2008-junio/2009 y mayo/2013-junio/2013 no se contaron porque faltaban datos de temperatura en YUC1. La clasificación estacional de los eventos de surgencia se estableció a partir de la fecha de inicio como primavera-verano para los eventos que iniciaron entre marzo y agosto y otoño-invierno para los que iniciaron entre septiembre y febrero. Todos los eventos identificados en el presente trabajo se caracterizaron

por tener un desfase en el descenso de la temperatura, iniciando en la zona profunda y evolucionando hacia la plataforma, es decir de YUC3 a YUC1.

Dada la definición de eventos de surgencia, considerando únicamente las disminuciones de temperatura que cumplen con los criterios descritos anteriormente, se identificaron un total de 28 eventos en los meses de otoño-invierno y en los meses de primavera-verano un total de 20 eventos. Se observa que ocurren numerosos descensos de temperatura durante otoño-invierno (69 en total), pero no presentan un valor por debajo de 22.5°C en YUC1 y por lo tanto no fueron contabilizados como eventos de surgencia. Esto podría reflejar que descensos de temperatura registrados en YUC2 (55 m) y YUC3 (109 m) en otoño-invierno no alcanzan a llegar hasta la parte somera de la plataforma, quedándose únicamente en el borde de ésta. Contabilizando los descensos de temperatura y los eventos de surgencia conforme al criterio establecido (Tabla 2) y se observó que, a pesar de la estacionalidad reportada anteriormente (Merino, 1997; Reyes-Mendoza *et al.*, 2015), los descensos de temperatura ocurren durante todo el año, pero con un comportamiento diferente, claramente estacional. Durante los meses de primavera-verano, los eventos de surgencia son menos frecuentes (aproximadamente de 1 a 5 eventos por año) que los observados durante los meses de otoño-invierno, pero tienen una duración mayor a 15 días. Durante los meses de otoño-invierno, los eventos de surgencia son más frecuentes que los de primavera-verano (~14 por año), pero tienen una duración menor (menos de 10 días). De los descensos que ocurren en otoño-invierno, solo el 40% alcanza el anclaje más somero y cercano a la costa (YUC1, 20 m de profundidad) y por lo tanto son considerados como eventos de surgencia (Tabla 2). Sin embargo, esto no significa que el mecanismo que genera la surgencia no ocurra de forma más frecuente durante otoño-invierno. Salvo dos excepciones, sólo los eventos que cumplen con nuestra definición serán analizados como eventos de surgencia en el este análisis de este capítulo y el de capítulos posteriores. Las dos excepciones que no se ajustan exactamente a las características descritas anteriormente son: un evento durante marzo de 2008 que fue clasificado como invierno-otoño, ya que su duración fue menor a 15 días; el otro es un evento de surgencia iniciado en febrero de 2011 que fue catalogado como un evento de primavera-verano, ya que se prolongó hasta abril de 2011.

Tabla II. Número de eventos de surgencia (registrados en YUC1) y descensos (registrados en YUC2 y YUC3) contabilizados entre febrero de 2008 y junio de 2014.			
		Descensos	Eventos
<b>Primavera</b>	Marzo	29	5
	Abril	23	7
	Mayo	15	4
<b>Verano</b>	Junio	6	1
	Julio	5	2
	Agosto	9	2
<b>Otoño</b>	Septiembre	10	5
	Octubre	16	5
	Noviembre	18	2
<b>Invierno</b>	Diciembre	25	3
	Enero	32	5
	Febrero	25	7
<b>Total</b>		213	48

Como parte de la caracterización de la surgencia y las variables físicas involucradas durante estos eventos, se identificaron los eventos de surgencia registrados previamente en la bibliografía, en la región de Yucatán y zonas aledañas durante los años con los que se cuenta con datos en el oeste del canal de Yucatán (Enríquez *et al.*, 2009; Reyes-Mendoza *et al.*, 2015; Ruiz-Castillo *et al.*, 2016; Tabla 3). Cada uno de ellos se analizó detalladamente usando los datos disponibles de los anclajes, con el fin de identificar aquellos que se pudieron haber generado en esta región y posteriormente ser observados sobre la plataforma. Además, se evaluó la influencia que el viento pudiera ejercer sobre los eventos originados por topografía en la zona. De los 4 eventos analizados, se discute a continuación dos de los ejemplos más claros.

Tabla III. Relación de eventos de surgencia registrados durante 2008-2014			
Año	Mes	Reportado por	Lugar
2008	Junio	Enríquez <i>et al.</i> (2009)	Cabo Catoche
2009	Julio	Ruiz-Castillo <i>et al.</i> (2016)	Plataforma noreste
2012	Abril	Reyes-Mendoza <i>et al.</i> (2015)	Cabo Catoche
2012	Julio	Reyes-Mendoza <i>et al.</i> (2015)	Cabo Catoche

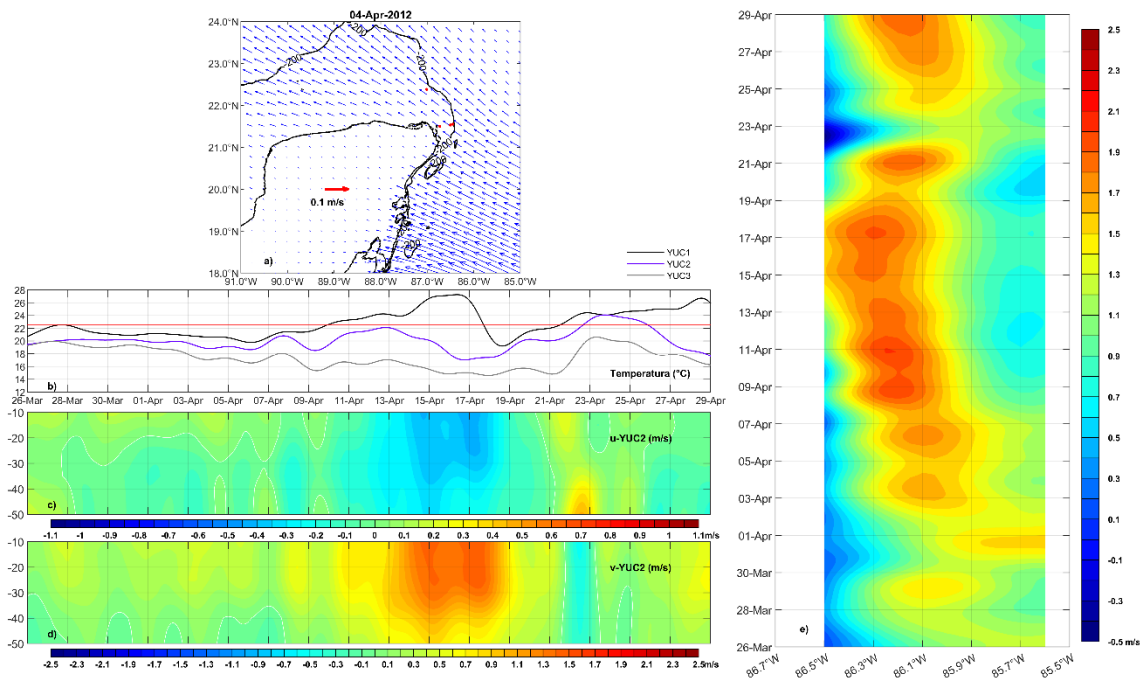
Durante el año de 2012, Reyes-Mendoza *et al.* (2015) llevaron a cabo dos campañas hidrográficas en la zona de Cabo Catoche durante abril y julio, en las cuales identificaron dos eventos de surgencia, uno durante cada campaña. Aquí se analizará en detalle el evento ocurrido entre el 5 y el 12 de abril de 2012 (Figura 11). Los autores encontraron la surgencia en su punto máximo el día 5 de abril, sin embargo, el día 6, la temperatura aumentó repentinamente, ya que la surgencia fue inhibida por un evento de “turbonada”, un fenómeno local caracterizado por viento del norte registrado con los datos de viento local de una estación meteorológica. Con los datos de temperatura en el oeste del canal (Figura 11b), se observa que a partir del 18 de abril se presenta otro descenso de temperatura, diferente al reportado por Reyes-Mendoza *et al.* (2015). Este segundo descenso de la temperatura es más intenso que el primero y la velocidad de la corriente de Yucatán se observa en dirección noroeste, donde la componente paralela al canal indica un movimiento de la corriente hacia la plataforma ( $u < 0$  y  $v > 0$ ; Figura 11c y 11d). A partir de aquí, se analizarán los dos eventos: el reportado por Reyes-Mendoza *et al.* (2015; Evento A) y el segundo evento, solamente registrado a partir de los anclajes en el canal de Yucatán (Evento B).

Con los datos de temperatura en el canal de Yucatán se determinó que el primer evento (A: 5 de abril) realmente comienza desde el 26 de marzo en este punto del canal, cuando se registra el descenso de temperatura en YUC1; para el 6 de abril la temperatura alcanza su punto más bajo con 20.0°C y posteriormente comienza a aumentar. Para analizar el movimiento del núcleo de la corriente con respecto a la costa sobre el canal de Yucatán se elaboraron diagramas Hovmöller. En ellos se muestra la evolución temporal del movimiento longitudinal de la velocidad superficial de la corriente de Yucatán a lo largo del canal de Yucatán. En el caso del Evento A (Figura 11e) se observa un ligero acercamiento del núcleo hacia la costa, que va incrementando hasta los días 9 y 11 de abril (ver también  $v > 0$  y  $u < 0$  en la Figura 11c-d). Durante el Evento B (18 de abril), el descenso de la temperatura fue más intenso y alcanzó una temperatura de 19.5°C. En cuanto al comportamiento de la corriente, tanto en la Figura 11 (c-d), como en el diagrama Hovmöller, se observa que la corriente se mueve hacia la plataforma, con valores de  $v > 0$  y  $u < 0$  en YUC2 entre el 15 y 17 de abril. En estas fechas el movimiento de la corriente fue más intenso (cercano a la



costa) y corresponde a descensos de temperatura también más intensos que durante el Evento A, observados en los tres anclajes (Figura 11b).

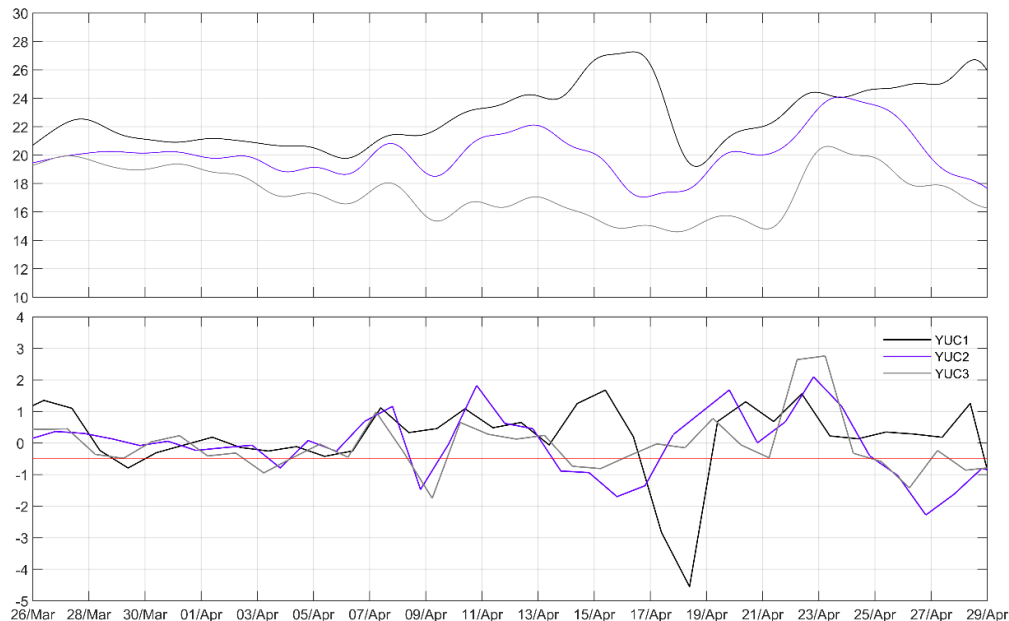
Analizando el gradiente de la temperatura ( $dT/dt$ ) para los dos eventos descritos (Figura 12), se observa que el Evento A tiene un cambio en la temperatura de  $1.5^{\circ}\text{C}/\text{día}$ . Este cambio se ve más claro en el anclaje YUC1, sobre la plataforma; sin embargo, para el Evento B en YUC1 se observa un  $dT/dt$  mayor, de casi  $5^{\circ}\text{C}/\text{día}$ . De esta forma, se determinó que el Evento B observado durante abril de 2012 fue más intenso en cuanto al descenso de temperatura, sobre el canal de Yucatán que el reportado por Reyes-Mendoza *et al.* (2015) en la plataforma norte de Yucatán días antes. Sin embargo, este evento se observó por menos tiempo que el primero. Además, la disminución de temperatura generada por estos dos eventos se registra en YUC2 y YUC3 entre 3 y 5 días antes de registrarse en la zona somera del canal (YUC1).



**Figura 11. Evento de surgencia reportado por Reyes-Mendoza *et al.* (2015): a) Viento el día que se inició del evento (4/abril/2012); b) Temperatura en el fondo de los anclajes YUC1 (20 m), YUC2 (55 m) y YUC3 (109 m), la línea roja indica los  $22.5^{\circ}\text{C}$  de temperatura; componentes de velocidad paralela (c) y perpendicular (d) al canal en profundidad en el anclaje YUC2 y e) diagrama Hovmöller de la velocidad perpendicular al canal en el oeste del canal de Yucatán.**



Por último, se observaron los datos diarios de viento de los días cercanos al desarrollo de la surgencia (Figura 11a), con el fin de analizar si estos dos eventos, además de mostrar un origen asociado al movimiento de la corriente, también están siendo influenciados por el comportamiento del viento. Para que se presente surgencia debida al viento en la costa norte de la península de Yucatán, donde el evento fue observado por Reyes-Mendoza *et al.* (2015), la componente principal del viento debe ser del este (E). Para el caso del Evento A, se observa que el viento no es un factor importante para detonar la surgencia, ya que unos días previos y durante el evento, el viento presentó una dirección predominante del sureste (SE). Esto estaría sugiriendo que el forzamiento del evento fue de origen topográfico, ya que en los anclajes se observa el descenso de la temperatura días antes sobre la parte oeste del canal de Yucatán (Figura 11). En el análisis de Reyes-Mendoza *et al.*, (2015) mencionan que la surgencia se inhibe el día 6 de abril debido a un evento de “turbonada” con viento de componente norte, sin embargo, la turbonada no se observó con los datos diarios de esfuerzo del viento sinóptico (ERA-Interim) analizados en este estudio, por lo que se asume que fue un viento local con una duración de algunas horas (menor a un día).



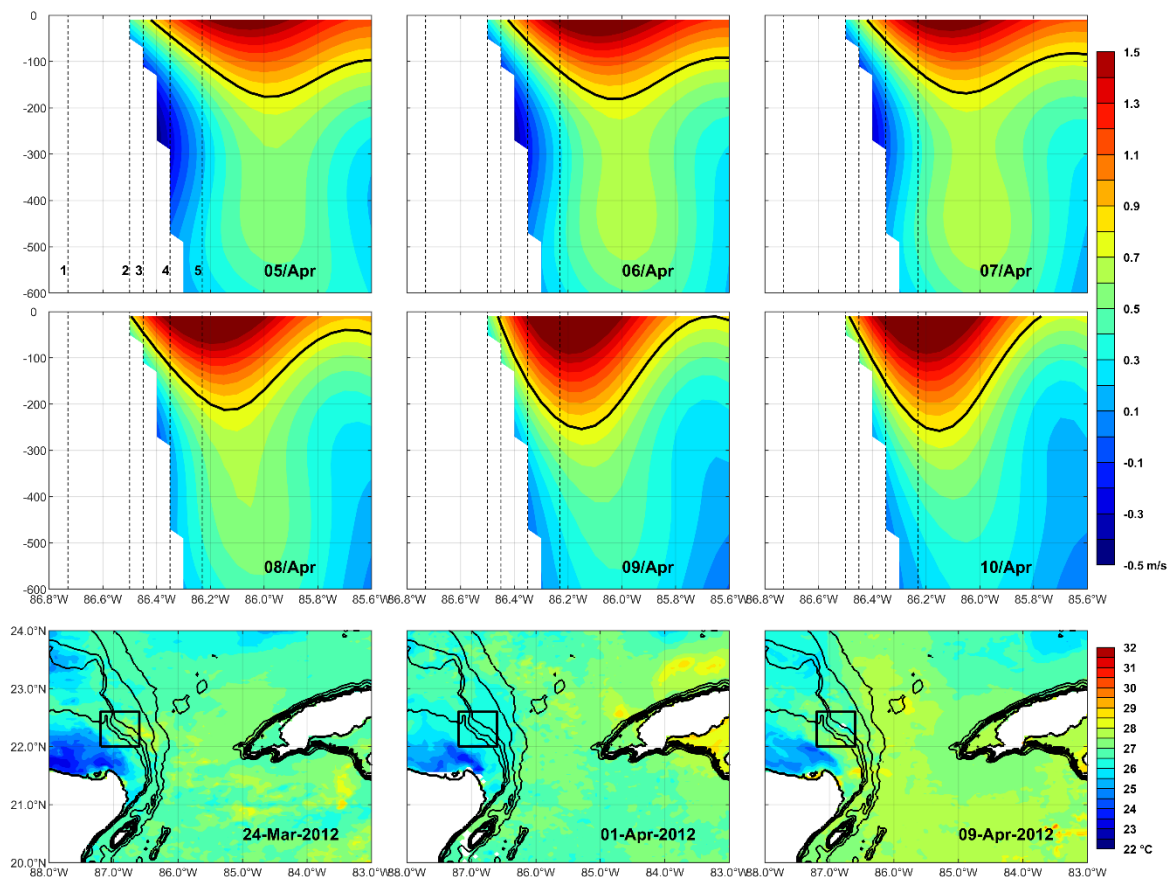
**Figura 12. Serie de tiempo de temperatura (°C; panel superior) y gradiente de temperatura diario ( $dT/dt$  ;  $dt=24$  h; panel inferior) en YUC1 (20 m de profundidad; línea negra), YUC2 (55 m de profundidad; línea morada) y YUC3 (109 m de profundidad; línea gris) durante el periodo del 26/marzo/2012 al 30/abril/2012.**

Para tener un panorama más detallado del comportamiento de la corriente sobre el canal se hizo un análisis de la velocidad perpendicular al canal en el plano x-z, es decir, secciones verticales de la velocidad a lo largo del canal (Figura 13). De esta forma, se analizó la interacción del núcleo de la corriente (definido con velocidades mayores a  $0.8 \text{ ms}^{-1}$ ) con el fondo de la plataforma en el extremo oeste del canal de Yucatán.

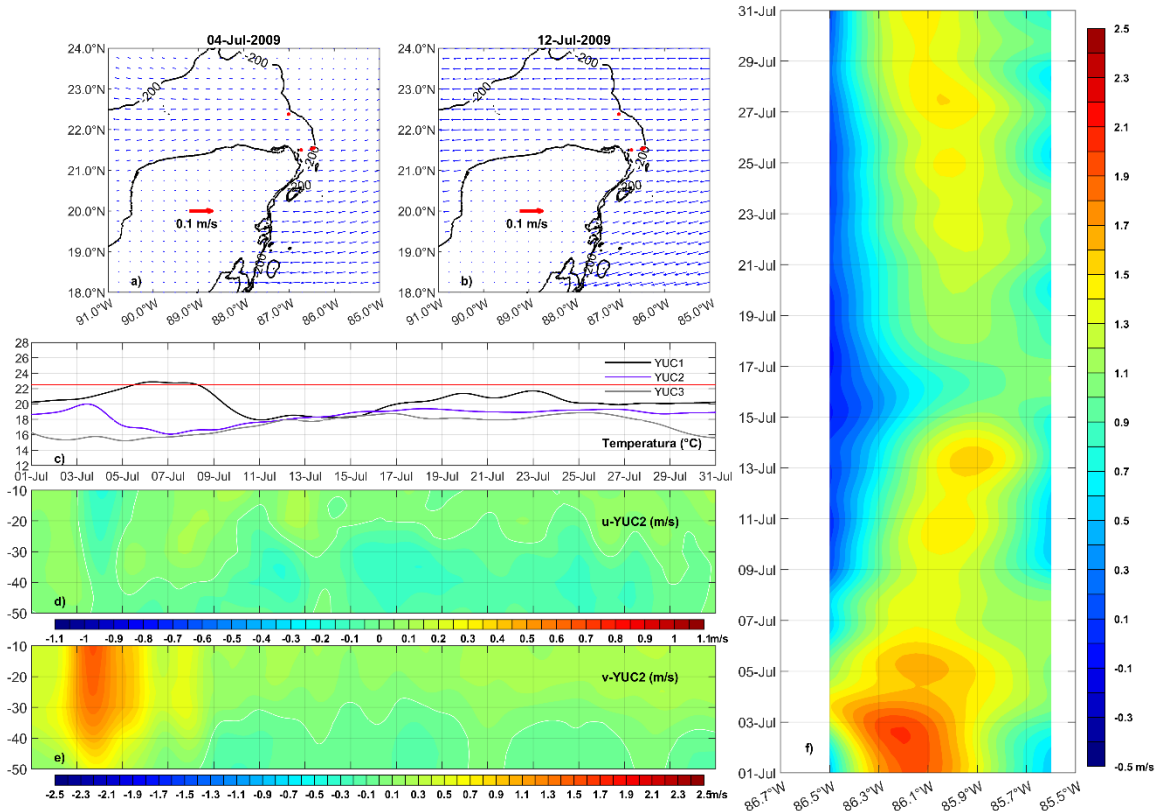
En los primeros días de abril (5 al 10), fechas en las que se mantiene el Evento A sobre el canal de Yucatán (Figura 13a), el núcleo de la corriente ( $v > 0.8 \text{ ms}^{-1}$ ) se va acercando hacia el quiebre de la plataforma ejerciendo, en principio, mayor fricción con el fondo, en la zona localizada entre los anclajes YUC2 y YUC3. Durante este periodo se observa que la temperatura sobre los anclajes YUC2 y YUC3 va disminuyendo hasta el día 17 de abril (Figura 12). En los datos de temperatura superficial del mar (SST; Figura 13b), se observa que en superficie existe una señal de surgencia en la parte norte de la península: la temperatura disminuye considerablemente en la zona de Cabo Catoche desde el día 24 de marzo. Este descenso en la temperatura superficial se mantiene hasta el día 9 de abril, aunque con menor intensidad. Esto coincide con lo reportado por Reyes-Mendoza *et al.* (2015), que registran la “turbonada” del 6 de abril que disminuyó la intensidad de la surgencia. Sin embargo, aunque es cercano a los días en los que se registra el evento topográfico en el canal de Yucatán, el descenso de SST en el norte de la plataforma se observa antes y se ha discutido anteriormente que esta surgencia no necesariamente tiene señal en superficie (Merino, 1997), por lo que probablemente el descenso de SST en esta zona corresponde a otros factores, como la respuesta del viento.

Con el análisis anterior se muestra evidencia de que este evento se pudo haber originado por el movimiento de la corriente de Yucatán acercándose a la costa y contribuyendo al evento de surgencia en la zona norte de la plataforma. Sin embargo, en esta región la surgencia se inhibe unos días después debido al efecto del viento local que Reyes-Mendoza *et al.* (2015) observaron en su muestreo. Por otra parte, a pesar de que el viento no es, en principio, un factor generador de este evento de surgencia, podría ser un factor secundario para que la surgencia llegue a superficie (SST) y ser de gran importancia en la distribución del agua de surgencia sobre gran parte de la plataforma (Merino, 1997; Jouanno *et al.*, 2018).

En julio de 2009, se documentó otro evento de surgencia, en la región de la plataforma noreste de Yucatán (Ruiz-Castillo *et al.*, 2016; donde se encuentra el anclaje PE1, analizado también en este estudio; Figura 4). Los autores realizaron una campaña hidrográfica, en la que reportaron dos eventos de surgencia, uno el 9 de julio y otro el 12 de julio, y concluyen que el forzamiento de ambos fue debido al viento. En los anclajes en el canal de Yucatán se observa que entre el 3 y 4 de julio comienza a disminuir la temperatura, llegando a su valor mínimo en YUC2 el 7 de julio (17°C; Figura 14c). El 9 de julio, la temperatura desciende abruptamente en YUC1 (18°C), que es justo el día en que Ruiz-Castillo *et al.* (2016) reportan la primera surgencia en el anclaje PE1. A partir del 11 de julio comienza a aumentar paulatinamente la temperatura y se mantiene así hasta el 16 de julio. Después de esa fecha, la temperatura aumenta y el evento termina (22.5°C) el día 23 de julio.



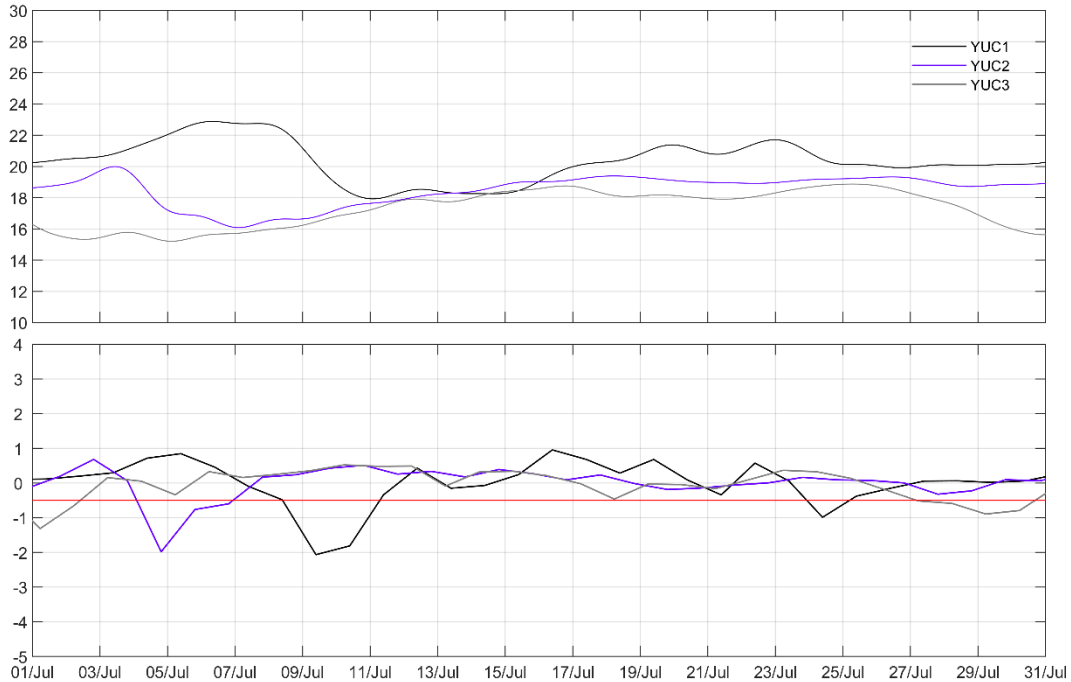
**Figura 13. Velocidad de la corriente ( $\text{ms}^{-1}$ ) a perpendicular al canal de Yucatán del 5 al 10 de abril de 2012. Temperatura superficial del mar (SST;  $^{\circ}\text{C}$ ) a 8 días sobre la región del Caribe y sureste del golfo de México del 24/marzo al 9/abril/2012.**



**Figura 14. Evento de surgencia reportado por Ruiz-Castillo *et al.* (2016): a) Viento durante dos fechas del evento (4/julio/2009 y 12/julio/2009); b) Temperatura en el fondo de los anclajes YUC1 (20 m), YUC2 (55 m) y YUC3 (109 m), la línea roja indica los 22.5 °C de temperatura; componentes de velocidad paralela (c) y perpendicular (d) al canal en profundidad en el anclaje YUC2 y e) diagrama Hovmöller de la velocidad perpendicular al canal en el oeste del canal de Yucatán.**

Analizando el comportamiento de la velocidad, cuando comienza a disminuir la temperatura en YUC2 y YUC3 (3 y 4 de julio), se observa una intensificación de la componente perpendicular al canal en YUC2 ( $v > 0$ ; Figura 14e) y una disminución de la componente paralela al canal ( $u < 0$ ; Figura 14d). Esto indica que el núcleo de la corriente de Yucatán se está acercando a la plataforma, dando inicio al descenso de temperatura, que llega hasta YUC1 (20 m). Sin embargo, pocos días después, entre el 11 y 12 de julio, cuando Ruíz-Castillo *et al.* (2016) registran el segundo evento de surgencia con los datos del anclaje PE1, las componentes de la velocidad en Yucatán cambian ( $v > 0$  y  $u > 0$ ). Para esta fecha, el núcleo de la corriente ya se ha alejado del quiebre de la plataforma. Además, durante este segundo evento no se observa disminución en la temperatura de los anclajes en el canal.

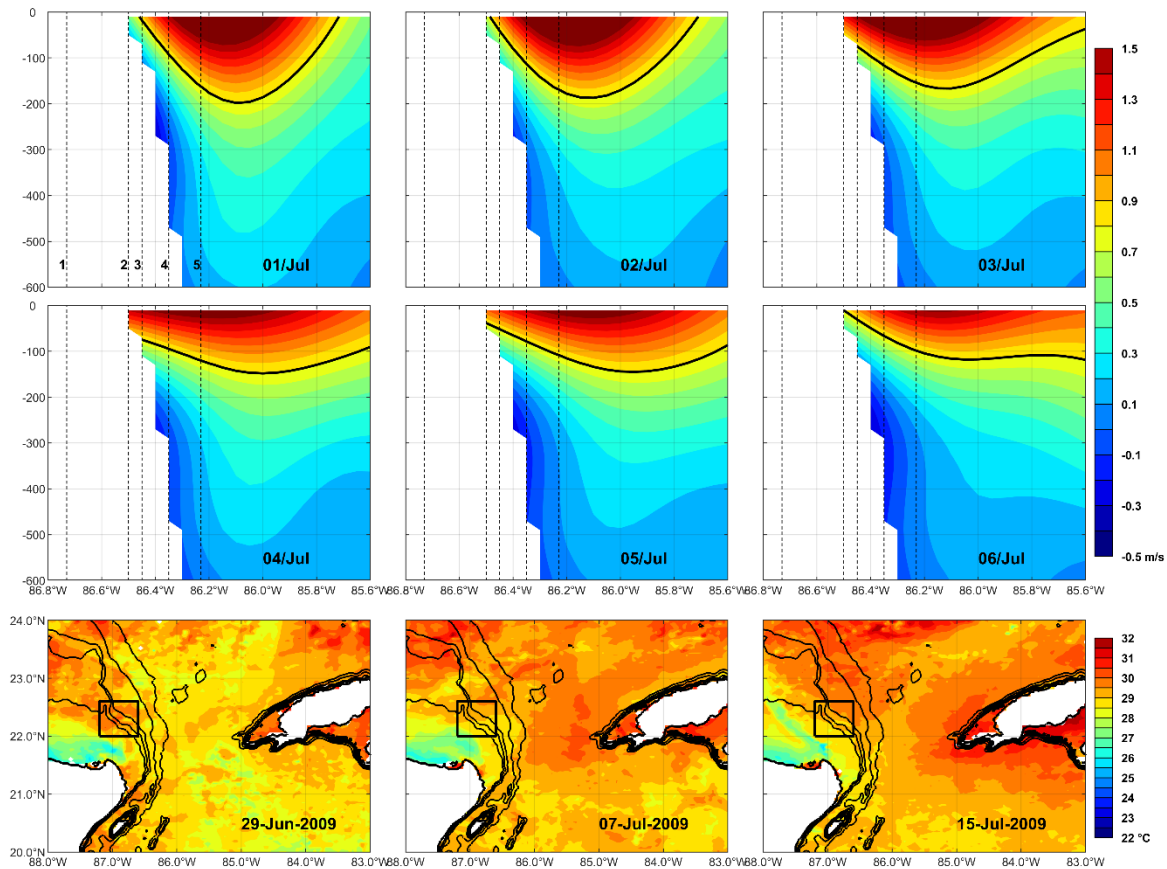
En cuanto al  $dT/dt$  (Figura 15) se observa un desfase en el cambio de la temperatura de YUC3 (1 de julio) hacia YUC1 (9 de julio; desfase de 8 días); el 9 de julio, cuando el agua menor a  $22.5^{\circ}\text{C}$  llega a la parte superior de la plataforma (YUC1) es justo cuando se registra el evento de surgencia en PE1. Este comportamiento coincide con lo visto en las figuras anteriores.



**Figura 15. Serie de tiempo de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ; panel superior) y gradiente de temperatura diario ( $dT/dt$ ;  $dt=24$  h; panel inferior) en YUC1 (20 m de profundidad; línea negra), YUC2 (55 m de profundidad; línea morada) y YUC3 (109 m de profundidad; línea gris) durante el periodo del 01/julio/2009 al 31/julio/2009.**

En el diagrama Hovmöller se observa que el núcleo de la corriente se encuentra más cercano a la plataforma el día 4 de julio (Figura 14f), lo que podría significar que ese día se generó el forzamiento necesario para producir la surgencia. Además, a partir del 7 de julio el núcleo de la corriente se aleja de la plataforma y pierde intensidad, coincidiendo con lo observado para  $u$  y  $v$  en las series de tiempo en la vertical en el anclaje YUC2. Este comportamiento de la corriente sugiere que el evento de surgencia del día 12 de julio no se relaciona directamente con el comportamiento del núcleo de la corriente en el oeste del canal de Yucatán, en la sección donde se encuentran instalados los anclajes YUC.

Para el desarrollo de este evento, el viento parece ser un factor importante (Figura 14). Cerca del inicio de la primera fecha de surgencia (4 de julio; Figura 14a), el viento es principalmente de componente SW, es decir, no es favorable para la generación de un evento de surgencia sobre la costa norte de Yucatán; mientras que en la fecha de la segunda surgencia reportada (12 de julio; Figura 14b), domina la componente E del viento sobre la costa norte de la Península de Yucatán, siendo favorable a surgencia costera, lo que indica que esta segunda surgencia podría deberse a este forzamiento.



**Figura 16. Velocidad de la corriente ( $\text{ms}^{-1}$ ) a lo largo del canal de Yucatán del 1 al 6 de julio de 2009. Temperatura superficial del mar (SST;  $^{\circ}\text{C}$ ) a 8 días sobre la región del Caribe y sureste del golfo de México del 29/junio al 15/julio/2009.**

En los perfiles verticales de velocidad, se observa que el núcleo de la corriente se acerca a la costa (Figura 16a) entre el 3 y 4 de julio, interactuando con el fondo, mientras que en los anclajes YUC2 y YUC3 ( $1.0 \text{ ms}^{-1}$ ) se registra el inicio del descenso de la temperatura. Posteriormente, el núcleo de la corriente se aleja del quiebre de la plataforma. En cuanto a la

temperatura superficial (Figura 16b), se observa el 29 de junio, que las temperaturas más bajas se encuentran cerca de la costa norte de la península de Yucatán y con el paso de los días, la pluma de agua fría se va extendiendo hacia la zona de la “meseta” (PE1; 7 de julio), cercano al día que Ruiz-Castillo *et al.* (2016) reportan el evento de surgencia (9 de julio).

## 1.2 Análisis en superficie

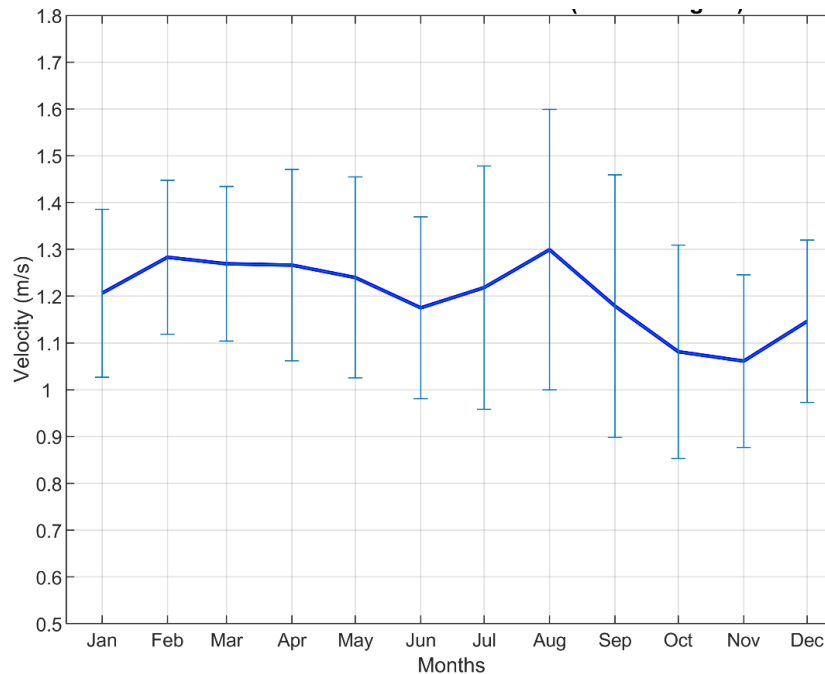
A partir del análisis detallado de los eventos reportados previamente en la literatura (Reyes-Mendoza *et al.*, 2015; Ruiz-Castillo *et al.*, 2016), se observó que la posición e intensidad de la corriente de Yucatán podrían estar determinando la presencia e intensidad de la surgencia topográfica en el canal de Yucatán; y que estos eventos de surgencia, además de llegar a la zona norte de la península de Yucatán, pueden tener señal en la SST. Asimismo, considerando que el comportamiento de la surgencia presenta diferencias de manera estacional y que se ha reportado que presenta su intensidad máxima durante primavera-verano, se esperaría encontrar un comportamiento estacional tanto en la intensidad como en la posición del núcleo de la corriente.

En este sentido, se calculó el ciclo estacional tanto de la evolución temporal del máximo de la corriente, como de su posición en longitud, mediante el promedio de cada mes a lo largo de todos los años disponibles (2008-2014). Los resultados muestran que la intensidad máxima en el núcleo ( $V_{m\acute{a}x}$ ), no presenta una estacionalidad significativa (Figura 17). El valor de la media mensual oscila entre 1.07 y 1.30  $\text{ms}^{-1}$ , alcanzando los valores más intensos en los meses de agosto ( $V_{m\acute{a}x}=1.30 \text{ ms}^{-1}$ ) y febrero ( $V_{m\acute{a}x}=1.28 \text{ ms}^{-1}$ ). La temporada donde se registran los descensos de temperatura más intensos y prolongados incluyen a los meses donde se presenta el mínimo relativo (junio) y el máximo relativo (agosto), que además tienen la mayor desviación estándar (0.22 a 0.30  $\text{ms}^{-1}$ ). Es decir, durante esta temporada la intensidad de la corriente es variable, no hay un mes en el que sea más o menos intensa; de manera general, no se observa una estacionalidad significativa.

La posición del máximo de la corriente muestra una tendencia a desplazarse hacia el este durante verano (alejándose del quiebre de la plataforma; Figura 18). En julio, el núcleo de la corriente se observa en el punto más alejado de la costa, con una posición promedio de

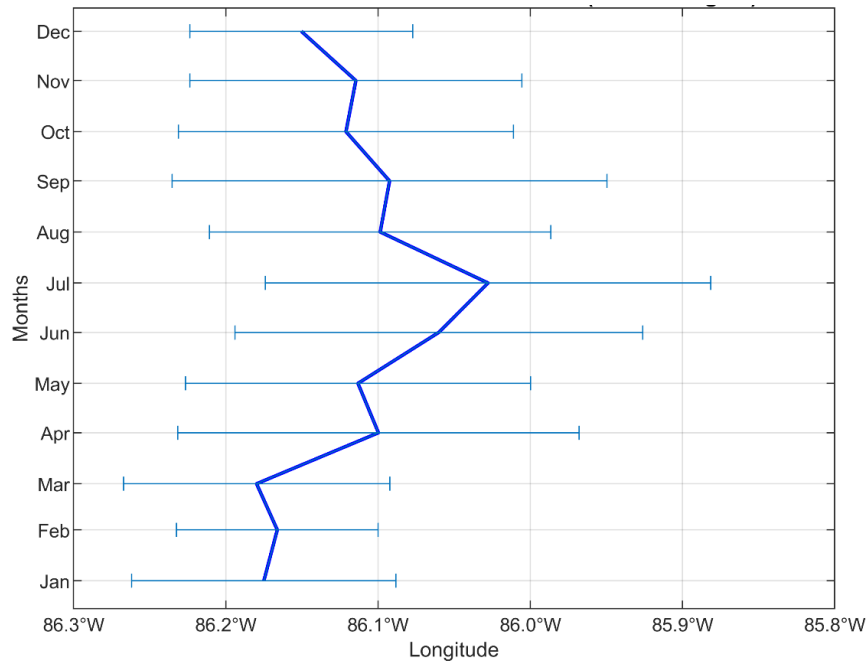
86.18°O; mientras que el punto más cercano a la costa se observa en marzo a 86.02°O. Los meses en los que el núcleo de la corriente se encuentra más alejado de la costa coinciden con la presencia de eventos más intensos (abril a septiembre), aunque se observa mayor variabilidad, con una desviación estándar máxima en julio ( $\sigma = 0.15^\circ$ ), por lo que este cambio de la posición no es significativo. En los meses donde la corriente se encuentra más cercana a la costa (octubre a marzo) es cuando se observa un mayor número de eventos de surgencia pero menos intensos; durante estos meses la desviación estándar es menor ( $\sigma = 0.07^\circ$ , en marzo), lo que indica una menor variabilidad del movimiento longitudinal de la corriente, aunque continua siendo de un orden similar al cambio estacional entre junio y marzo y por lo tanto no hay una estacionalidad significativa de la posición del núcleo de la corriente.

Este análisis de estacionalidad del núcleo de la corriente, en cuanto a su posición y velocidad, muestra que la variabilidad indicada por la desviación estándar de los dos parámetros (Figuras 17 y 18) no es significativa, es decir, es muy grande, por lo que no se puede hablar de una variación estacional significativa de la corriente.



**Figura 17. Estacionalidad de la máxima velocidad de la corriente de Yucatán sobre la parte oeste del canal (2008-2014).**





**Figura 18. Estacionalidad de la posición del máximo de la corriente de Yucatán sobre la parte oeste del canal (2008-2014).**

### 1.3 Resumen del comportamiento general de la surgencia de Yucatán

En este capítulo se hizo un primer análisis de las variables físicas involucradas en el desarrollo de los eventos de surgencia en el lado oeste del canal de Yucatán. Con el análisis de la temperatura de los anclajes ubicados sobre el quiebre de la plataforma continental, se observó desfase temporal que indica que la disminución de la temperatura ocurre en dirección hacia la costa, desde los anclajes más profundos hacia el más somero (20 m). Estas disminuciones tienen desfases desde 8 hasta 24 horas y se presentan durante todo el año, sin embargo, tienen un comportamiento estacional. Durante los meses de primavera-verano las tasas de variación (disminución) de temperatura son menores a 1-2 grados por día; mientras que en los meses de otoño-invierno las tasas pueden llegar hasta 5°C por día.

Además, la variación en la temperatura se asocia con cambios en el comportamiento de la velocidad observada en los puntos donde se encontraban los anclajes, que reflejan el comportamiento de la corriente de Yucatán. Durante el inicio del descenso de la temperatura, la componente de velocidad paralela al canal fue negativa ( $u < 0$ ) y la componente de

velocidad perpendicular al canal fue positiva y se intensificó ( $v > 0$ ), lo que indica que las disminuciones de la temperatura sobre la parte oeste del canal se asocian a un acercamiento del núcleo de la corriente al quiebre de la plataforma. Este comportamiento se observa durante todo el año asociado con todos los descensos de temperatura registrados como eventos.

Se definieron como eventos de surgencia, los descensos de la temperatura en los que se cumplen los siguientes criterios: i) los valores absolutos de temperatura deben ser inferiores a  $22.5^{\circ}\text{C}$  en YUC1, valor que representa la termoclina del Caribe; ii) las anomalías con respecto al ciclo estacional deben ser negativas en YUC1; y iii) la disminución de la temperatura en 24 horas debe de ser menor a  $-0.5^{\circ}\text{C}$  ( $dT/dt \leq -0.5^{\circ}/\text{día}$ ) en los tres anclajes. Además, se determinó la duración e intensidad de cada evento; con base en el tiempo en días durante los cuales la temperatura se mantiene por debajo de  $22.5^{\circ}\text{C}$  y la temperatura mínima alcanzada durante cada evento sobre la plataforma (YUC1). Se identificaron 20 eventos de surgencia en primavera-verano y 28 en otoño-invierno. Sin embargo, durante los eventos de otoño-invierno solo el 40% de los eventos llegan a la zona somera de la plataforma, por lo que, para esta época del año, sobre el quiebre de la plataforma (YUC2 y YUC3) se registraron un total de 69 descensos en la temperatura.

Se analizaron dos eventos reportados en la literatura (Reyes-Mendoza *et al.*, 2015; Ruiz-Castillo *et al.*, 2016). Se observó que parte de los eventos reportados en la plataforma norte de Yucatán, donde los eventos son comúnmente asociados a transporte de Ekman en superficie debido al viento, en realidad tienen su origen sobre el quiebre de la plataforma en el canal de Yucatán, y por lo tanto su forzamiento es topográfico. Los eventos que se originan en el canal se observan posteriormente en la plataforma de Yucatán, ya sea sobre la costa norte de la península (Cabo Catoche) o sobre la región noreste de la plataforma (“meseta”). Una vez que el agua de surgencia llega a la superficie, el viento parece tener un papel importante en la manifestación y dispersión de estos eventos (Merino, 1997; Jouanno *et al.*, 2018).

La posición e intensidad del máximo de velocidad de la corriente de Yucatán en superficie no presentan una estacionalidad significativa. Por lo que no se puede concluir que la diferencia estacional observada entre la frecuencia, intensidad y duración de los eventos

de surgencia sea definida en su totalidad por estas dos variables. En el siguiente capítulo se analizará cómo se relaciona la posición del máximo de la corriente de Yucatán con los eventos de surgencia. De esta forma, en el siguiente capítulo se evaluarán y discutirán las diferentes variables físicas que ayudan a entender los mecanismos que modulan la surgencia tanto en primavera-verano, como en otoño-invierno.

## **CAPÍTULO 2: Mecanismos detonadores de surgencia**

Como se mostró en el capítulo anterior, la temperatura asociada a la surgencia de Yucatán, en el oeste del canal de Yucatán, muestra un comportamiento diferente durante el año. Debido a esto, los eventos de surgencia se dividieron y analizaron de acuerdo con la estación en la que ocurren, es decir, primavera-verano definida aquí de marzo a agosto, y otoño-invierno de septiembre a febrero. La diferencia en el comportamiento de la temperatura se relaciona con diferentes mecanismos que desencadenan los eventos de surgencia de manera distinta en cada una de estas estaciones, así como con las condiciones dinámicas que hacen que dichos eventos sean más prolongados durante los períodos de primavera-verano. Estos mecanismos serán analizados por separado en este capítulo.

### **2.1 Mecanismo de primavera-verano**

En esta sección se presentan diagramas que ilustran los mecanismos propuestos para el desarrollo de los eventos de surgencia durante cada periodo, respaldados por observaciones que se discuten a lo largo de esta sección. La Figura 19 muestra un diagrama de los diferentes mecanismos que participan en el desarrollo de la surgencia durante el periodo primavera-verano. Se calcularon las series de tiempo de las diferencias de SLA para medir anomalías del gradiente de presión a lo largo [GoM-Car], y a través [Cuba-Yuc] del canal de Yucatán, para compararlas con la posición e intensidad de la corriente de Yucatán, en concordancia con el balance geostrófico. Además, se analizó la serie temporal del transporte de Ekman de fondo ( $TE_k$ ) y el transporte de Ekman superficial ( $Q_x$ ) durante las temporadas de primavera-verano durante todo el período de estudio (2008 – 2014). Estas variables se compararon con las series de temperatura y el desarrollo de cada uno de los eventos de surgencia, para de esta forma proponer el mecanismo que desencadena y mantiene las condiciones de surgencia y que se muestra en el diagrama (Figura 19). Al inicio de los eventos, como lo sugieren las observaciones de velocidad ( $v > 0$  y  $u < 0$  entre YUC2 y YUC3) y como se mostrará más adelante en esta sección, el núcleo de la corriente de Yucatán se ubica cerca del quiebre de la plataforma, lo que se relaciona con una anomalía negativa de la velocidad ( $u$ ) a través del canal y con diferencia positiva de la SLA [GoM-Car  $> 0$ ] (Figura 19A). Cuando esto ocurre,

el núcleo interactúa más frecuentemente con el fondo y se desarrolla un transporte Ekman de fondo negativo ( $TE_k < 0$ ; Figura 19B), es decir, en dirección a la costa. Este mecanismo desencadena la disminución de la temperatura desde el quiebre de la plataforma en el oeste del canal de Yucatán (en YUC3) hasta la parte más somera de la plataforma (en YUC1), debido a la advección de agua fría siguiendo la pendiente. Una vez que ha comenzado el evento de surgencia, la diferencia de SLA se vuelve negativa [ $GoM-Car < 0$ ] y por geostrofia, la corriente se aleja del quiebre de la plataforma (Figura 19C); sin embargo, cuando esto ocurre la temperatura permanece fría, es decir, la temperatura se mantiene por debajo de  $22.5^{\circ}C$  sobre la plataforma (como se observa en los tres anclajes). Además, mientras se observa la diferencia de SLA negativa [ $GoM-Car < 0$ ] y el evento de surgencia se mantiene, se observa una contracorriente subsuperficial sobre el quiebre de la plataforma (en el 85% de los eventos de surgencia; Figura 19D). Finalmente, cuando la diferencia SLA [ $GoM-Car$ ] vuelve a ser positiva, la corriente se acerca al quiebre de la plataforma, pero no lo suficiente como para generar un  $TE_k$  positivo que genere otro evento de surgencia. Como consecuencia, la temperatura aumenta y el evento de surgencia termina.

En la Figura 20 se muestran las series de tiempo de las variables involucradas en el mecanismo descrito en el diagrama, para todo el periodo de estudio. La evolución temporal de la temperatura a 20 m de profundidad (T-YUC1) se comparó con la diferencia de SLA [ $GoM-Car$ ] y la posición del núcleo de la corriente de Yucatán calculada a partir del mapeo objetivo con datos de los anclajes. Tanto la serie de la temperatura, como la posición del núcleo fueron filtrados con un filtro pasa baja a 5 días (Figura 20a). Las disminuciones de temperatura por debajo de  $22.5^{\circ}C$  en YUC1, indican que el evento de surgencia llegó a la plataforma, habiendo comenzado horas antes sobre YUC2 y YUC3 (Figura 8, S1).

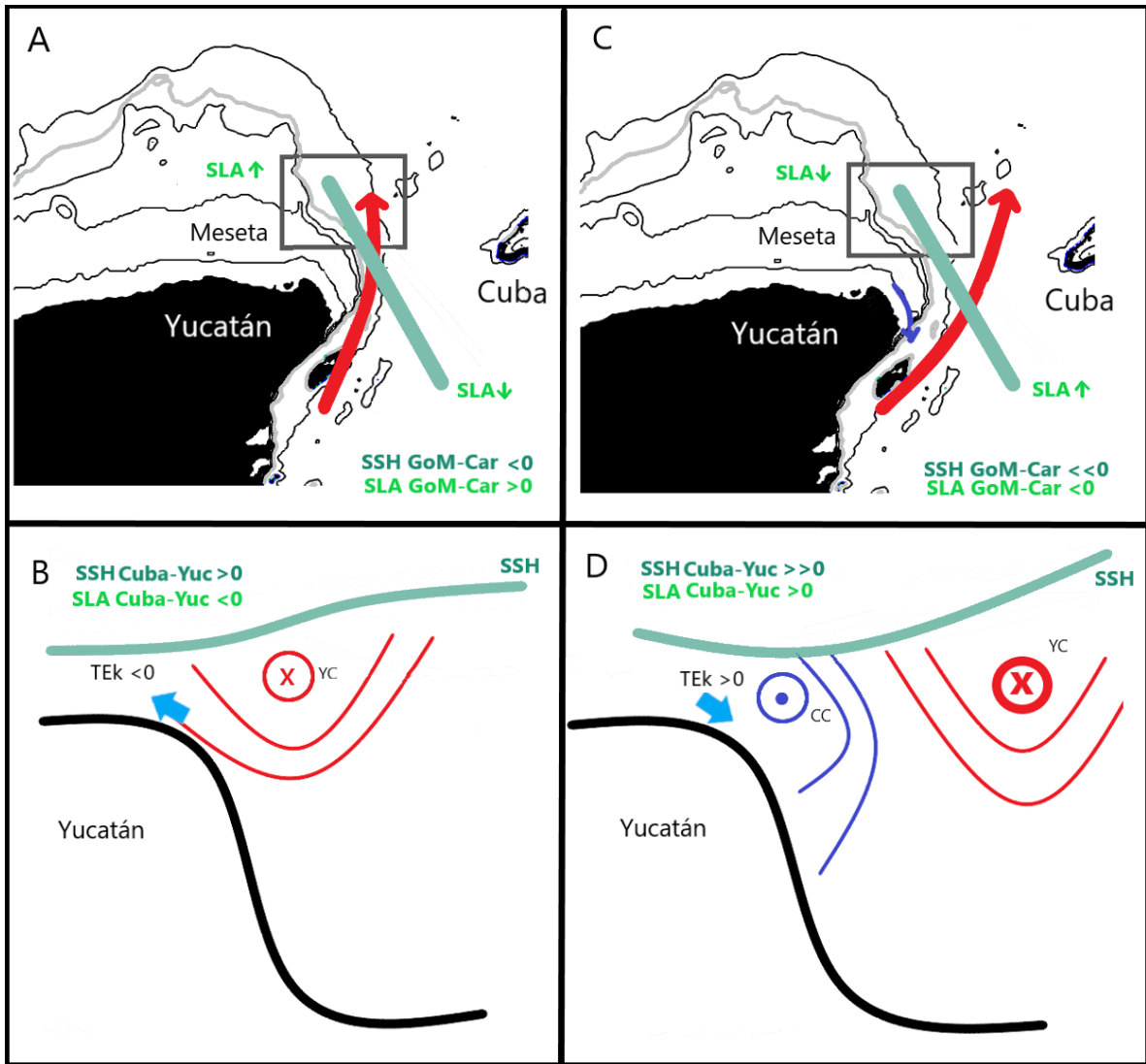
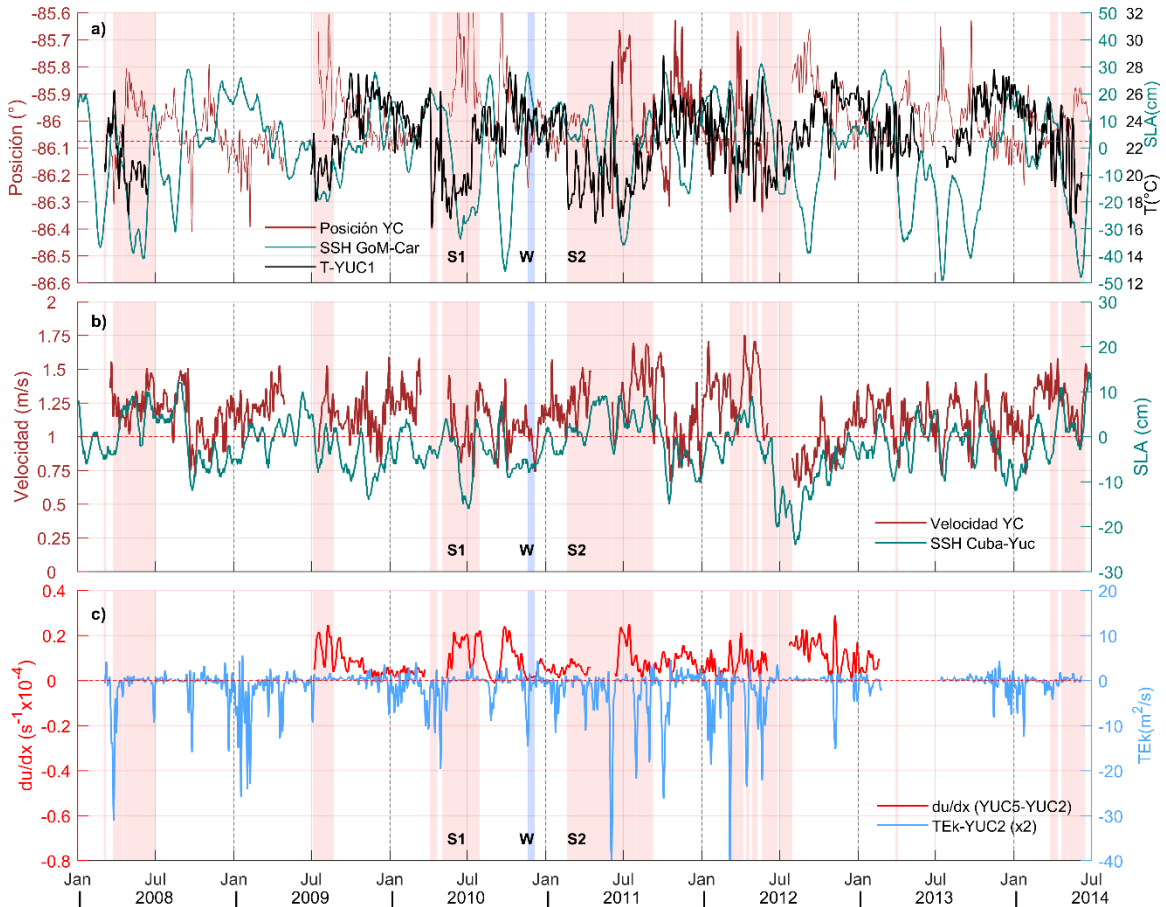


Figura 19. Diagrama de los mecanismos involucrados en los eventos de surgencia durante primavera-verano; los paneles de la izquierda (A-B) muestran el comienzo de la surgencia y los paneles de la derecha (C-D) cuando la surgencia está establecida. Tanto el mapa como el perfil muestran el cambio de posición en longitud del núcleo de la corriente de Yucatán (en rojo) como respuesta a la diferencia SLA (A, C; nivel del mar absoluto (SSH) en GoM-Car es la línea verde; se indican los signos de SSH y SLA); los paneles inferiores muestran la disminución (B) y el aumento (D) de la corriente de Yucatán como respuesta a la diferencia SLA (B, D; la pendiente absoluta del nivel del mar (SSH) Cuba-Yuc está dibujada en verde; los signos de SSH y SLA están indicados). Se muestra la presencia de la contracorriente en el lado occidental del canal (en azul oscuro) cuando la corriente de Yucatán se aleja de la plataforma (C, D). También se indica el transporte de Ekman de fondo (TEk) inducido por cada proceso (flecha cian). La región de la “meseta” está indicada por el recuadro gris.



**Figura 20.** Serie de tiempo de las variables involucradas en el mecanismo de surgencia de primavera-verano en el canal de Yucatán entre 2008 y 2014. a) Temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) en YUC1 (20 m de profundidad; línea negra) comparada con la variación meridional de la diferencia SLA [GoM-Car] (en cm; línea verde) y la posición del núcleo de la corriente de Yucatán (línea roja oscura). b) Variación de la diferencia SLA zonal [Cuba-Yuc] (cm; línea verde gruesa) respecto a la velocidad máxima de la corriente de Yucatán (m/s; línea roja oscura). c) Divergencia zonal ( $\text{s}^{-1}$ ; línea roja) entre YUC5 y YUC2 a 50 m de profundidad, en comparación con el transporte Ekman de fondo (TEk) en YUC2 ( $\text{m}^2\text{s}^{-1}$ ; línea cian, multiplicada por 2 para mayor claridad).

La corriente de Yucatán se encuentra fundamentalmente en equilibrio geostrofico y sus anomalías parecen estarlo también al considerar la variación de la corriente y su relación con las diferencias de las SLA a través y a lo largo del canal (Figura 4), cuando la [SLA GoM-Car] es positiva, la posición del núcleo se observa a una longitud cercana a  $86^{\circ}\text{O}$ , lo que significa que el límite oeste de la corriente de Yucatán está más cerca del quiebre de la plataforma (Figura 20a). Esto se confirmó con la componente zonal de la velocidad en los

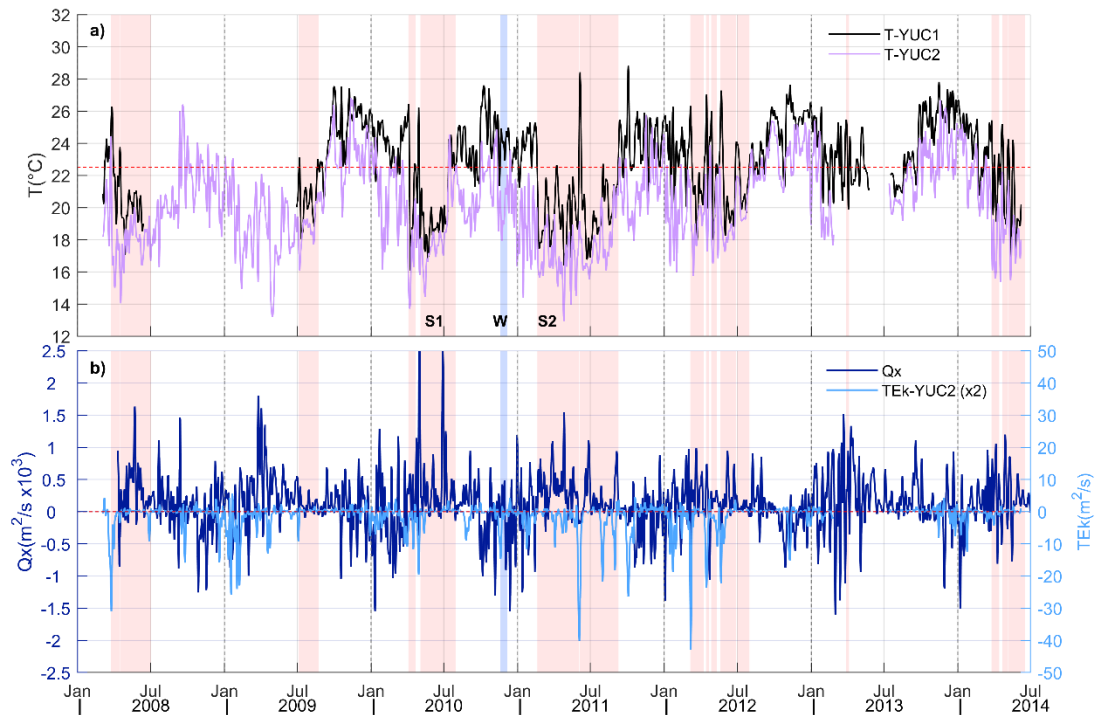
anclajes YUC2, YUC3, YUC4 y YUC5 ( $u$ ), la cual disminuye cuando la temperatura disminuye (solo se muestra para YUC2; Figura 10).

Para describir con más detalle el mecanismo de primavera-verano, se eligió el evento de surgencia de mayo de 2010 como ejemplo (S1 en la Figura 20). Antes y al comienzo del evento de surgencia, la diferencia de SLA [GoM-Car] fue positiva, por lo que el núcleo de la corriente se encontraba cerca del quiebre de la plataforma. Cuando esto ocurre, la fricción del fondo aumenta y el TEk se intensifica hacia la costa ( $TEk = -8.18 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ ; ver la línea cian en la Figura 20c). La disminución de la temperatura comienza en YUC3 a 109 m de profundidad (S1; Figura 10) y se aproxima a los 20 m de profundidad en YUC1, llegando a  $16.9^\circ\text{C}$  (Figura 20a). A medida que la temperatura disminuye, se observa un cambio de signo en la diferencia de SLA [GoM-Car] el 1 de mayo de 2010 ( $-34 \text{ cm}$ ). Por geostrofia, el núcleo de la corriente se aleja del quiebre de la plataforma (cerca de los  $85.6^\circ\text{O}$ ) y permanece ahí, mientras continúa el evento de surgencia (en este caso durante 72 días). Mientras el núcleo se mantiene lejos de la costa, el TEk se vuelve casi cero (Figura 20c). Finalmente, cuando la diferencia SLA [GoM-Car] nuevamente comienza a aumentar, la temperatura también aumenta y el evento de surgencia termina (julio/2010); después de esto, la diferencia de SLA [GoM-Car] vuelve a alcanzar un valor positivo.

Dado que YUC1 es un anclaje somero, se analizó la respuesta de la temperatura de fondo en este punto, al transporte de Ekman superficial ( $Q_x$ ) orientado a lo largo de la costa ( $10.32^\circ$ ). En este caso, los valores positivos de  $Q_x$  son favorables para generar surgencia en la costa oeste del canal ( $Q_x$ ; Figura 21). No se observó una relación directa entre el  $Q_x$  y la surgencia, ya que solo en el 30% de los eventos se observó un  $Q_x$  positivo (favorable para generar surgencia) al inicio del evento; mientras que todos los eventos presentaron pulsos de TEk negativos en el fondo (favorable a surgencia), asociados a la fricción de la corriente con la plataforma (Figura 21b). Sin embargo, en el 65% de los casos se observa que una vez iniciado el evento, cuando el núcleo se encuentra alejado de la costa, el TEk deja de ser favorable a surgencia y  $Q_x$  se vuelve favorable ( $Q_x > 0$ ). Esto sugiere que el transporte de Ekman superficial podría generar una inclinación de las isotermas y de esta forma ayudar a la advección del agua de surgencia hacia la superficie, como un mecanismo secundario, una vez que esta fue iniciada vía TEk, contribuyendo así a mantener los eventos de surgencia.



Esta observación corrobora con datos *in situ* los resultados numéricos obtenidos por Enríquez y Mariño-Tapia (2014), quienes encontraron que el viento por sí solo no era suficiente para generar surgencia en esta región, pero una vez que la surgencia fue generada por la acción de la corriente, entonces el viento podría ser importante para potenciar el evento de surgencia.



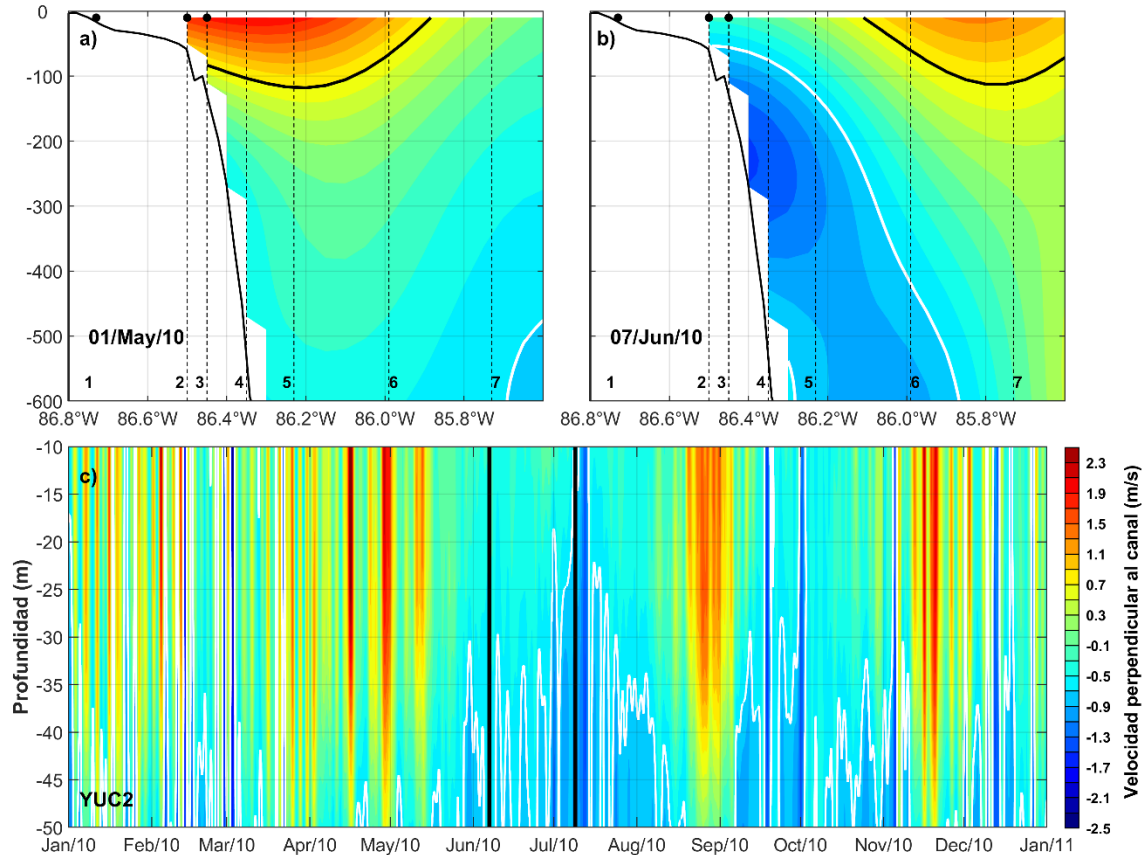
**Figura 21. a) Serie de tiempo de las temperaturas (en °C) en YUC1 (20 m de profundidad; línea negra) y YUC2 (55 m de profundidad; línea morada) entre 2008 y 2014. b) Transporte de Ekman por viento ( $Q_x$ ) para el canal de Yucatán ( $m^2s^{-1}$ ; línea azul) comparado con el transporte de Ekman de fondo (TEk) en YUC2 ( $m^2s^{-1}$ ; línea cian, multiplicado por 2 para mayor claridad). Los eventos de surgencia de primavera-verano están sombreados (en rojo) y se indican los ejemplos analizados en el texto durante primavera-verano (S1 y S2) y otoño-invierno (W).**

En la Figura 22 se muestran dos perfiles de velocidad en la parte oeste del canal de Yucatán, por encima de los 600 m de profundidad, en dos momentos particulares durante el evento de surgencia de mayo de 2010 (S1; Figura 22a-b). Cuando comienza el evento de surgencia (Figura 22a), el núcleo de la corriente (indicado por la línea negra,  $v > 0.8 \text{ ms}^{-1}$ ) se encuentra cerca de la plataforma y el TEk hacia la plataforma aumenta (Figura 20c), iniciando el evento de surgencia. Posteriormente, el núcleo se aleja de la plataforma (Figura 20b y

Figura 20a; línea roja oscura), pero la temperatura a 20 m de profundidad se mantiene por debajo de los 22.5°C y aún se observa agua fría cerca del fondo en el quiebre de la plataforma (YUC1, YUC2, YUC3; Figura 10), es decir, el evento de surgencia se mantiene mientras la diferencia de SLA [GoM-Car] sea negativa (Figura 20a). Además, una vez iniciado el evento de surgencia, se observa la presencia de la contracorriente subsuperficial ( $v < 0$ ; indicada por la línea blanca en la Figura 22b) en el lado oeste del canal de Yucatán. Esta contracorriente está presente sobre el quiebre de la plataforma (en YUC2; Figura 22c) y también sobre la parte más somera de la plataforma en YUC1, donde generalmente alcanza los 10 m de profundidad (se mostrará en el capítulo 3); solo en el 75% de los casos esta contracorriente llega a la superficie (observado en YUC2; Figura 22c, ver ejemplo durante julio/2010). Este comportamiento, relacionado con los movimientos longitudinales de la corriente de Yucatán, es representativo de la mayoría de los eventos de surgencia en primavera-verano entre 2008 y 2014, como también se puede ver en la Figura 20. Teóricamente, la presencia de la contracorriente podría ser contradictoria durante un evento de surgencia, porque al fluir con la costa a la derecha genera TEk positivo, dando lugar a un hundimiento. En este capítulo se analiza de manera breve una combinación de factores dinámicos para explicar por qué el evento de surgencia se mantiene incluso en presencia de dicha contracorriente. Cabe mencionar que el capítulo siguiente, está dedicado a analizar los factores dinámicos que contribuyen al desarrollo de esta contracorriente.

Uno de los principales factores que mantienen a la surgencia en presencia de la contracorriente, es la divergencia asociada al movimiento fuera de la costa de la corriente de Yucatán. La divergencia ( $du/dx$ ) entre YUC5 y YUC2 se calculó a 50 m de profundidad, es decir, entre el quiebre de la plataforma y la posición del núcleo (Figura 20c). Durante el evento S1, la divergencia permanece positiva mientras el TEk es positivo y la temperatura permanece por debajo de 22.5°C, disminuyendo cuando finaliza el evento. Otro posible factor es la aceleración de la corriente, que responde al aumento de la diferencia SLA [Cuba-Yuc] una vez iniciado el evento de surgencia (Figura 20b). Cuando la corriente se aleja de la costa, la divergencia podría aflorar agua a la superficie, además, la aceleración de la corriente (cerca de la parte central del canal), da lugar a la elevación de las isotermas en el lado oeste de la corriente. Estas condiciones podrían mantener el evento de surgencia, aun cuando el

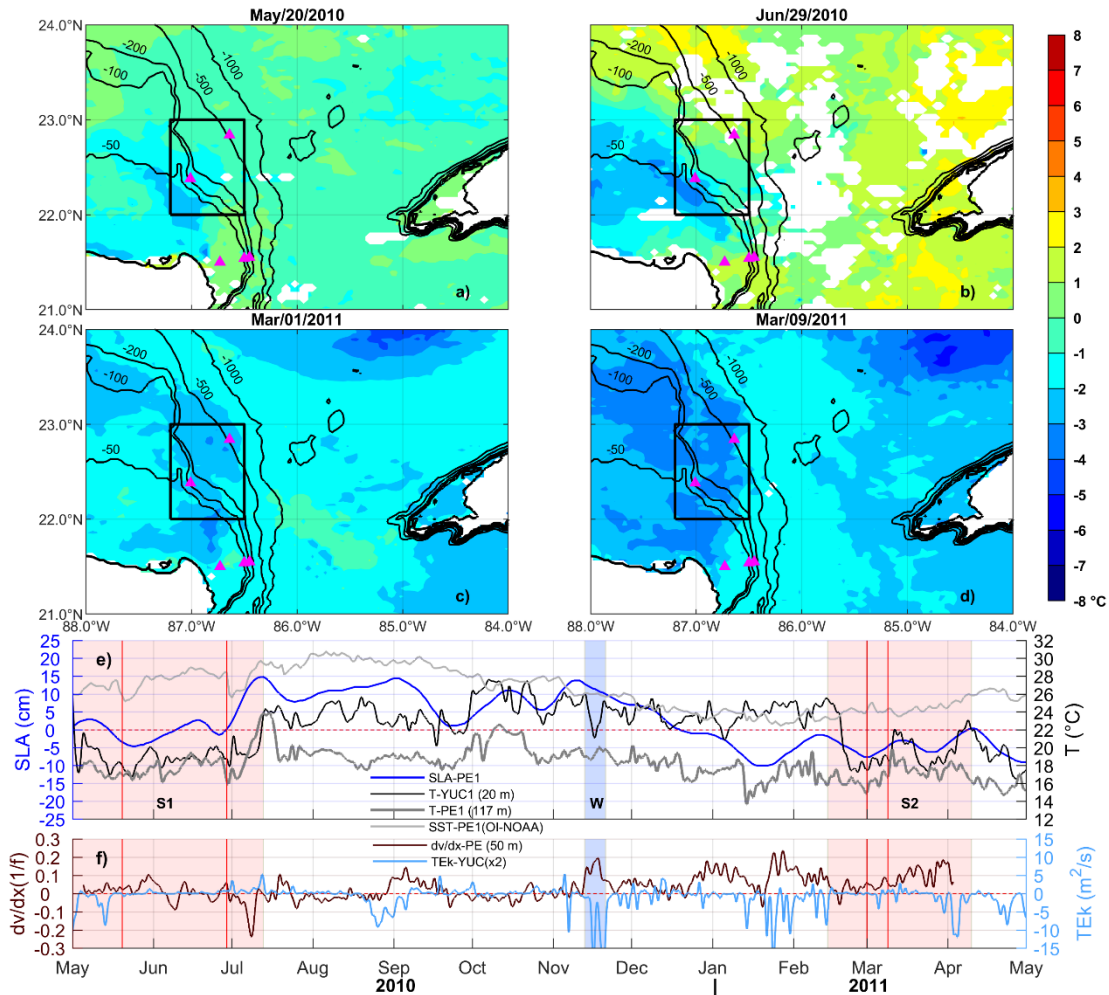
transporte de Ekman de fondo sea positivo, pero con valores absolutos menos intensos ( $TE_k = |2.5 \text{ m}^2\text{s}^{-1}|$ ) que los generados por la corriente al inicio del evento ( $TE_k = |8.18 \text{ m}^2\text{s}^{-1}|$ ).



**Figura 22. a) Perfiles de velocidad a lo largo del canal de Yucatán ( $\text{ms}^{-1}$ ) para el 1 de mayo de 2010 (inicio del evento de surgencia de primavera-verano, SI) y b) para el 7 de junio de 2010, cuando la contracorriente (indicada por el contorno de velocidad cero, línea blanca), estaba presente en el canal. Las posiciones de los anclajes YUC1, YUC2 y YUC3 están indicados (puntos negros) y la ubicación de los anclajes utilizados para la interpolación de los perfiles de velocidad se indica mediante líneas negras verticales; el núcleo de la corriente de Yucatán está definido por la isóbata de  $0.8 \text{ ms}^{-1}$  (línea negra). c) Velocidades meridionales sobre la columna de agua en YUC2 entre enero de 2010 y diciembre de 2010; la contracorriente está indicada (contorno cero, línea blanca).**

La plataforma noreste, al norte del canal de Yucatán también se ha reportado como una zona importante para la generación de eventos de surgencia durante primavera-verano, en particular sobre la “meseta” que se encuentra en el quiebre de la plataforma de Yucatán, donde se instaló el anclaje PE1 a 107 m de profundidad (Figura 4b; Merino, 1997; Ruiz-

Castillo *et al.*, 2016; Jouanno *et al.*, 2018). Es importante recordar que, en este punto, solo se realizaron mediciones durante un año, entre mayo/2010 y abril/2011. Los datos de temperatura cerca del fondo en este anclaje se compararon con la serie temporal diaria de OI-SST y SLA en la zona más cercana de PE1 (Figura 23e). El corte horizontal calculado entre los anclajes PE1 y PE2 ( $dv/dx$ -PE) a 50 m de profundidad se comparó con el TEk sobre YUC2 (50 m; Figura 23f); se observaron pulsos de vorticidad positiva sobre la meseta que coinciden con los pulsos negativos de TEk en el canal de Yucatán, los cuales originan el evento de surgencia en esta zona. Además, se observó una disminución de temperatura en el fondo del anclaje PE1 (línea gris gruesa, Figura 23e) a principios de mayo de 2010, antes de la disminución de temperatura en YUC1 (línea negra, en referencia al evento S1). Este comportamiento indica el ascenso de agua fría hacia la plataforma en el área de la “meseta” ( $T = 16.8^{\circ}\text{C}$ ) durante el mismo período del evento S1, descrito con anterioridad (mayo de 2010). Los valores negativos de SLA de AVISO sobre la “meseta” ( $SLA = -4.6$  cm), coinciden con la disminución de la temperatura de fondo (por debajo de  $22.5^{\circ}\text{C}$ ) en el anclaje PE1 y valores positivos de vorticidad (estimada con el corte horizontal;  $dv/dx$ -PE =  $0.1/f$ ), calculados a partir de las mediciones. El comportamiento conjunto de todas estas variables medidas de manera independiente, indica la presencia de circulación ciclónica sobre la región de la “meseta”, que podría ser otra fuente de surgencia al norte del canal de Yucatán. Aunque los datos de satélite de AVISO en zonas poco profundas presentan una mayor incertidumbre o error, como es el caso de la región de PE (Sheinbaum *et al.*, 2016), la correlación entre la SST y las SLA es significativa (0.53) con un desfase de 12 días ( $dof = 22.05$ , valor significativo de 0.40 con un nivel de confianza del 95%). Entre la temperatura de fondo en PE1 y las SLA, la correlación también es significativa con un valor de 0.75 ( $dof = 6$ , valor significativo de 0.71 con un nivel de confianza del 95%). Durante febrero-marzo de 2011, se observó nuevamente un comportamiento de la temperatura similar en la “meseta” (disminuyendo primero en PE1 y luego en YUC1), con valores negativos de SLA y una disminución en SST (Figura 23e; S2). Este patrón sugiere la presencia de un remolino ciclónico en el área donde las isóbatas divergen (“meseta”), en respuesta a la separación de la corriente de Yucatán de la costa.



**Figura 23.** Mapas de anomalías de la temperatura superficial del mar (aSST; °C) durante los eventos de surgencia S1 (a-b) y S2 (c-d); la ubicación de la “meseta” se muestra en el recuadro negro y la posición de los anclajes está indicada (triángulos rosas). Serie de tiempo de las variables involucradas en el mecanismo de surgencia en el canal de Yucatán y en la “meseta” entre 2010 y 2011 (período de datos disponible para las mediciones de PEI). e) Temperatura (°C) en PEI (117 m de profundidad; línea gris oscuro) y YUC1 (línea negra) en comparación con SLA (cm; línea azul) y SST (°C; línea gris claro) sobre el punto más cercano a PEI. f) Transporte Ekman de fondo en YUC2 ( $m^2s^{-1}$ ; línea cian, multiplicada por 2 para mayor claridad) y corte horizontal (línea roja oscura) entre PEI y PE2 a 50 m de profundidad. Los eventos de surgencia durante primavera-verano (S1 y S2) y otoño-invierno (W) están sombreados en rojo y azul, respectivamente y se indican las fechas correspondientes a los paneles superiores (a-d) (líneas rojas verticales; e-f).

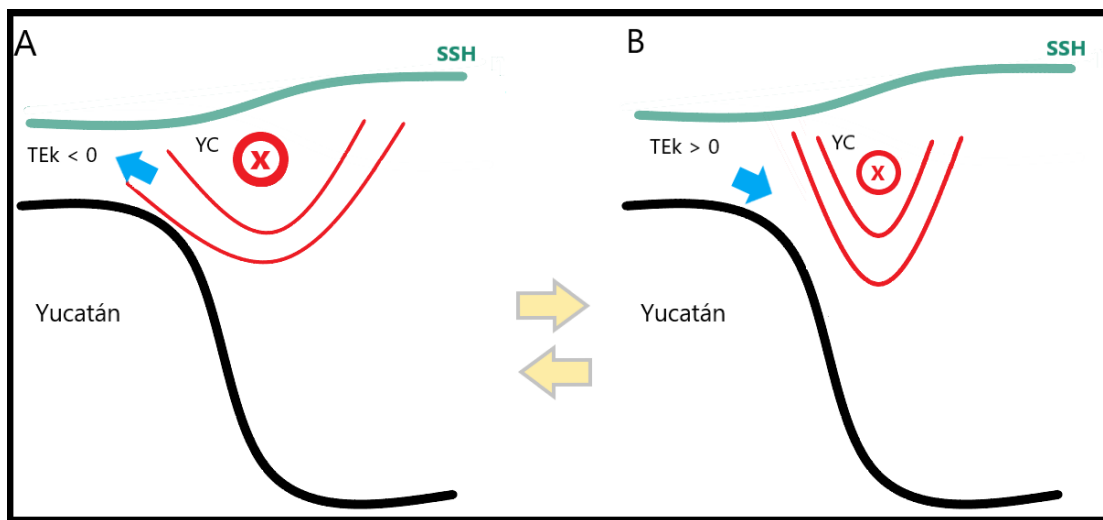
Los mapas de anomalías de SST (aSST) se calcularon a partir de datos MODIS, donde la media temporal se refirió al período aquí analizado (2008-2014). De acuerdo con el mecanismo propuesto anteriormente, los mapas de las aSST están referenciados a la evolución temporal de la temperatura cerca del fondo en los anclajes PE1 y YUC1 (Figura

23, evento S1 (a-b) y S2 (c-d); las líneas verticales rojas de la Figura 23e-f corresponden a las fechas de los mapas). Se observa un núcleo de anomalías negativas de SST en una región ubicada sobre PE1 (indicada por el recuadro negro;  $aSST = -2.2^{\circ}C$ ), el 20 de mayo de 2010, cuando inicia el evento S1 (Figura 23a), junto con temperaturas por debajo de los  $22.5^{\circ}C$  tanto en YUC1 como en PE1. El mismo comportamiento se observó para el segundo evento (S2, Figura 23c y 23d), con una disminución de la SST ( $aSST = -2.9^{\circ}C$ ), así como en el fondo, a pesar de que el agua estuvo más fría en toda la región. Esto respalda la presencia de una formación ciclónica entre la parte interna de la corriente de Yucatán en el oeste del canal y la zona de PE que podría provocar el ascenso de agua fría desde el fondo hacia la plataforma, lo que localmente podría ser una fuente adicional de surgencia. Este mecanismo ha sido observado en otras zonas de surgencia, asociadas con corrientes de frontera oeste (Janowitz & Pietrafesa, 1982; Roughan & Middleton, 2002) y en este trabajo se muestran pruebas de que podría estar sucediendo también en la región. Sin embargo, se necesita una serie de tiempo más larga de datos *in situ* al norte del canal de Yucatán para confirmar estas observaciones durante diferentes periodos de surgencia; así como considerar que la región de la meseta es una zona compleja, en cuanto a su batimetría y la dinámica que se presenta en ella.

## 2.2 Mecanismo de otoño-invierno

Las disminuciones de temperatura observadas durante otoño-invierno están vinculadas a un mecanismo diferente, el cual se representa en la Figura 24. Durante los eventos de otoño-invierno, el núcleo de la corriente de Yucatán se mantiene cerca al quiebre de la plataforma, con algunas variaciones en su intensidad, por lo tanto, a medida que se acelera aumenta la fricción del fondo, lo que implica un transporte Ekman de fondo en dirección a la costa ( $TEK < 0$ ) y una disminución de la temperatura (Figura 24A). Posteriormente, la velocidad del núcleo disminuye, sin que éste se aleje de la plataforma, es decir, no hay movimiento longitudinal (Figura 24B) y en consecuencia la corriente se hace estrecha, por lo que el TEK disminuye y la temperatura aumenta. Este patrón se repite cada año entre septiembre y febrero, con una periodicidad entre los 6 y los 10 días (Figura 24). Las disminuciones de temperatura (por debajo de los  $22.5^{\circ}C$ ) se observaron claramente desde los anclajes más

profundos, en YUC3 y YUC2, hasta la zona más somera de la plataforma (YUC1). Sin embargo, entre los anclajes YUC3 y YUC2, no hay un patrón claro que muestre en qué anclaje disminuye primero la temperatura durante esta temporada y solo un 40% de los eventos alcanzan la plataforma somera (YUC1). Las disminuciones de temperatura sobre el quiebre de la plataforma (YUC2), se presentan justo después de observar pulsos negativos de TEk de fondo en todos los casos, aunque la correlación directa entre estas variables presenta correlaciones a penas significativas superiores a 0.30 y con un desfase de 1 a 3 días (nivel de confianza del 95%).



**Figura 24.** Diagrama de los mecanismos involucrados en los eventos de surgencia de otoño-invierno observados en el canal de Yucatán. Los perfiles muestran el cambio de dimensiones de la corriente de Yucatán (en rojo) asociado con el aumento (A) y la disminución (B) de la velocidad en el núcleo de la corriente de Yucatán (cruz roja). También se indica la dirección del transporte de Ekman de fondo (TEk) inducido por cada proceso (flecha cian). Las flechas amarillas representan la transición entre estos dos estados de la corriente, que se observó con una periodicidad de 6-10 días. El nivel medio del mar ( $\eta$ ) se indica como referencia (línea verde).

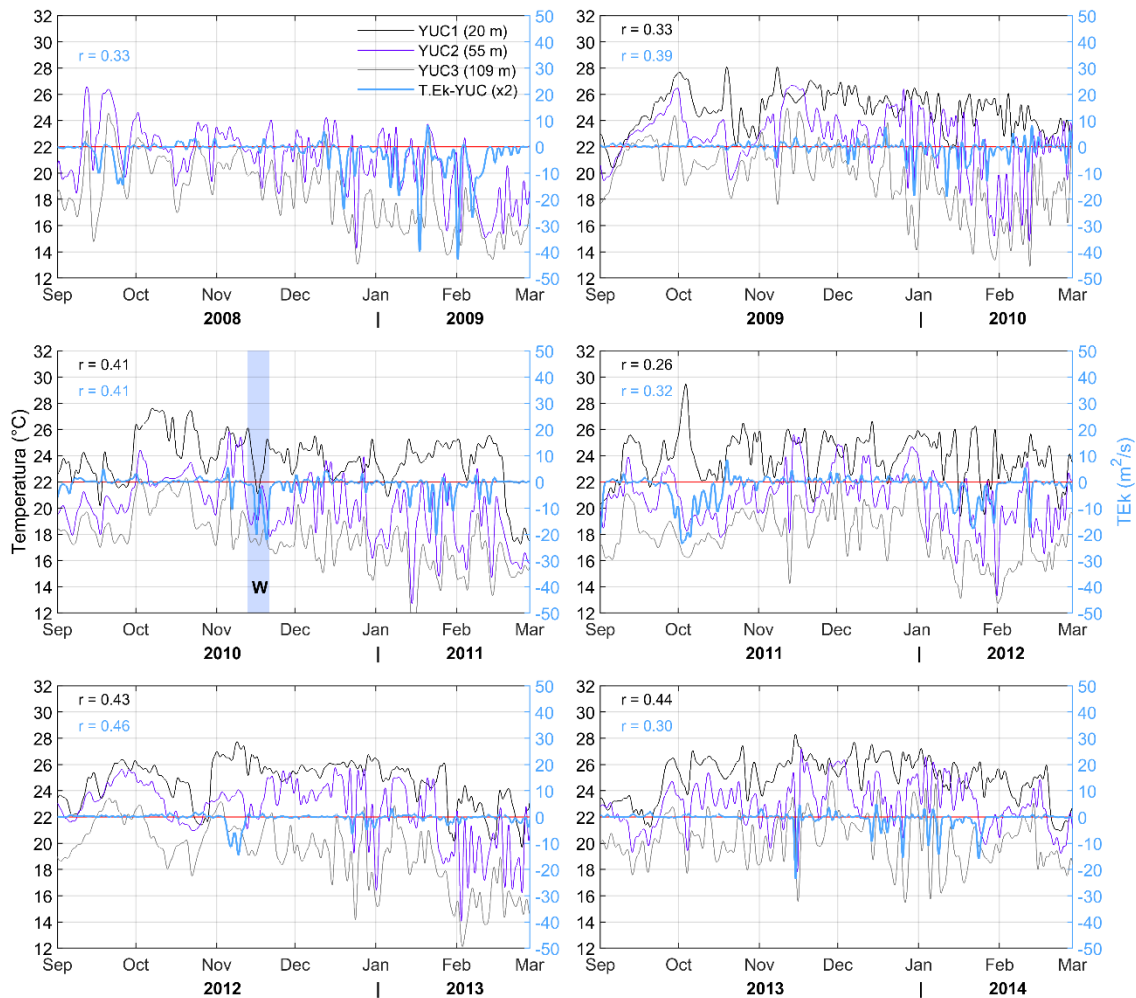
Para describir el mecanismo otoño-invierno, se eligió un evento de noviembre de 2010 como ejemplo (W; Figuras 20 y 25). El comportamiento de la corriente durante este evento se puede entender analizando las series temporales de la Figura 20 y con perfiles de la velocidad a lo largo del canal de Yucatán del 15/noviembre/2010 al 26/noviembre/2010, cada dos días (Figura 26). Durante este evento, la diferencia de SLA [GoM-Car] fue positiva (Figura 20a), lo que indica que el núcleo estaba cerca del quiebre de la plataforma. En el

momento en que da inicio del evento, el núcleo se intensifica (Figura 20b) y la corriente de Yucatán se ensancha (Figura 26f-g), aumentando la fricción con la plataforma (Figura 20c; Figura 25), por lo que se genera un TEk hacia la costa (Figura 20c;  $TEk = - 6.78 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ ) y comienza el descenso de la temperatura ( $T = 21.1^\circ\text{C}$ ) hasta llegar a YUC1 (Figura 20a). Posteriormente, en un período de 4 días, el núcleo de la corriente se debilita, la corriente de Yucatán se hace estrecha (Figura 26h y 26k) y ya no interactúa con el fondo ( $TEk = 0.27 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ ), entonces, la temperatura sube a  $24.8^\circ\text{C}$ , pero el núcleo no se aleja de la costa como en los eventos de verano (Figura 26) y la diferencia de SLA [GoM-Car] sigue siendo positiva. No se observaron variaciones en el SLA [Cuba-Yuc] con periodos de 6-10 días, asociadas al aumento/disminución de la velocidad de la corriente de Yucatán; sin embargo, la resolución de los datos AVISO no permite resolver estas frecuencias, por lo que la diferencia de SLA se mantuvo negativa durante todo el evento (Figura 20b). No se observó evidencia de la presencia de circulación ciclónica o cualquier otro comportamiento particular sobre la “meseta”, ni con la SLA, ni con la SST en PE1 (Figura 23e), por lo que dicho mecanismo parece ser exclusivo de los eventos de primavera-verano. Se requiere tener más mediciones *in situ* del nivel del mar para demostrarlo.

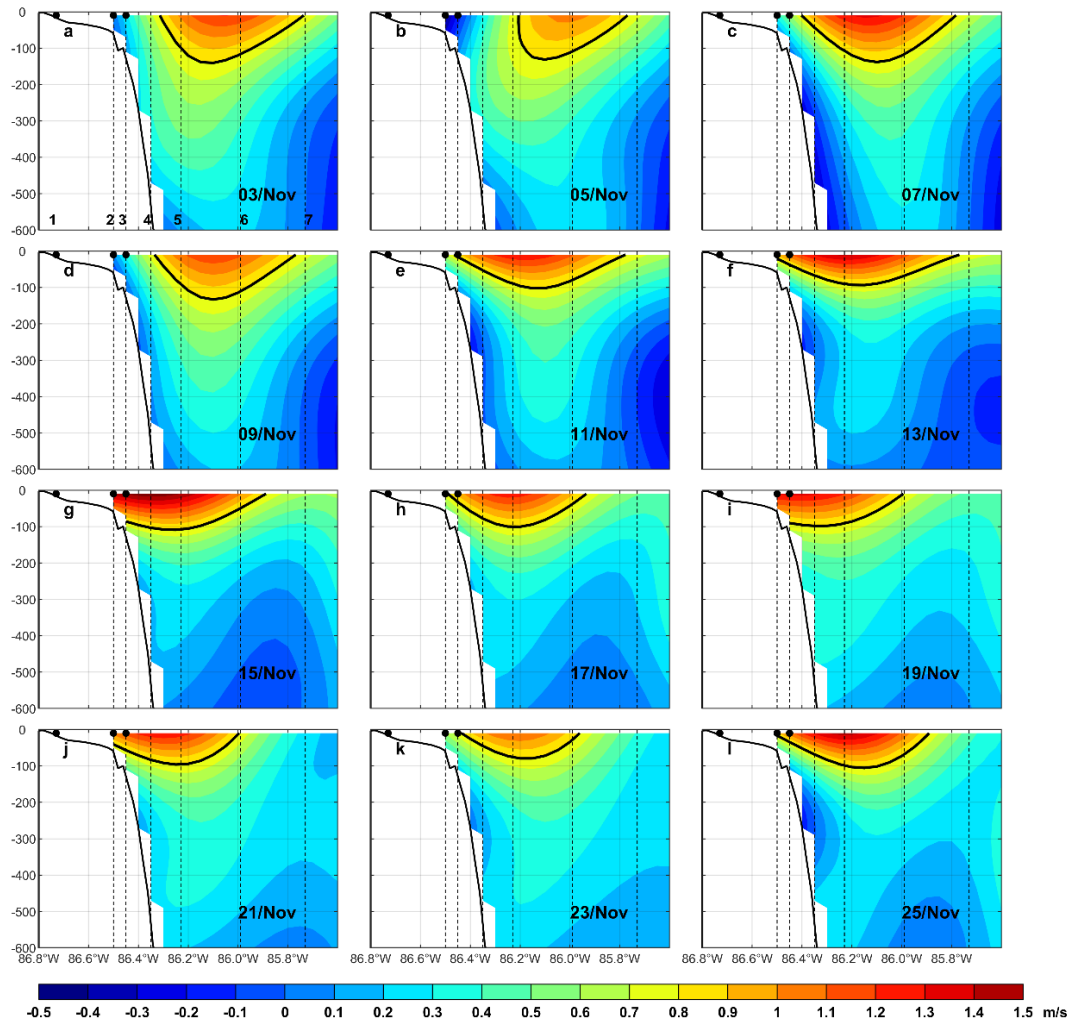
La Figura 27 muestra el espectro cruzado de la componente de velocidad perpendicular al canal en el fondo, entre los anclajes PE1 y YUC2 a 117 m y 50 m de profundidad respectivamente, entre noviembre/2010 y febrero/2011; así como el espectro de la velocidad perpendicular al canal en YUC3 a 86 m. Con este análisis, se observa que hay un aumento de energía en la velocidad en PE1 en la banda de frecuencia de  $6\text{-}8 \text{ días}^{-1}$  (Figura 27a). Para YUC2 y YUC3 este aumento se produce entre los 6 y los 10 días, con un claro pico de energía centrado en los  $8 \text{ días}^{-1}$  (Figura 27b). Las velocidades en YUC2 y PE1 (Figura 27c), presentan coherencia significativa en la banda de frecuencia de  $8\text{-}10 \text{ días}^{-1}$  ( $r = 0.39$ ,  $\text{dof} = 64$ ). Además, también se observó una coherencia significativa en la banda de frecuencia de  $2\text{-}3 \text{ días}^{-1}$  entre estos dos puntos. Se realizó un análisis wavelet con la herramienta disponible de Torrence y Compo (1998) para el software MATLAB. Esta herramienta tiene un sesgo en la cantidad de energía obtenida hacia las altas frecuencias, por lo que puede producir un espectro de potencia distorsionado, subestimando estos picos. Este sesgo se corrigió normalizando los espectros de potencia mediante la escala correspondiente,



considerando los anchos de banda para cada frecuencia (Liu *et al.*, 2007; conocido también como conservación de varianza). El análisis wavelet de la temperatura en el fondo para anclaje YUC2, durante las mediciones continuas de 2009 a 2013 (Figura 27d), muestra picos significativos de energía entre los 6 y 10 días, durante los meses de invierno (noviembre-febrero), incluyendo el evento de noviembre de 2010, descrito anteriormente como ejemplo.



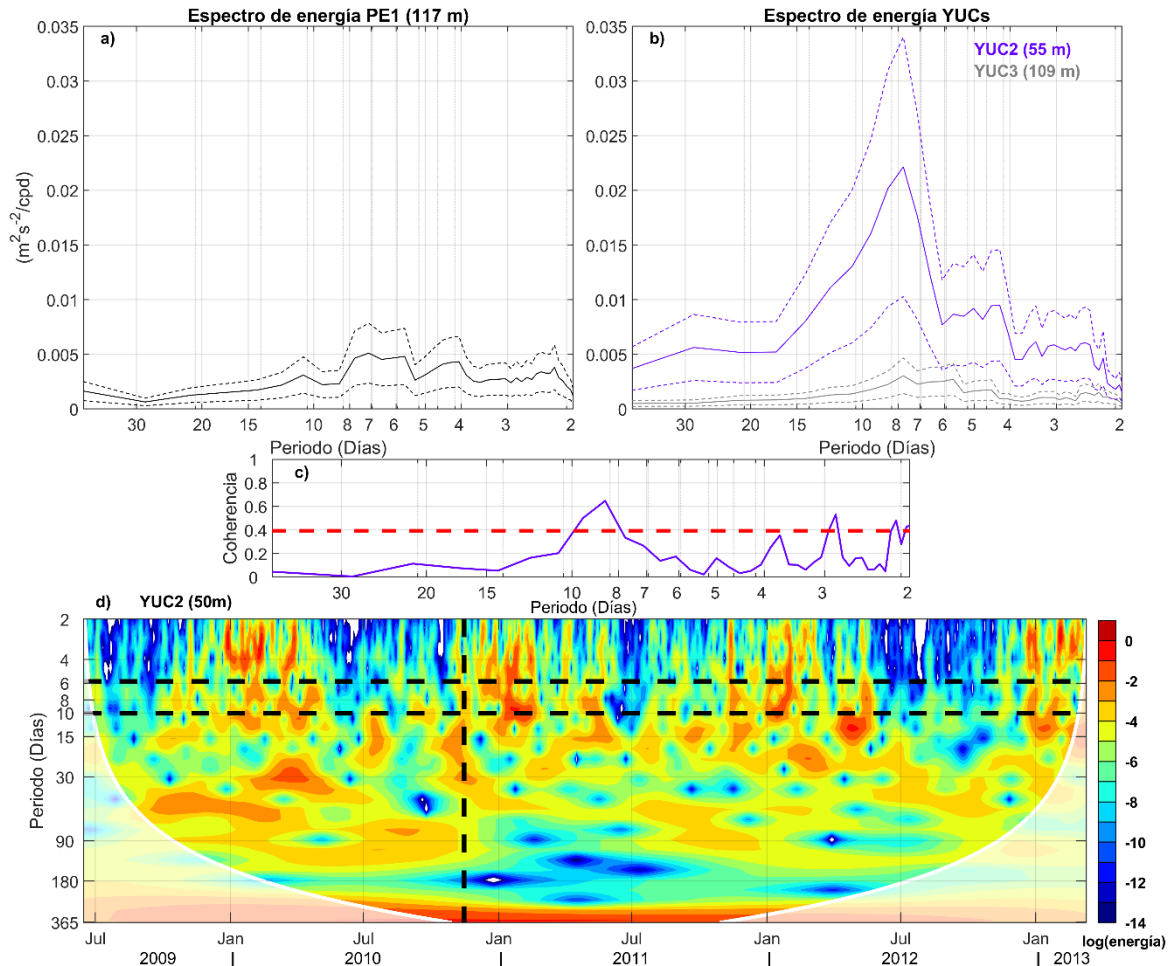
**Figura 25. Temperatura (°C) en el fondo de los anclajes YUC1 (20 m de profundidad), YUC2 (55 m de profundidad) y YUC3 (109 m de profundidad) entre septiembre y febrero (temporada otoño-invierno) de cada año (2008-2014) y el transporte Ekman de fondo correspondiente ( $m^2s^{-1}$ ; línea cian, multiplicado por 2 para mayor claridad). Las correlaciones entre los anclajes YUC1 y YUC2 (negro), así como para YUC2 y el transporte Ekman de fondo (cian) se indican para cada período de otoño-invierno.**



**Figura 26. Perfiles de velocidad a lo largo del canal de Yucatán ( $\text{ms}^{-1}$ ) del 15 al 26 de noviembre de 2010 (evento de surgencia de otoño-invierno, W). Se indican las posiciones de los anclajes YUC1, YUC2 y YUC3 (puntos negros); la ubicación de los anclajes utilizados para la interpolación de los perfiles de velocidad se indica mediante las líneas negras verticales. El núcleo de la corriente de Yucatán está definido por la isóbata de  $0.8 \text{ ms}^{-1}$  (línea negra).**

La señal de 6-10 días, observada en las series de tiempo de temperatura, TEk de fondo y de velocidad sobre el quiebre de la plataforma, durante los meses de otoño-invierno, coincide con el período reportado para las CTWs (Dubranna *et al.*, 2011; Jouanno *et al.*, 2016). Estas ondas se propagan con la costa a su derecha, desde el norte del golfo de México, pasando por la parte noroeste de la plataforma de Yucatán (PE1) y finalmente ingresando al canal de Yucatán (YUC2 y YUC3). Una vez en el canal de Yucatán, estas ondas podrían estar generando los descensos/ascensos de temperatura de otoño-invierno identificados en este trabajo (Figura 25), posiblemente debido a la elevación/depresión de la termoclina

(Mateos-Jasso, 2009). En otros sistemas de corrientes de frontera oeste, el paso de las CTWs puede inducir aumentos/decrementos en la velocidad de la corriente en el quiebre de la plataforma y variaciones en la temperatura debido a los cambios de la profundidad de la pycnoclina, aunque esta dependencia dinámica aún no está bien definida (Schlosser *et al.*, 2019).



**Figura 27.** Espectros con conservación de varianza de la velocidad perpendicular al canal para los anclajes a) PE1 (a 117 m de profundidad) y b) YUC2 (a 50 m de profundidad) y YUC3 (a 86 m de profundidad) para el período invernal (noviembre/2010 – febrero/2011); c) coherencia obtenida del espectro cruzado entre PE1 y YUC2; se indica la coherencia significativa al 95% (línea roja). d) Wavelet de la temperatura de fondo para YUC2 entre julio de 2009 y febrero de 2013. Está indicada la banda de frecuencia de 6-10 días (líneas negras horizontales), así como el evento de otoño-invierno mencionado como **W** en el texto (línea negra vertical).

### **2.3 Resumen de los forzamientos de la surgencia de Yucatán y su comportamiento estacional**

El mecanismo que genera la surgencia de Yucatán ha sido un tema controversial y difícil de definir sin una serie de tiempo continua de datos *in situ* en la región de Yucatán. En este capítulo, siete años de series continuas de temperatura en el fondo y velocidad en la columna de agua, permitieron probar que las disminuciones de temperatura en la parte oeste del canal de Yucatán están presentes durante todo el año, no solo durante la temporada de primavera-verano, como se reportó anteriormente. Sin embargo, estas disminuciones de temperatura están relacionadas con diferentes mecanismos dinámicos que generan un comportamiento diferente de la temperatura y, por lo tanto, una diferente respuesta biológica a lo largo del año.

Durante los meses de primavera-verano, los eventos de surgencia tienen un desarrollo complejo que depende de un conjunto de mecanismos. Primero, de acuerdo con una diferencia positiva de SLA [GoM-Car], la corriente de Yucatán se acerca a la costa e interactúa con el quiebre de la plataforma, aumentando la fricción con el fondo, lo que produce un pulso negativo de transporte Ekman de fondo que inicia el evento de surgencia. Posteriormente, la diferencia de SLA [GoM-Car] disminuye y se vuelve negativa, por geostrofia la corriente se aleja del quiebre de la plataforma aumentando la divergencia y manteniendo la surgencia en el lado oeste del canal durante un largo período de tiempo. En este momento se observa una contracorriente subsuperficial sobre la plataforma, asociada a un transporte de Ekman de fondo hacia afuera de la plataforma (hundimiento), sin embargo, la intensidad de este transporte no es suficiente para inhibir la surgencia y ésta se logra mantener debido a la divergencia de la corriente de Yucatán en conjunto con el aumento de la velocidad en el núcleo, asociado a una diferencia de SLA [Cuba-Yuc] positiva y en consecuencia, una inclinación de las isotermas. Esta contracorriente se observa en el 85% de los 16 eventos de surgencia registrados durante los meses de primavera-verano entre 2008 y 2014. Esta circulación es consistente con la formación/generación de un remolino ciclónico sobre la parte interior (ciclónica) de la corriente. Adicionalmente, los vientos del sureste favorables a surgencia pueden incrementar la pendiente de la termoclina aumentando la intensidad del evento de surgencia en la plataforma. Además, al norte del canal de Yucatán

(~ 22.38°N) sobre la “meseta”, existe evidencia de un ciclón que aparentemente provocó el ascenso de agua fría en este punto, de manera previa y adicional a la surgencia observada en el canal. La relación entre las circulaciones ciclónicas en los dos sitios requiere de estudios adicionales basados en series de tiempo más largas sobre la “meseta”, para confirmar el mecanismo bajo el cual se generan los eventos de surgencia en esta zona.

Los eventos de surgencia observados durante los meses de otoño-invierno presentan una duración menor, con oscilaciones en la temperatura cercana al fondo sobre la plataforma de Yucatán de entre 6 y 10 días. Estas disminuciones de temperatura aparentemente se relacionan con el paso de “Nortes” y la presencia de ondas atrapadas CTW a lo largo del canal de Yucatán, forzadas por los eventos intensos de viento del norte, que son comunes en el golfo de México durante esta temporada. Estas oscilaciones también fueron observadas en las series de velocidad y transporte de Ekman de fondo, no solo sobre el quiebre de la plataforma en el canal de Yucatán, sino también sobre la región denominada la “meseta”.

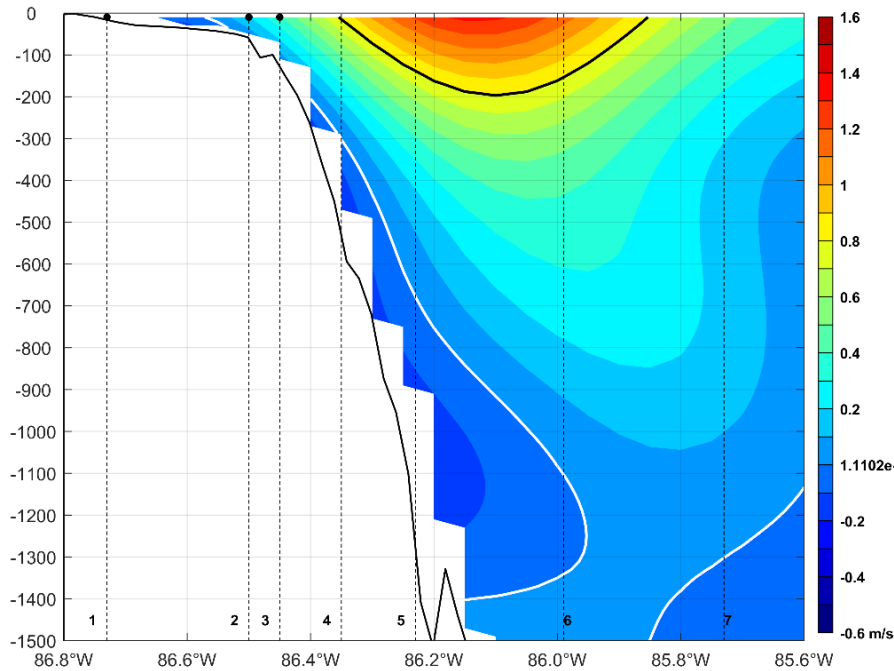
Si bien los descensos de temperatura sobre la plataforma están presentes durante todo el año, los mecanismos dinámicos que los originan son significativamente diferentes para los meses de primavera-verano y los de otoño-invierno. Claramente, los eventos de surgencia de primavera-verano que involucran un conjunto de mecanismos y una interacción significativa de la corriente de Yucatán con el fondo de la plataforma, son más intensos y duraderos, lo que desencadena una respuesta biológica más intensa sobre la parte oeste del canal y al norte de la plataforma de Yucatán.

### **CAPÍTULO 3: Contracorriente subsuperficial de Yucatán**

La contracorriente subsuperficial de Yucatán ha sido poco estudiada, a pesar de que se ha reportado desde los primeros estudios relacionados con la surgencia de Yucatán (Ruiz-Rentería, 1979; Merino 1997). En el capítulo anterior, esta contracorriente subsuperficial se discutió como elemento importante presente durante el desarrollo de la surgencia, ya que se observó durante el 85% de los eventos de surgencia de primavera-verano.

La contracorriente cerca de Yucatán se presenta como un flujo hacia el Caribe, en sentido contrario a la corriente de Yucatán, cercano al fondo sobre el quiebre de la plataforma oeste de Yucatán (Figura 28), es decir, con la componente de velocidad a lo largo del canal de Yucatán es negativa ( $v < 0$ ). La profundidad de esta contracorriente varía en el tiempo y en la zona donde se observa sobre la plataforma, incluso puede llegar a alcanzar niveles superficiales, incluida la parte más somera del canal (YUC1). Existe un flujo medio negativo a profundidades mayores a 200 m que también es muy variable en tiempo y extensión vertical (desviación estándar mucho mayor que el promedio), y que incluso podría estar relacionado con la contracorriente más superficial, ya que en ocasiones estos dos flujos llegan a unirse (Ochoa *et al.*, 2001; Sheinbaum *et al.*, 2002). Por lo tanto, un aspecto importante a considerar es la complejidad para delimitar la contracorriente que puede presentarse en partes más someras sobre la plataforma continental y el quiebre de la misma (por arriba de 200 m) y las contracorrientes profundas (Sheinbaum *et al.*, 2002), así como entender si existe alguna conexión entre ellas.

En este capítulo se presenta un análisis detallado de la contracorriente por encima de los 200 m de profundidad, mostrando una descripción de su comportamiento a lo largo del año, así como su origen y trayectoria. Además, se presenta un análisis de su relación con la temperatura cercana al fondo, enfocado en los eventos de surgencia de primavera-verano analizados en capítulos anteriores.



**Figura 28. Velocidad de la corriente ( $\text{ms}^{-1}$ ) perpendicular al canal de Yucatán (plano x-z) para el 13/febrero/2013. Las velocidades negativas ( $v < 0$ ) representan a la contracorriente. La velocidad cero (línea blanca) delimita la contracorriente.**

### 3.1 Descripción de la contracorriente de Yucatán

En la Figura 29 se muestran los diagramas de astillas de la velocidad promedio entre 62 m y 86 m de profundidad, para el anclaje YUC3, ya que estas son las profundidades en las que se observa principalmente la contracorriente. Se seleccionó el anclaje YUC3 como referencia porque comparado con los demás anclajes del oeste del canal, en esta posición se observó un límite entre la dinámica de la corriente de Yucatán y la zona costera, además de la interacción entre el núcleo de la corriente y la contracorriente, como se verá a lo largo de este capítulo. Se observa que la contracorriente está presente cerca del fondo durante la mayor parte del año y presenta principalmente una dirección suroeste. Además, se observa que cerca del fondo existen periodos en los que la velocidad es positiva e intensa ( $v > 0.8 \text{ ms}^{-1}$ ), lo que indica que el núcleo de la corriente de Yucatán se acerca al quiebre de la plataforma, lo suficiente para ser detectado en esta posición. Los diagramas Hövmoller de la velocidad perpendicular al canal, para el anclaje YUC3 durante todo el periodo (2008-2014), muestran el comportamiento de la contracorriente en toda la columna de agua (Figura 30). Se observa

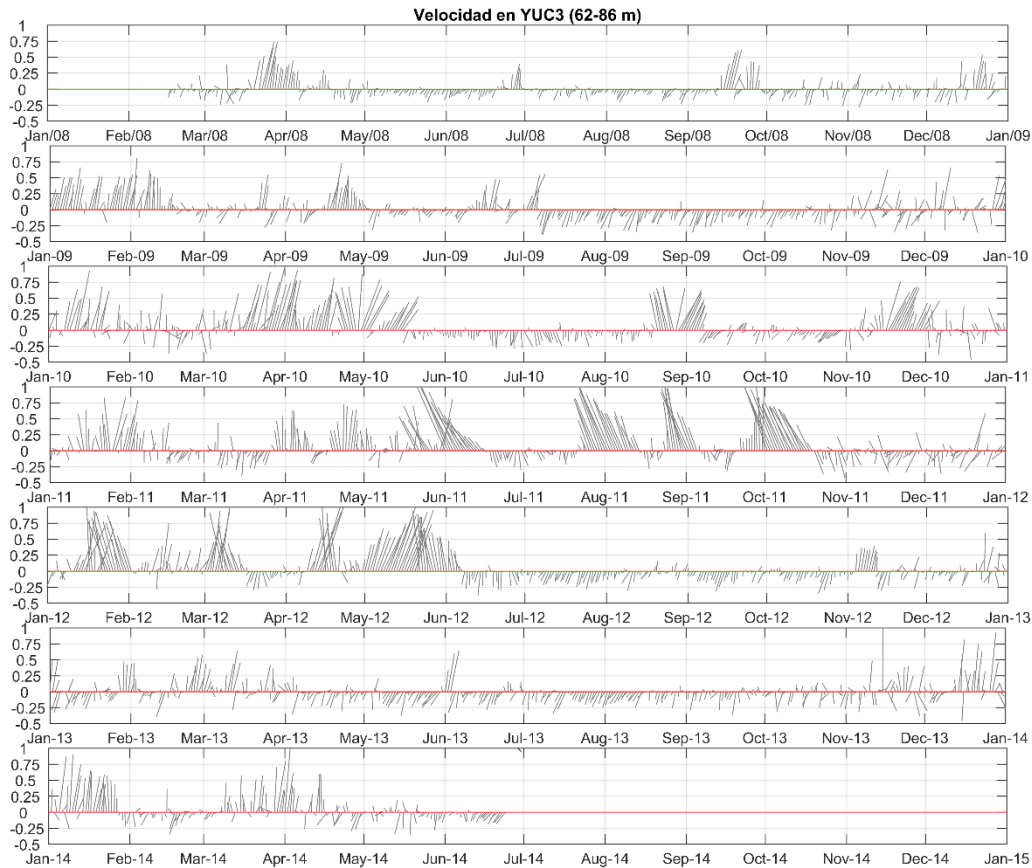
que, aunque la contracorriente está principalmente cerca del fondo (por debajo de 30 m), ésta puede llegar hasta profundidades cercanas a superficie (hasta 5 m). Además, durante otoño-invierno se observan oscilaciones de la velocidad con dirección noroeste-sureste, con periodos entre 6 y 10 días, coincidiendo con la frecuencia de las CTWs. Estos pulsos de contracorriente se observan en toda la columna de agua, y llegan hasta niveles superficiales, alternando el flujo entre corriente (velocidades positivas) y contracorriente (velocidades negativas), en la parte oeste del canal de Yucatán.

Se estableció un criterio para separar y contabilizar los periodos en los que la contracorriente estaba presente en la zona, con el fin de analizar las variables involucradas en su origen y dinámica. El criterio es el siguiente:

- La velocidad perpendicular al canal debe ser negativa ( $v < 0 \text{ ms}^{-1}$ ) y estar presente durante un periodo mayor a 3 días.
- Si la velocidad negativa cambia a positiva, con una duración menor a 3 días y una intensidad menor a  $0.8 \text{ ms}^{-1}$ , se considera dentro del mismo periodo de contracorriente. Caso contrario, si se observa un pulso positivo intenso, es decir, asociado a la corriente de Yucatán ( $v > 0.8 \text{ ms}^{-1}$  en profundidades por debajo de los 40 m), entonces en este caso se consideran dos periodos diferentes de contracorriente, aunque ésta haya sido interrumpida por un periodo menor a 3 días.

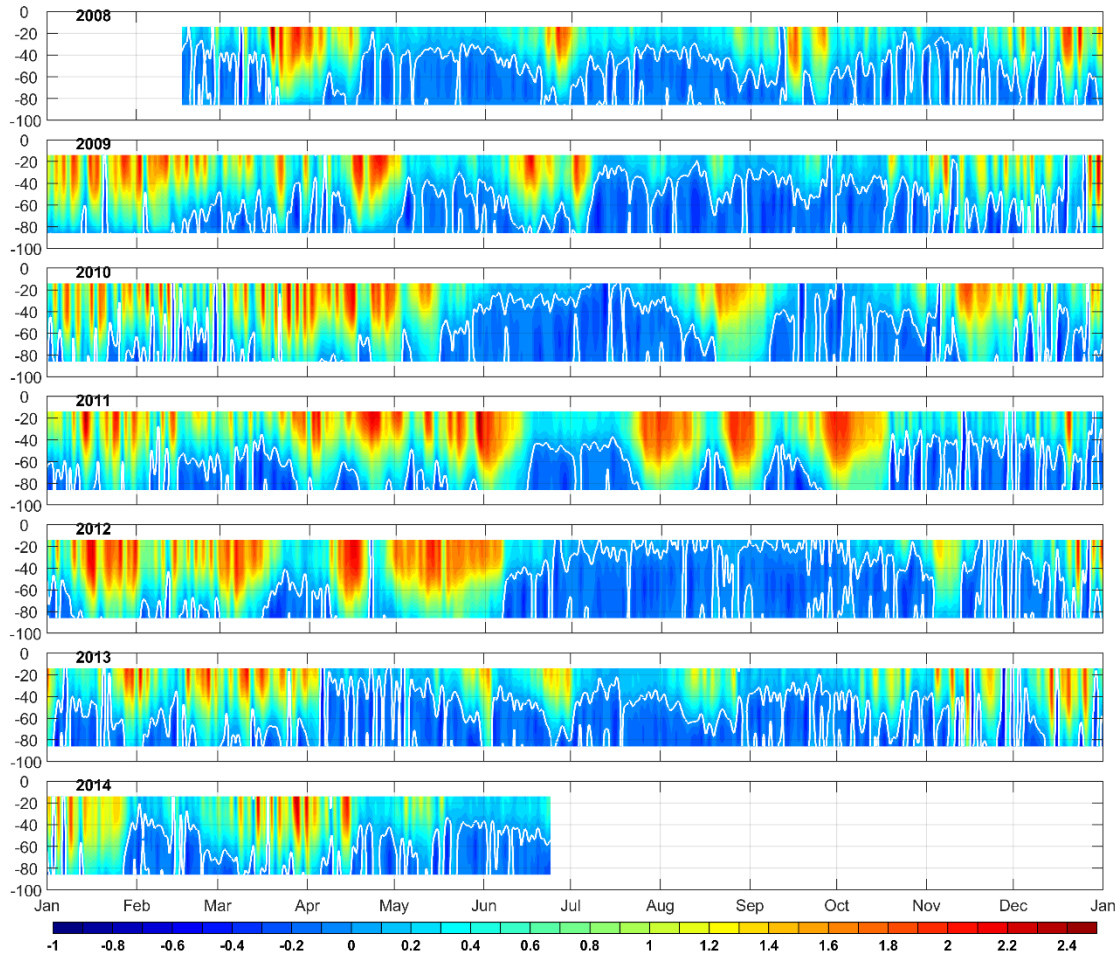
Siguiendo el criterio establecido se contabilizaron 147 periodos con los datos filtrados a 48 h, la mayoría de ellos (113 de los 147) con una duración entre 3 a 10 días, es decir, dentro de las altas frecuencias. La velocidad máxima de la contracorriente que se registró es de  $-0.7 \text{ ms}^{-1}$ . Dado que el objetivo de este análisis es determinar los factores dinámicos que contribuyen al origen de la contracorriente, para evitar confundir oscilaciones de alta frecuencia (6-10 días), posiblemente asociadas con ondas dentro de un mismo evento de contracorriente, los datos de velocidad fueron filtrados a 10 días, eliminando principalmente las frecuencias asociadas a las CTWs (meses otoño-invierno; Figura 31). En el capítulo anterior se discutió que las CTWs son una componente importante para la región; sin embargo, el estudio de estas ondas y su relación o efecto en las corrientes de la zona no entra dentro de los objetivos de este capítulo.



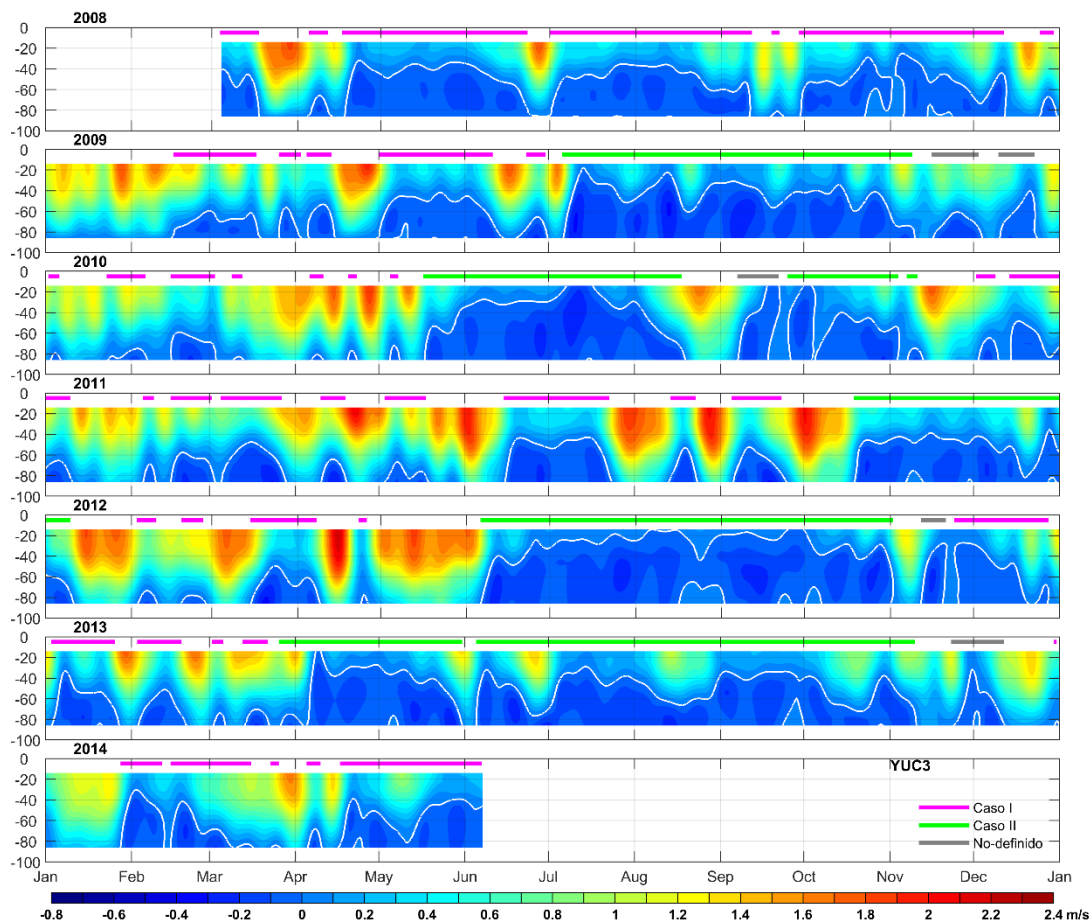


**Figura 29. Astillas de velocidad de la corriente ( $\text{ms}^{-1}$ ) promedio entre 62-86 m del anclaje YUC3 para el periodo 2008-2014.**

En la Figura 31 se muestran los datos de velocidad perpendicular al canal filtrados a 10 días. Una vez eliminadas las oscilaciones de alta frecuencia (periodos menores a 10 días), se contabilizaron 57 periodos de contracorriente, utilizando el mismo criterio descrito anteriormente. De estos 57 periodos, 30 ocurrieron durante los meses de primavera-verano y 27 en los meses de otoño-invierno, con una duración en el rango de 3 a 25 días para el 70% de los eventos (Tabla 4), sin observarse diferencias en su comportamiento a lo largo del año. Con base en lo anterior, se concluye que la contracorriente no tiene una estacionalidad, ni presenta una frecuencia definida o una duración específica de los periodos en los que se observa.



**Figura 30. Diagrama Hovmöller de la velocidad perpendicular al canal ( $v$ ) en toda la columna de agua para el anclaje YUC3, un panel por año desde 2008 hasta 2014. Las velocidades negativas ( $v < 0$ ) representan a la contracorriente, delimitada por la velocidad cero (línea blanca).**

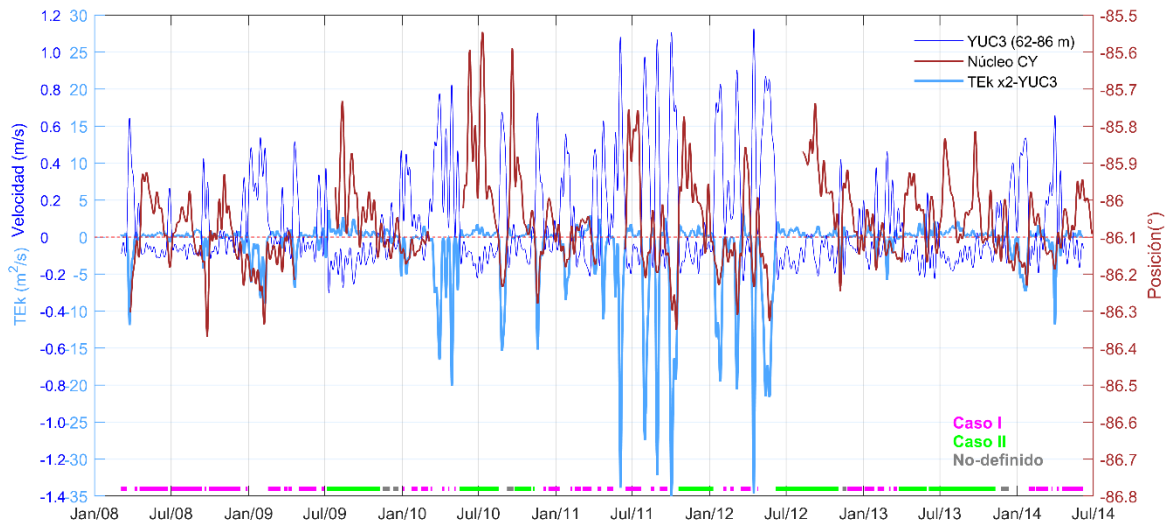


**Figura 31. Diagrama Hovmöller de la velocidad perpendicular al canal filtrada a 10 días ( $\text{ms}^{-1}$ ) en toda la columna de agua para el anclaje YUC3, un panel por año desde 2008 hasta 2014. Las velocidades negativas ( $v < 0$ ) representan a la contracorriente. La velocidad cero (línea blanca) delimita la contracorriente.**

**Tabla IV. Conteo de periodos de contracorriente de baja frecuencia en el periodo 2008-2014**

Duración (Días)	Número de periodos de contracorriente		
	Primavera-Verano	Otoño-Invierno	Todos
3 a 25	20	20	40
26 a 50	3	4	7
51 a 75	3	1	4
76 a 100	2	1	3
101 a 125	0	0	0
126 a 158	2	1	3
Total	30	27	57

Durante los 57 periodos de contracorriente de baja frecuencia, la velocidad máxima alcanzada fue de  $-0.34 \text{ ms}^{-1}$ . En promedio, se mantuvo por debajo de los 30-40 m de profundidad (en los anclajes YUC3 y YUC2). En la zona somera (YUC1), el 40% de los periodos de contracorriente llegan a la superficie, aunque justo en este anclaje las velocidades tienen una menor intensidad (máximo de  $-0.20 \text{ ms}^{-1}$ ), lo cual podría deberse a la fricción con el fondo. Se comparó la posición del núcleo de la corriente de Yucatán con la velocidad perpendicular al canal promediada entre 62-86 m para YUC3, así como con el TEk calculado sobre YUC3 a 35 m del fondo (Figura 32). Se observa que cuando el núcleo de la corriente de Yucatán se encuentra cerca de la parte oeste del canal (cerca de  $86.2-86.4^{\circ}\text{O}$ ) la velocidad promedio cercana al fondo y en toda la columna de agua es positiva, lo cual es de esperarse, ya que indica que el núcleo está cerca del quiebre de la plataforma (junio/2011; Figura 32). Cuando el núcleo de la corriente se aleja del quiebre de la plataforma, i.e., se mueve hacia el este ( $85.6-86.0^{\circ}\text{O}$ ), la velocidad cercana al fondo en YUC3 se vuelve negativa, es decir, se presenta la contracorriente (Figura 32). Además, cuando se observa la contracorriente el transporte de Ekman de fondo es positivo, lo que estaría asociado a un hundimiento en este punto del quiebre de la plataforma; sin embargo, como se vio en el capítulo anterior, es posible que, bajo condiciones de divergencia, también asociadas a la separación de la corriente de Yucatán en primavera-verano, se observen condiciones netas de surgencia. Es importante resaltar que, la contracorriente subsuperficial se presenta como resultado de movimientos longitudinales de la corriente de Yucatán del orden de 10 km, es decir, no es necesario que el núcleo se aleje considerablemente de la plataforma, como en el caso de la surgencia en primavera-verano, donde se observan movimientos longitudinales del orden de 40 km. Se determinó que para que la contracorriente se presente, es suficiente que el movimiento longitudinal de núcleo sobrepase los  $86.1^{\circ}\text{W}$ . Por lo tanto, estos resultados indican que el movimiento longitudinal del núcleo de la corriente de Yucatán determina la presencia de la contracorriente a lo largo del año. Además, considerando los resultados del capítulo anterior, la presencia de la contracorriente también podría relacionarse con la formación de un ciclón en el lado oeste de la corriente de Yucatán, asociado igualmente a la separación de la corriente de la costa, ya sea en la zona del canal o hacia el norte, cerca de la meseta.



**Figura 32. Serie temporal de la velocidad promedio entre 62 y 86 m de profundidad para YUC3 ( $\text{ms}^{-1}$ ; línea azul), transporte de Ekman de fondo a 86 m de profundidad en YUC3 ( $\text{m}^2\text{s}^{-1}$ ; línea cian, multiplicado por 2 para mayor claridad) y la posición del núcleo de la corriente de Yucatán ( $^{\circ}\text{W}$ ).**

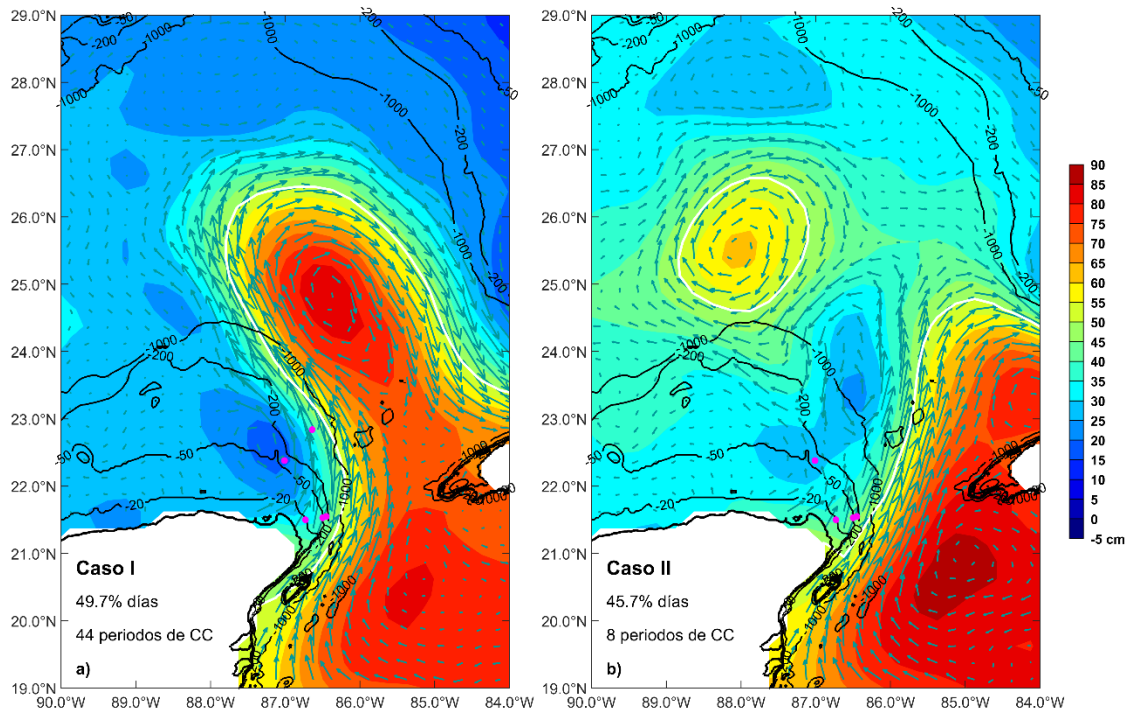
Se analizaron los datos de MADT y velocidades geostróficas con el fin de encontrar una relación entre la presencia de la contracorriente y el comportamiento en superficie de la corriente de Yucatán y la corriente de Lazo. Aunque los datos de AVISO para la zona somera de la plataforma norte de Yucatán presentan una mayor incertidumbre, asociada a su cercanía con la costa (Sheinbaum *et al.*, 2016), las estructuras observadas en toda la región a partir de estos datos (remolinos ciclónicos), son coherentes con la dinámica descrita en la zona, mostrando coherencia con otras variables independientes como la SST y la vorticidad calculada a partir de los anclajes (Figura 23), así como con las velocidades medidas en la zona, como se mostrará mas adelante. Para cada periodo de contracorriente se analizó la variación temporal de MADT y velocidad geostrófica, para cada paso de tiempo (datos diarios) y posteriormente se calculó el promedio temporal de estas dos variables, considerando cada uno de los periodos de contracorrientes. A partir de este análisis, se encontraron dos comportamientos típicos bien definidos, los cuales serán descritos como Caso I y Caso II; además de cinco periodos de contracorriente que no presentaron un comportamiento bien definido. Se realizaron compuestos de cada uno de estos casos, considerando el promedio temporal de todos los periodos de contracorriente en que se

observó el comportamiento correspondiente al Caso I y al Caso II (Figura 33); se calculó el porcentaje de días en los que cada caso estaba presente, con respecto al número total de días en los que se observó la contracorriente para los años analizados (2008-2014).

En el Caso I (Figura 33a) se observa un estadio de la corriente de Lazo extendida, similar al que se observa previo a la liberación de un remolino (Schmitz, 2005); se observa un flujo de retorno en la parte sur de la misma (justo al norte del canal de Yucatán) con vectores que indican un flujo de pequeña magnitud entre el brazo este y el brazo oeste de la corriente de Lazo (22.0°N, 86.5° O). Además, se observa una disminución de MADT (un núcleo de 20 cm), sobre la plataforma de la Península de Yucatán, al oeste de la “meseta”. Esta disminución podría estar asociada a un remolino ciclónico, dada la cercanía a la costa en una zona con profundidades menores a 200 m, es importante ser cautelosos con respecto a la interpretación de los datos de MADT. Sin embargo, este caso se observó en 44 periodos de contracorriente medida con los anclajes, lo que representan el 49.7% del tiempo total en el que se presentó dicha contracorriente (783 días). La mayoría de los periodos que se comportan conforme al Caso I son de corta duración, con un promedio de  $18 \pm 2.8$  días ( $\sigma = 18.7$  días). Sin embargo, hay tres periodos de contracorriente que duran entre dos y tres meses: 67, 74 y 83 días. La intensidad máxima promedio de la contracorriente en este caso fue de  $-0.15 \text{ ms}^{-1}$  ( $\sigma = 0.08 \text{ ms}^{-1}$ , con máximos puntuales de  $0.34 \text{ ms}^{-1}$ ).

En el Caso II (Figura 33b) la corriente de Lazo se encuentra en posición retraída (Schmitz, 2005), es decir, en dirección “directa” entre el canal de Yucatán y el estrecho de Florida, mientras que en la plataforma este de la Península de Yucatán se observa un remolino ciclónico, muy cerca de la zona de la “meseta”. Este remolino podría estar relacionado con un Remolino Frontal de la corriente de Lazo (LCFE, por sus siglas en inglés; Oey, 2007). Este estadio es representativo de la reciente liberación de remolinos por la corriente de Lazo (Schmitz, 2005; Hall & Leben, 2016), que comúnmente se asocia a la presencia de remolinos ciclónicos al este y/o al oeste de dicha corriente observados en zonas de mayor profundidad (Schmitz, 2005). El Caso II se presentó en solo 8 periodos de contracorriente, sin embargo, estos representan el 45.7% de los días totales de contracorriente, ya que la duración de estos periodos es mayor con respecto al Caso I, en promedio la duración fue de  $90 \pm 18.9$  días ( $\sigma = 53.4$  días). En cuanto a la intensidad de la contracorriente, se observó un valor máximo

promedio de  $-0.24 \text{ ms}^{-1}$  ( $\sigma = 0.06 \text{ ms}^{-1}$ , con máximos puntuales de  $0.32 \text{ ms}^{-1}$ ). Es decir, en promedio la contracorriente es más intensa durante los periodos más prolongados (Caso II), comparados con los periodos más cortos (Caso I).



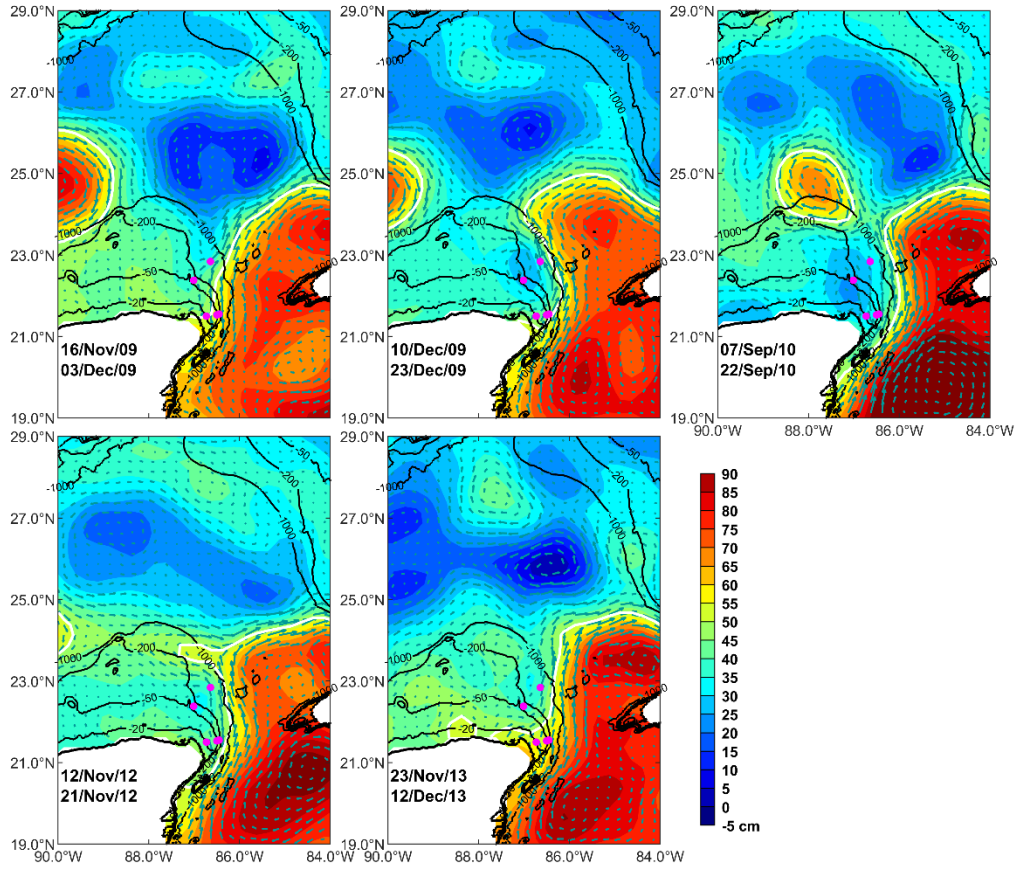
**Figura 33. Compuestos de velocidad geostrófica ( $\text{ms}^{-1}$ ) y MADT (cm; datos AVISO) para cada uno de los Casos identificados para los periodos de contracorriente. En cada uno se indica el porcentaje de días de cada caso con respecto al total de días de contracorriente en el periodo 2008-2014. La línea blanca delimita el contorno de 50 cm.**

Existen cinco eventos de contracorriente que no presentaron una estructura bien definida (Figura 34). Estos periodos representan el 4.6% de los días totales en los que se observó la contracorriente y parecen ser un estadio de transición entre el Caso I y Caso II, abarcando las diferentes posiciones de la corriente de Lazo que representan periodos de transición entre corriente extendida y retraída (Liu *et al.*, 2016). Además, estos periodos de contracorriente son cortos, comparados con los dos casos anteriores, con un promedio de  $15 \pm 1.7$  días ( $\sigma = 3.8$  días). La intensidad máxima promedio de estos periodos es de  $0.18 \text{ ms}^{-1}$  ( $\sigma = 0.05 \text{ ms}^{-1}$ , con un valor máximo puntual de  $0.24 \text{ ms}^{-1}$ ).

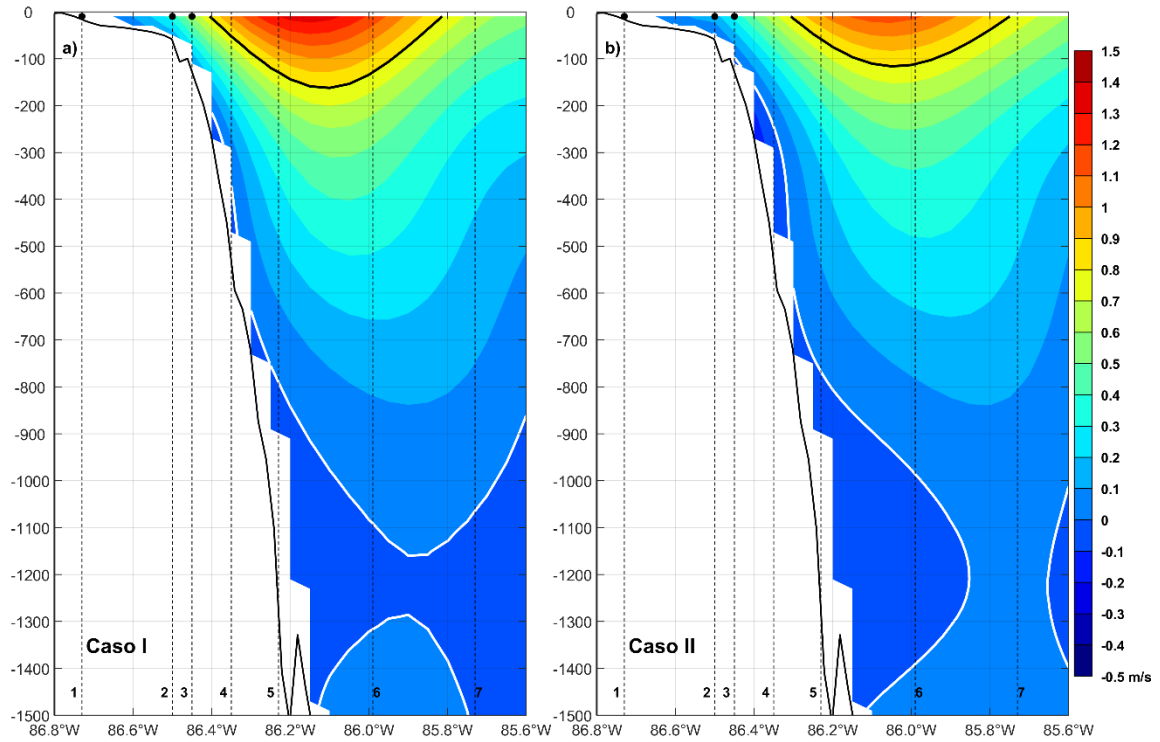
En la Figura 35 se muestran los compuestos de los perfiles de la velocidad *in situ* perpendicular al canal de Yucatán para cada caso. Se observa que para el Caso I (Figura 35a) el núcleo de la corriente de Yucatán está más cerca del quiebre de la plataforma, i.e., el límite oeste de la isotaca de  $0.8 \text{ ms}^{-1}$  se observa a una longitud de  $86.4^\circ\text{W}$ ; comparado con el Caso II, donde el límite oeste de la isotaca de  $0.8 \text{ ms}^{-1}$  se observa  $\sim 10 \text{ km}$  al este, en  $86.3^\circ\text{W}$  (Figura 35b). Además, en el Caso I el núcleo es más intenso ( $1.3 \text{ ms}^{-1}$ ) con respecto al Caso II ( $1.1 \text{ ms}^{-1}$ ). El hecho de que la intensidad promedio del núcleo sea mayor para el Caso I con respecto al Caso II, podría deberse a la duración de los periodos (más días por periodo para el Caso II), lo que permite que haya una mayor variación de la corriente de Yucatán y por lo tanto el promedio se suaviza o disminuye. En los periodos no definidos (Figura 36), no se observa un patrón claro en el perfil de velocidad, ya que no hay similitudes específicas entre ellos y por lo tanto es complicado agruparlos entre sí o con los casos descritos anteriormente.

En la parte superior de la Figura 31 se indica con líneas horizontales a qué Caso pertenece cada periodo de contracorriente, diferenciando por colores el Caso I (en rosa), el Caso II (en verde) y los casos no definidos (en gris). Se observa como los periodos de contracorriente para el Caso II son más prolongados que para los catalogados como Caso I. Además, los periodos correspondientes al Caso II llegan más cerca de superficie que los del Caso I. Aunque se observa una mayor frecuencia de la contracorriente para el Caso II durante los meses de primavera-verano, hay un periodo correspondiente al Caso II en otoño-invierno (Octubre/2011); asimismo el mes en el que inicia la contracorriente varía de un año a otro y no necesariamente coincide con el inicio de surgencia. Los periodos correspondientes al Caso I se observan con una distribución parecida durante todo el año, sin una preferencia estacional. Debido a esto, se concluyó que no hay una estacionalidad en cuanto a la presencia de los casos. De los cinco periodos no definidos, dos ocurren antes de que se desarrolle un Caso I o Caso II; los otros tres presentan un comportamiento similar a un Caso I en la columna de agua, más no así en superficie.

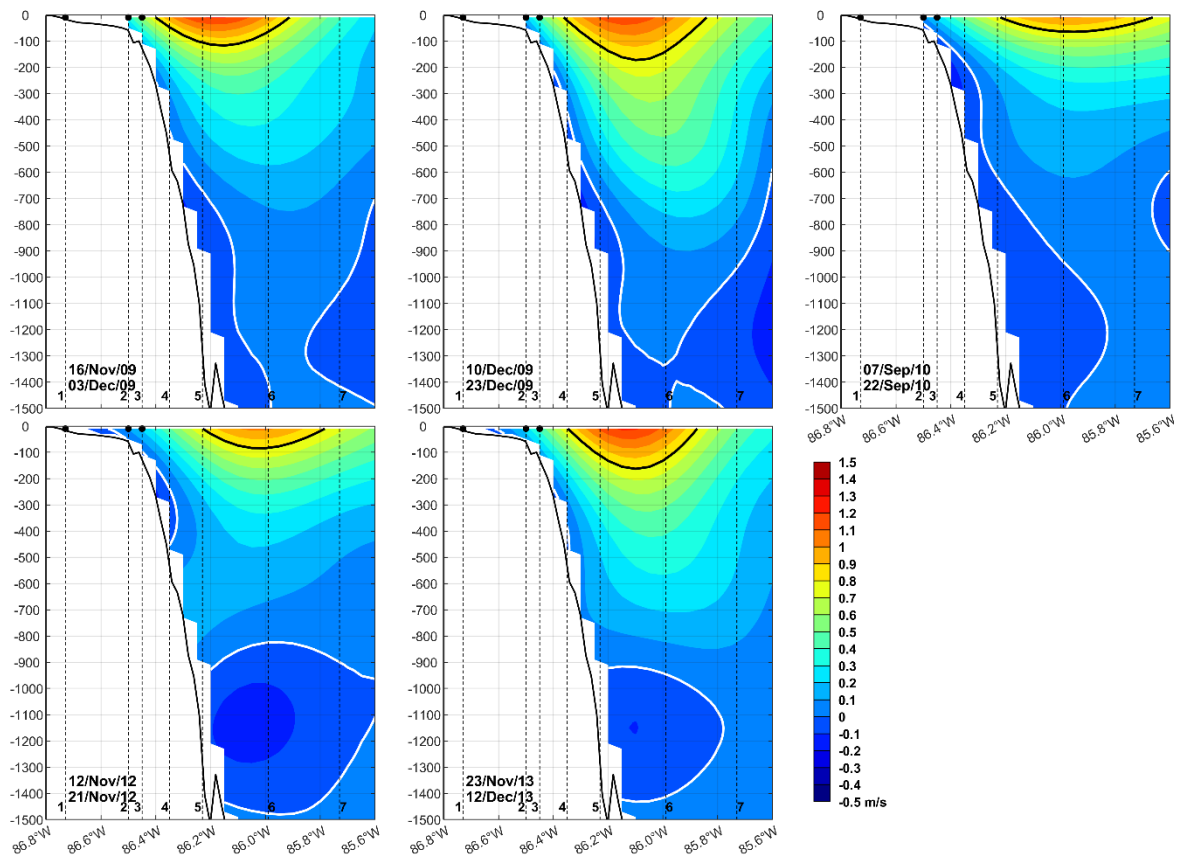




**Figura 34. Velocidad geostrófica (ms-l) y MADT (cm; AVISO) de los periodos de contracorriente clasificados como no definidos. La línea blanca delimita el contorno de 50 cm.**



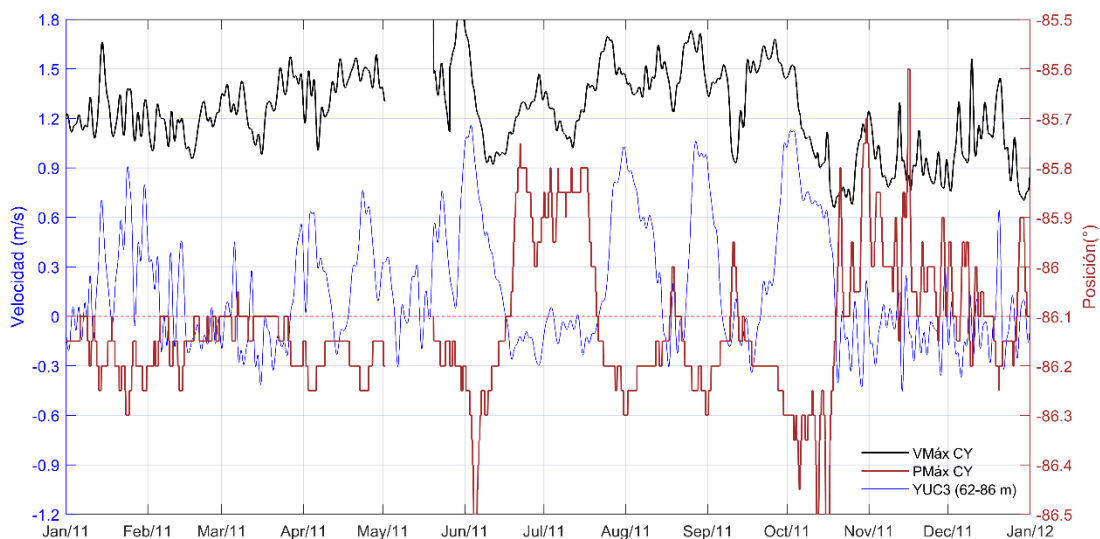
**Figura 35. Compuestos de los perfiles de velocidad perpendicular al canal ( $\text{ms}^{-1}$ ) en el oeste del canal de Yucatán (CANEK) para cada uno de los casos de periodos de contracorriente. Se indican las posiciones de los anclajes YUC1, YUC2 y YUC3 (puntos negros); la ubicación de los anclajes utilizados para la interpolación de los perfiles de velocidad se indica mediante las líneas negras verticales. La velocidad cero (línea blanca) delimita la contracorriente y el núcleo de la corriente de Yucatán está definido por la isóbata de  $0.8 \text{ ms}^{-1}$  (línea negra).**



**Figura 36. Compuestos de los perfiles de velocidad perpendicular al canal ( $\text{ms}^{-1}$ ) en el oeste del canal de Yucatán (CANEK) para cada uno de los periodos “no definidos” de contracorriente. Se indican las posiciones de los anclajes YUC1, YUC2 y YUC3 (puntos negros); y la ubicación de los anclajes utilizados para la interpolación de los perfiles de velocidad (líneas negras verticales). La velocidad cero (línea blanca) delimita la contracorriente y el núcleo de la corriente de Yucatán está definido por la isóbata de  $0.8 \text{ ms}^{-1}$  (línea negra).**

En la Figura 37 se muestran la posición y la velocidad máxima del núcleo de la corriente de Yucatán comparados con la velocidad cercana al fondo, promediada entre 62-86 m para el anclaje YUC3 durante el año 2011, todas las series filtradas a 48 horas. Como ya se había mostrado, la contracorriente aparece cuando el núcleo de la corriente se aleja del quiebre de la plataforma ( $r=-0.56$ ). Se observa que cambios en la intensidad del núcleo también repercuten en cambios en la velocidad cercana al fondo en el anclaje YUC3 ( $r=0.31$ ); cuando el núcleo disminuye su velocidad, la contracorriente se intensifica. En particular, durante otoño-invierno, también se observa que tanto la posición del núcleo de la corriente como su intensidad máxima, presentan variaciones que se ven reflejadas en la presencia de

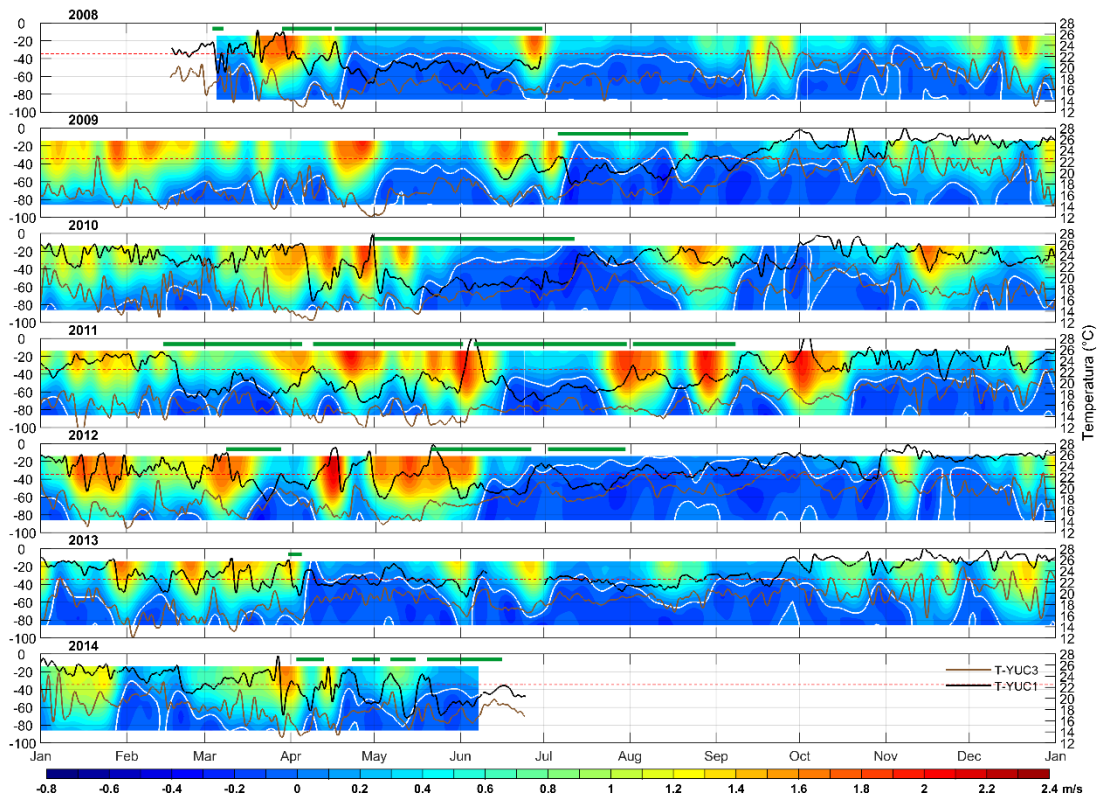
la contracorriente, como se ve en noviembre-diciembre de 2011. Sin embargo, en esta época del año se observa la presencia de las CTWs en el canal. Estas ondas a su vez tienen un efecto en la intensidad de la corriente de Yucatán en frecuencias de 6-10 días, como se mostró en el capítulo anterior, entonces a pesar de que la contracorriente de baja frecuencia se observa hasta enero de 2012, es importante tener en consideración que la señal total presenta oscilaciones de alta frecuencia que parecen representar un factor importante durante estos meses, intensificando y debilitando la velocidad en la parte profunda de la plataforma en el oeste del canal (YUC3); esto se refleja a su vez en la intensidad de la contracorriente, que puede llegar a alcanzar valores de hasta  $-0.76 \text{ ms}^{-1}$  (serie subinercial, filtrada a 48h).



**Figura 37. Serie temporal de la velocidad promedio perpendicular al canal ( $\text{ms}^{-1}$ ; línea azul) entre 62 y 86 m de profundidad en el anclaje YUC3, posición ( $^{\circ}\text{W}$ ; línea café) y velocidad máxima ( $\text{ms}^{-1}$ ; línea negra) del núcleo de la corriente de Yucatán para el año 2011.**

Como se analizó en el capítulo anterior, durante la mayoría de los eventos de surgencia de primavera-verano aparece la contracorriente. La surgencia se mantiene ( $T < 22.5^{\circ}\text{C}$  en YUC1) a pesar de que la contracorriente genera transporte de Ekman de fondo positivo ( $\text{TEk} > 0$ ), que corresponde a un hundimiento (Figura 20). En la Figura 38, se presentan los datos de velocidad en la columna de agua para el anclaje YUC3, comparados con la temperatura en el fondo del mismo anclaje (línea gris) y para YUC1 (línea negra). Cuando la velocidad en YUC3 aumenta, significa que el núcleo de la corriente está cerca del

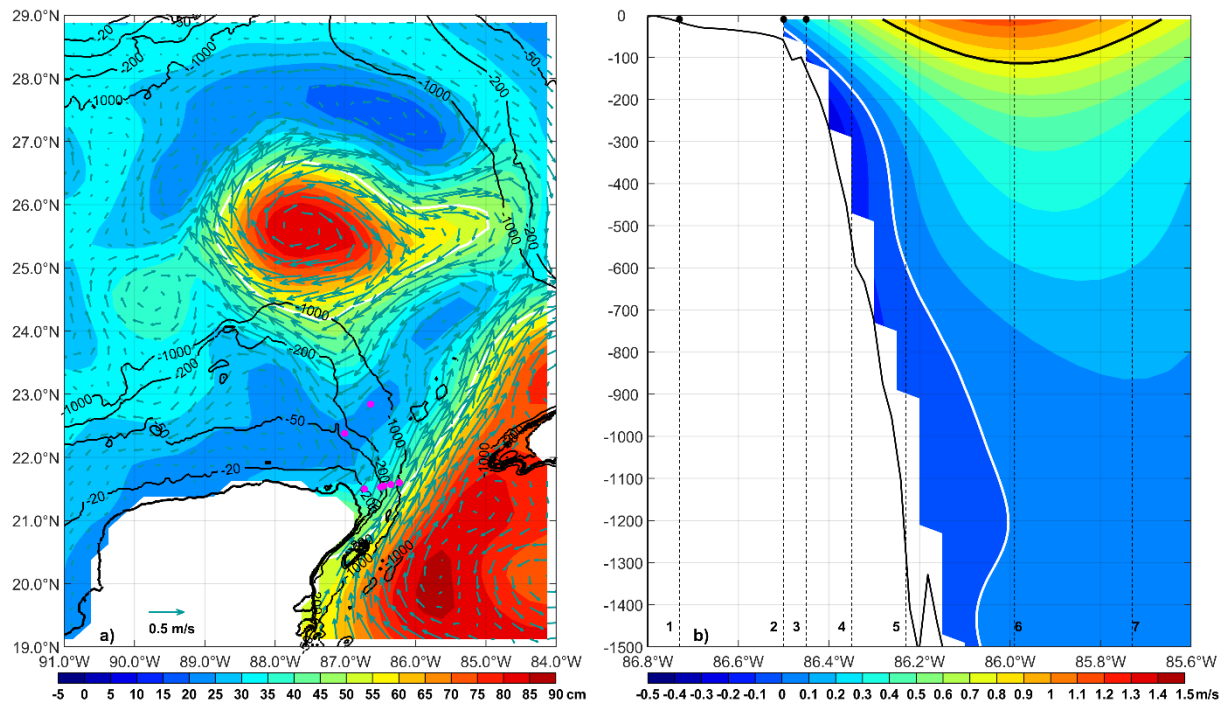
quiebre de la plataforma; se observa que la temperatura disminuye en YUC3 y días después (5-8 días) en YUC1. Cuando la contracorriente se intensifica aumenta la temperatura en el mismo sentido, primero en YUC3 y después en YUC1 (de mar abierto hacia la costa). Esto significa que la temperatura en el fondo responde de manera inversa a la velocidad en el anclaje YUC3, debido al transporte de Ekman de fondo. Durante los eventos de surgencia de primavera-verano (línea verde horizontal), se presenta la contracorriente, sin embargo, se observa que la contracorriente aparece días después de que inicia el evento (en cada evento el número de días varía, desde 1 hasta 6 días). Esto pasa porque la surgencia inicia cuando el núcleo está cerca del quiebre, mientras que la contracorriente se presenta cuando el núcleo se aleja, es decir, días después. Dentro de estos eventos de surgencia, cuando la contracorriente se intensifica, se observa un aumento de la temperatura cercana al fondo en los dos anclajes, sin embargo, este aumento no es suficiente para terminar el evento de surgencia y la temperatura sigue por debajo de 22.5°C en YUC1, debido a la divergencia producida por la separación de la corriente de Yucatán del quiebre de la plataforma, como se demostró en el capítulo anterior. Con el análisis anterior se confirma que a pesar de que la presencia de la contracorriente genera  $TE_k > 0$  y con ello aumento en la temperatura, la surgencia de primavera-verano ocurre porque el mecanismo no solo depende del transporte de Ekman de fondo, sino de un conjunto de mecanismos que además hacen que ésta sea más intensa y se mantenga a pesar del  $TE_k$  positivo ocasionado por la contracorriente.



**Figura 38. Diagrama Hovmöller de la velocidad a lo largo del canal filtrada a 10 días ( $\text{ms}^{-1}$ ) en toda la columna de agua para el anclaje YUC3, un panel por año desde 2008 hasta 2014. Temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) en el fondo del anclaje YUC1 (20 m de profundidad; línea negra) y YUC3 (90 m de profundidad; línea café). Las velocidades negativas ( $v < 0$ ) representan a la contracorriente. La velocidad cero (línea blanca) delimita la contracorriente.**

### 3.2 Caso ejemplo: Periodo de contracorriente mayo-agosto/2010

Durante mayo-agosto de 2010 se presentó un periodo de contracorriente prologado (Figura 31). Este periodo se clasificó como Caso II, por el comportamiento promedio de las estructuras dinámicas durante esos meses. La corriente de Lazo se observa en posición retraída (Figura 39a), con un remolino ciclónico al norte de la corriente de Lazo ( $\sim 85.5^{\circ}\text{O}$ ,  $24.0^{\circ}\text{N}$ ). Se observa un remolino anticiclónico recién liberado por la corriente de Lazo, al norte de la plataforma de Yucatán y a la corriente de Yucatán alejada del quiebre de la plataforma (centrada en YUC6; Figura 39b). La contracorriente está presente en el oeste del canal de Yucatán, cerca del fondo sobre el quiebre de la plataforma continental y hasta profundidades mayores a 1500 m, además el remolino ciclónico se acercó a la zona de la “meseta” durante el periodo en el que se observó la contracorriente, posterior a la liberación del remolino de la corriente de Lazo.



**Figura 39. (a) Velocidades geostróficas (vectores en  $\text{ms}^{-1}$ ) y MADT (contornos en cm) promediados entre el 17 de mayo y el 18 de agosto de 2010 (periodo de contracorriente; Caso II); la línea blanca delimita la isólinea de 50 cm de MADT. (b) Perfil promedio de perpendicular al canal ( $\text{ms}^{-1}$ ) en el oeste del canal de Yucatán (CANEK), para las mismas fechas. La velocidad cero (línea blanca) delimita la contracorriente y el núcleo de la corriente de Yucatán está definido por la isotaca de  $0.8 \text{ ms}^{-1}$  (línea negra).**

Para estos meses (mayo-agosto), se cuenta con datos de los anclajes en la parte noreste de la plataforma de Yucatán (PE1 y PE2), por lo que se analizó el comportamiento de la velocidad en estos dos puntos, a través de la columna de agua con diagramas de astillas realizados para cada profundidad registrada (bin); estos resultados se compararon con los datos de velocidad en los anclajes YUC1, YUC2 y YUC3 (Figura 40). La figura muestra los anclajes desde la parte más profunda sobre el quiebre de la plataforma al norte del canal (110 m en PE2; Figura 40a) hasta la zona cercana a la superficie en el canal (10.5 m en YUC1; Figura 40r), por colores según el anclaje. Se observa que al inicio del periodo (mayo/2010) la velocidad en el fondo de PE2 (Figura 40a) tiene dirección noreste ( $0.30 \text{ ms}^{-1}$  a 110 m de profundidad) y se mantiene así en toda la columna de agua. En PE1 cerca del fondo (107 m; Figura 40b, y 67 m; Figura 40d) la intensidad de la velocidad es menor comparada con PE2 ( $0.20 \text{ ms}^{-1}$ ) y la dirección al inicio de mayo es noreste, cambiando a suroeste a mediados de

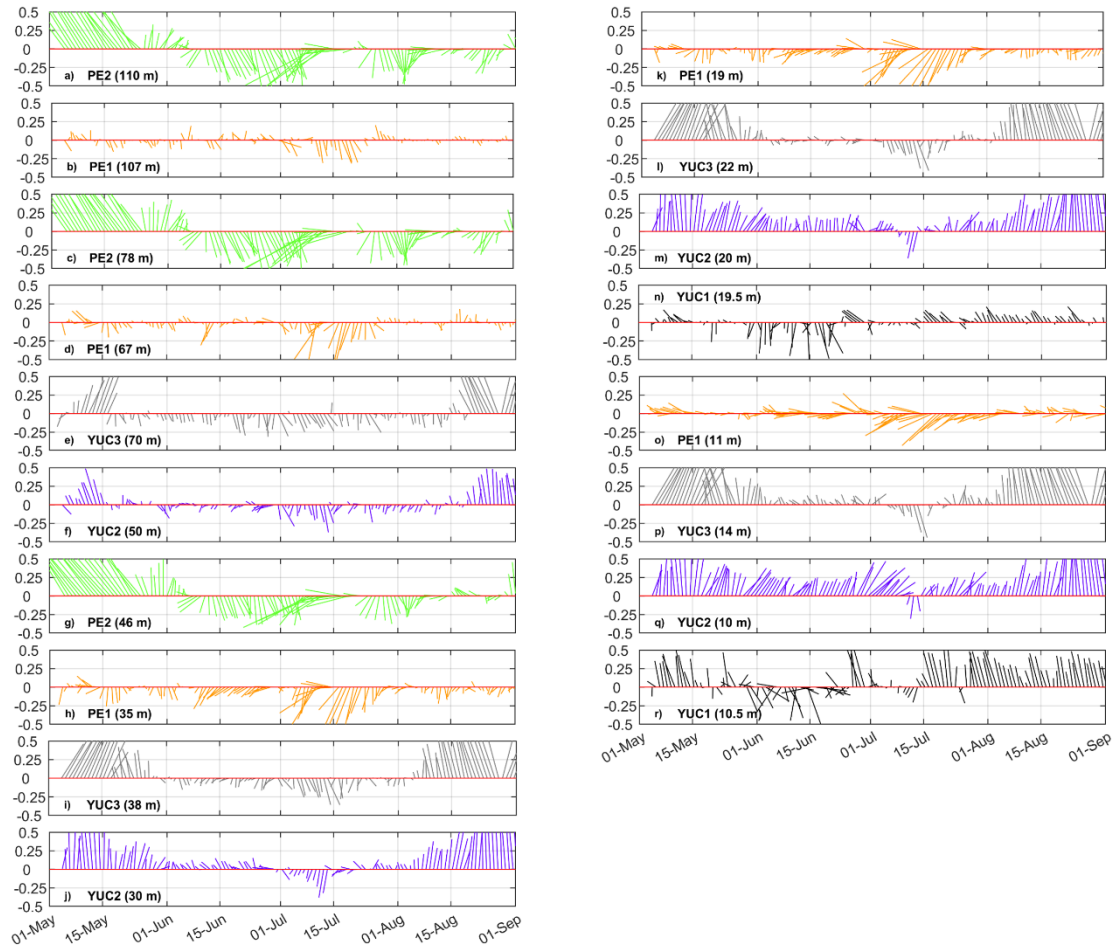


junio, es decir, aparece la contracorriente. Sin embargo, en superficie sobre PE1 (11 m; Figura 40o) la velocidad es principalmente en dirección este. Conforme avanza el periodo, en el fondo de PE2, se ve un giro en las astillas (inicio de junio; Figura 40a, c y g), cambia la dirección y se observa la contracorriente, la cual tiene su máxima intensidad durante julio ( $0.8 \text{ ms}^{-1}$  a 46 m; Figura 40g). Sobre PE1, la velocidad también se intensifica y tiene su máximo igualmente durante julio ( $0.65 \text{ ms}^{-1}$  a 35 m; Figura 40h). Tanto en PE1 como en PE2, la velocidad con dirección sureste-suroeste se observa en toda la columna de agua (Figura 40; colores naranja y verde, respectivamente) y se mantiene así hasta agosto, donde nuevamente cambia hacia el noreste. Sin embargo, cerca del fondo en PE1 (107 m), la velocidad cambia a dirección norte antes, a finales de agosto (Figura 40b), justo cuando se observa el término del periodo de contracorriente en Yucatán (Figura 40e-f). Aunque en niveles más cercanos a la superficie (35m y 19 m; Figura 40h y k) sigue siendo de componente sur.

Sobre los anclajes correspondientes al canal de Yucatán (Figura 40; colores gris, morado y negro), durante mayo de 2010 la velocidad se observa con dirección hacia el norte y conforme avanza este mes, cambia a componente sur-suroeste. Esto se observa primero en YUC3 (Figura 40e) y después en YUC2 (Figura 40f) y desde el fondo (70 m; Figura 40e) hacia niveles más superficiales (38 m; Figura 40i). En el canal, la contracorriente es más intensa en las mismas fechas en las que se observa con mayor intensidad en PE1 y PE2 (inicios de julio; Figura 40b), lo cual corresponde también al momento en el que se observa hasta la superficie (10 m en YUC2; Figura 40q, y 14 m en YUC3; Figura 40p). A finales de agosto la corriente de Yucatán se observa nuevamente cerca del fondo tanto en YUC2 (Figura 40f) como en YUC3 (Figura 40e), con velocidades mayores a  $0.5 \text{ ms}^{-1}$  de componente norte, finalizando el periodo de contracorriente. En el anclaje más somero (YUC1 en color negro; Figura 40n y r), desde finales de mayo se observa la contracorriente tanto en el fondo (20 m; Figura 40n) como cerca de la superficie (10.5 m; Figura 40r), mientras que en los anclajes sobre el quiebre de la plataforma, YUC2 y YUC3, la contracorriente apenas y se observa cerca de la superficie (10m Figura 40p-q) solamente mediados de julio. Estas condiciones se mantienen durante todo junio y hasta mediados de julio, aunque en YUC2 y YUC3 con menor intensidad; solo durante unos días al final de junio, la dirección de la velocidad cambia a



componente norte, con mayor intensidad en superficie. A mediados de julio se termina el periodo de contracorriente y toda la columna de agua vuelve a ser de componente norte (Figura 40n y r).



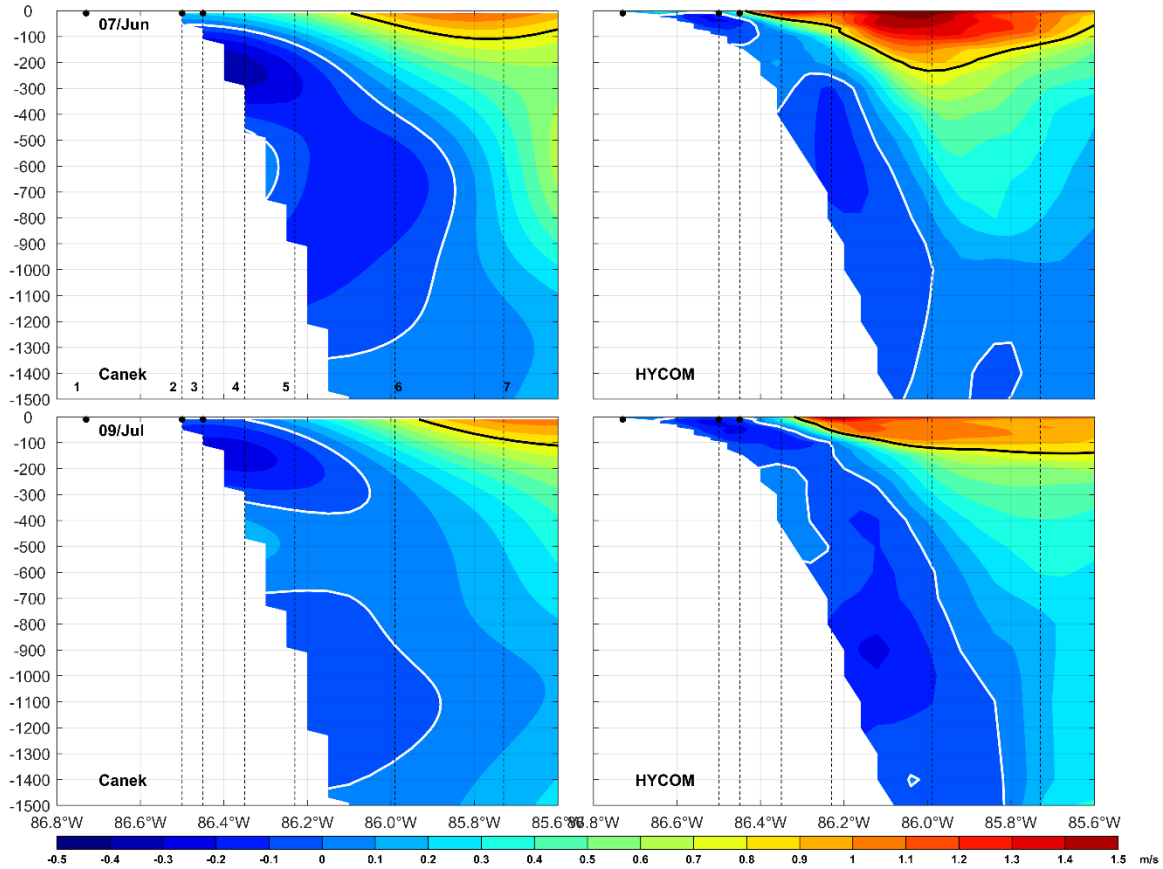
**Figura 40. Astillas de velocidad de la corriente ( $\text{ms}^{-1}$ ) en diferentes profundidades (indicadas en cada panel) en los anclajes YUC1 (negras), YUC2 (moradas), YUC3 (grises), PE1 (naranjas) y PE2 (verdes) para el periodo de contracorriente de mayo 2010 a agosto 2010.**

El análisis de astillas confirma la presencia de la contracorriente desde la zona de la “meseta” (anclajes PE) hasta el oeste del canal de Yucatán (anclajes YUC). Además, el hecho de que las astillas cambien de dirección en sentido antihorario en los anclajes de la “meseta” (PE), desde PE2 hacia PE1 (de noreste a suroeste) indica la presencia de un remolino. Estos resultados verifican con datos *in situ* la presencia de un remolino ciclónico observado en la

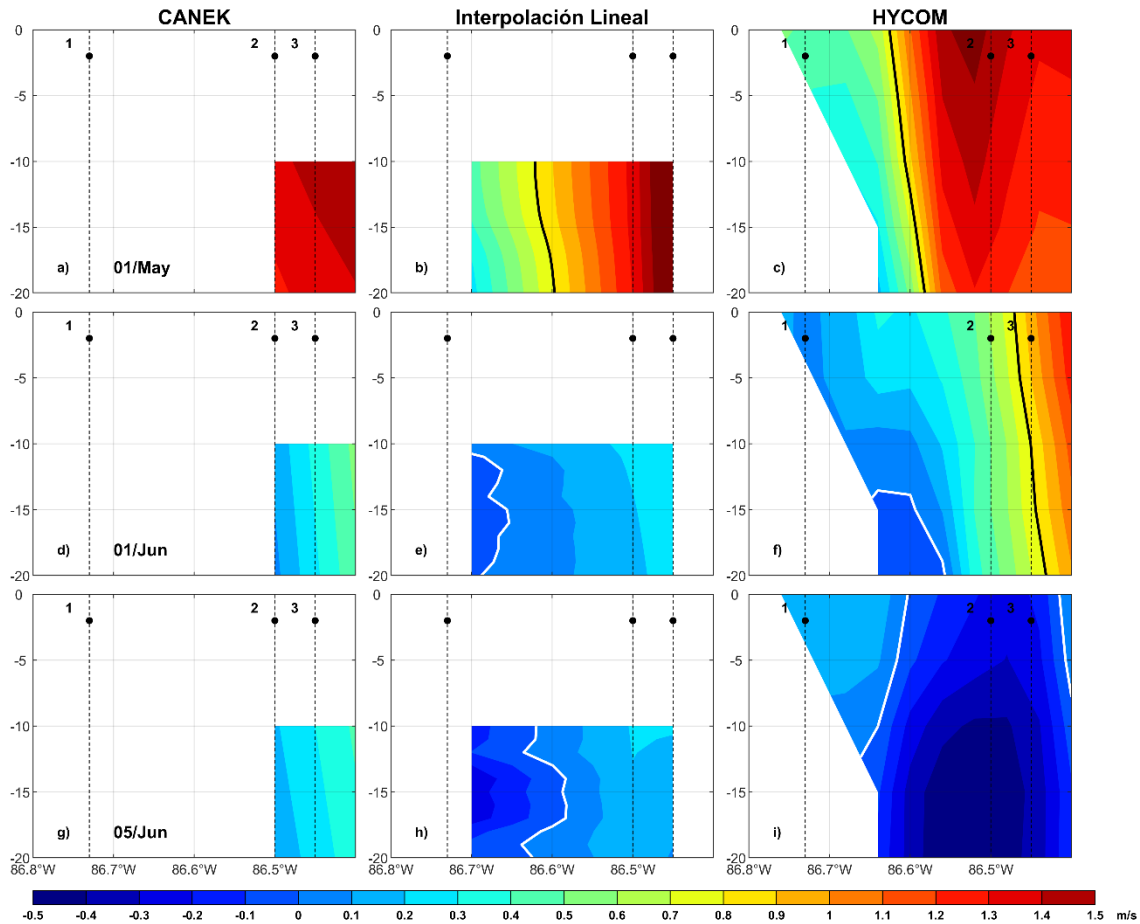
zona de la meseta a partir de velocidades geostróficas de AVISO; aunque este remolino no permanece en esta zona durante todo el periodo de contracorriente, como se ve en los datos de velocidades geostróficas (MADT, no se muestra), cuando se observa la presencia del remolino sobre los anclajes de la “meseta” en las astillas de velocidad (PE1 y PE2; Figura 40), se observa también una intensificación de la velocidad en dirección hacia el canal de Yucatán y la presencia de la contracorriente en el mismo (YUC2 y YUC3; Figura 40). Durante el mes de junio, la contracorriente se intensifica en la zona de la “meseta” y llega hasta la zona del canal de Yucatán, desde la parte profunda en YUC3, hasta la zona somera de la plataforma (YUC1). Durante este mes, ya había condiciones surgencia en el canal de Yucatán (Figura 38). Para el mes de julio, la contracorriente aumenta su intensidad y justo cuando se observa el máximo en intensidad, la contracorriente llega hasta superficie en el canal, coincidiendo con el término del evento de surgencia.

Para entender la relación entre la evolución de la contracorriente y las estructuras dinámicas involucradas con una resolución más fina a la de los datos AVISO, así como con información en la columna de agua, se analizaron los datos de las salidas del modelo HYCOM, disponibles en línea para el este del golfo de México y mar Caribe. En la Figura 41 se muestra una comparación de los perfiles verticales de velocidad, obtenidos a partir del modelo HYCOM con los del mapeo objetivo de los datos CANEK para dos fechas durante el periodo de contracorriente (7/junio y 9/julio de 2010). Los datos de velocidad de HYCOM presentan una corriente de Yucatán más intensa comparada con las observaciones para las dos fechas. Además, con HYCOM la corriente se encuentra más cerca del quiebre de la plataforma que con los datos de CANEK. Sin embargo, el modelo representa bien la posición de la corriente de Yucatán, alejada del quiebre de la plataforma durante la presencia de la contracorriente, como se observa el 9 de julio. Además, parece representar de manera adecuada los periodos en los que está presente la contracorriente y también cuando se acerca a la superficie. Es importante considerar que HYCOM tiene una mayor resolución espacial comparada con el mapeo; por otro lado, el mapeo no abarca la zona somera sobre la plataforma de Yucatán (la posición de YUC1). Sin embargo, se hizo una interpolación lineal de la velocidad perpendicular al canal para las observaciones en la zona somera del quiebre de la plataforma y se corroboró que HYCOM representa de manera adecuada esta parte

faltante en el mapeo (Figura 42). Por lo anterior, se decidió utilizar los datos HYCOM para analizar el periodo de contracorriente entre mayo/2010 y agosto/2010.



**Figura 41.** Perfil de velocidad perpendicular al canal ( $\text{ms}^{-1}$ ) en el oeste del canal de Yucatán durante el 7 de junio de 2010 y el 9 de julio de 2010 con datos CANEK (a y c) y datos HYCOM (b y d). La velocidad cero (línea blanca) delimita la contracorriente y el núcleo de la corriente de Yucatán está definido por la isótaca de  $0.8 \text{ ms}^{-1}$  (línea negra).



**Figura 42. Perfil de velocidad perpendicular al canal ( $\text{ms}^{-1}$ ) en el oeste del canal de Yucatán durante el 7 de junio de 2010 y el 9 de julio de 2010 con datos CANEK (a y c) y datos HYCOM (b y d). La velocidad cero (línea blanca) delimita la contracorriente y el núcleo de la corriente de Yucatán está definido por la isótaca de  $0.8 \text{ ms}^{-1}$  (línea negra).**

A partir de los datos de HYCOM se elaboraron mapas de la velocidad en superficie y de la velocidad promediada entre los niveles de 60-90 m de profundidad (Figura 43a-f). Además, se graficaron mapas de temperatura promedio entre los niveles correspondientes a los 60-90 m de profundidad (40g-i). Estos mapas se hicieron para tres fechas durante el periodo de contracorriente (7/junio, 23/junio y 9/julio de 2010). Para la primera fecha (7/junio; Figura 43a, d y g), la contracorriente ya se encontraba presente en el oeste del canal de Yucatán. En superficie se observa que la corriente de Lazo acaba de liberar un remolino, la corriente de Yucatán presenta dirección noreste y se observa un remolino ciclónico centrado en PE2, sobre la “meseta” (Figura 43a). Entre 60 y 90 m de profundidad se observan las mismas características, sobre todo el remolino ciclónico en la zona de la “meseta”, que se

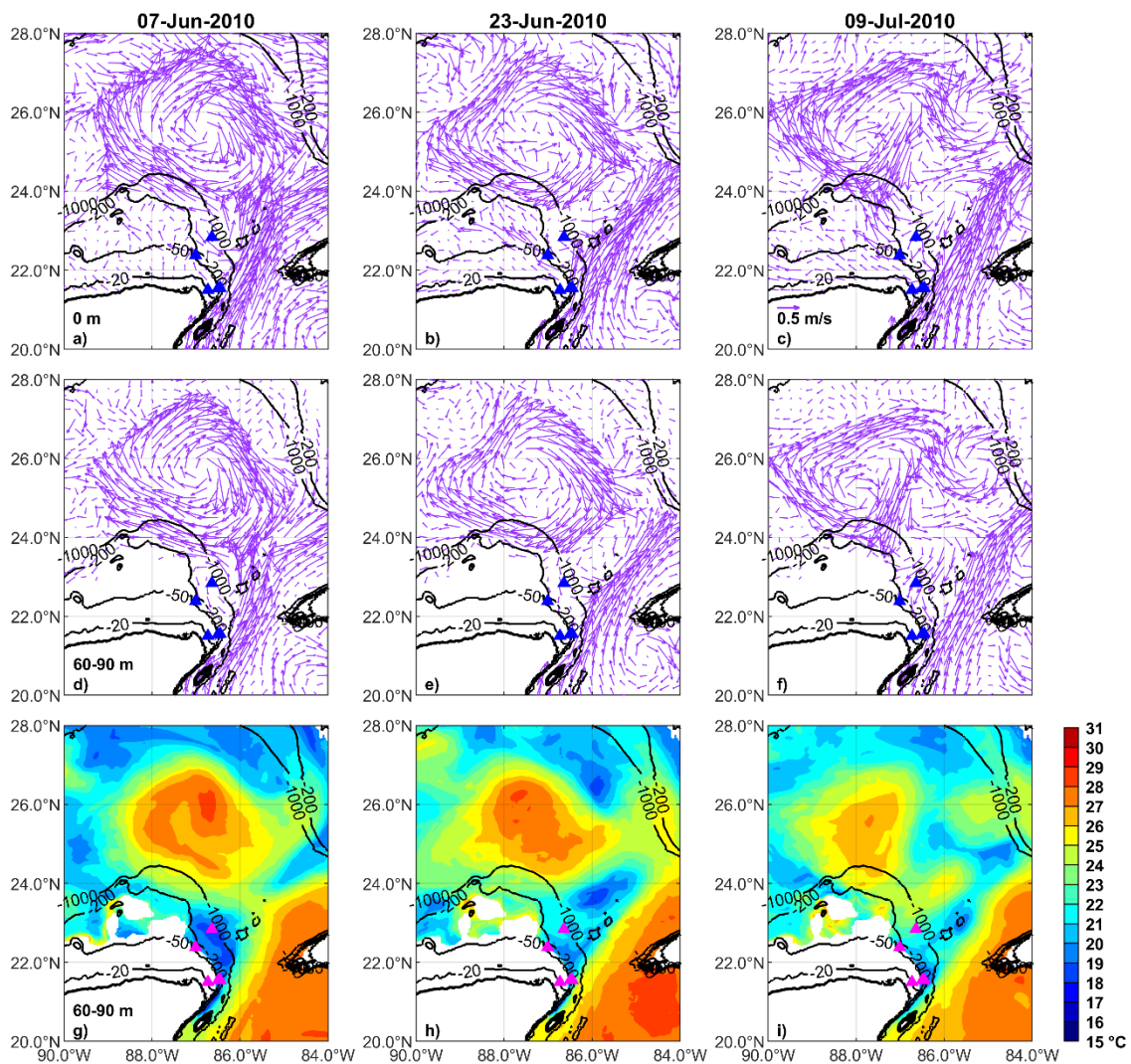
encuentra mejor definido sobre los anclajes PE1 y PE2 (triángulos azules; Figura 43d). Además, se observa una componente de la velocidad paralela a las isóbatas en dirección hacia el canal de Yucatán (sureste), que llega a la posición de los anclajes YUC2 y YUC3. En cuanto a la temperatura (Figura 43g), justo donde se observa el remolino ciclónico con los datos de velocidad, la temperatura es menor que sus alrededores, también se observa agua fría justo en la zona de surgencia, en el oeste del canal de Yucatán.

Para el 23 de junio (Figura 43b, e y h), se observa que la corriente de Lazo está en posición retraída y tanto con los datos de velocidad como con los de temperatura, se observa que el remolino ciclónico se propagó hacia el este, entre el remolino liberado por la corriente de Lazo y la corriente de Lazo (Figura 43b y Figura 43e). Además, se observan velocidades de alrededor de los  $0.2 \text{ ms}^{-1}$  desde la zona de la “meseta” hasta el canal de Yucatan (contracorriente), que no son parte del remolino ciclónico. La temperatura sigue siendo relativamente fría (menor a  $19^{\circ}\text{C}$ ) tanto en la zona de la “meseta”, como en el oeste del canal de Yucatán (Figura 43h), lo que indica que, para esta fecha, el evento de surgencia continúa, lo cual coincide con las observaciones. Sin embargo, las temperaturas más bajas en este momento ( $18^{\circ}\text{C}$ ) están asociadas al remolino ciclónico que se desplazó desde la “meseta” hacia el este (Figura 43h).

El 9 de julio, en los mapas de velocidad (Figura 43c y f) se observa que el remolino ciclónico se dispersó y ya no se ve claramente ni en superficie ni en profundidad. Sin embargo, se observan velocidades en superficie de hasta  $0.4 \text{ ms}^{-1}$  (Figura 43c) en dirección a la “meseta” desde la zona de separación entre la corriente de Lazo y el remolino anticiclónico. Este flujo de velocidad, que representa a la contracorriente, va siguiendo la forma de las isóbatas, hacia el canal de Yucatán en profundidad y conserva la misma magnitud en el fondo ( $0.4 \text{ ms}^{-1}$ ; Figura 43f). Además, posterior a esta fecha se observó que, como se demostró anteriormente con los datos *in situ* de los anclajes, se ve que el periodo de contracorriente continúa e incluso, llega hasta superficie durante esta fecha (Figuras 31 y 38). En cuanto a la temperatura (Figura 43i), aún se presentan temperaturas bajas asociadas al remolino ciclónico en la zona de separación del remolino anticiclónico y la corriente de Lazo ( $19^{\circ}\text{C}$ ). Sobre la zona de la “meseta” y en el oeste del canal de Yucatán, la temperatura ha

aumentado ligeramente (20°C; Figura 43i). En esta fecha el evento de surgencia ya había terminado como lo muestran los datos *in situ* (Figura 38).

De esta forma se evidencia con el modelo HYCOM la presencia del remolino ciclónico al norte del canal de Yucatán, sobre la zona de la meseta, observado previamente con los datos de MADT (Figura 37). Este remolino ciclónico con dimensiones aproximadas de ~80 km, tiene un efecto en el ascenso de agua fría hacia la superficie en la meseta y en la presencia de la contracorriente, que fluye desde la zona noroeste del canal de Yucatan hasta la zona oeste del mismo y abarca el quiebre de la plataforma.



**Figura 43.** Mapas de velocidad ( $\text{ms}^{-1}$ ) en 3 fechas (7/junio, 23/ junio y 9/julio) durante un periodo de contracorriente en superficie (a, b, c) y promedio entre 60 m y 90 m (d, e, f); así como temperatura promedio ( $^{\circ}\text{C}$ ) entre 60 m y 90 m (g, h, i) con las salidas del modelo HYCOM.

### **3.4 Resumen de la contracorriente Yucatán y su relación con la dinámica de la zona**

En este capítulo, con datos de anclajes sobre la parte oeste del canal de Yucatán y sobre la parte norte y noreste de la plataforma, se realizó una descripción detallada de la contracorriente de Yucatán, además de analizar su presencia a lo largo del año, posible origen y trayectoria, así como la relación que tiene con la surgencia de Yucatán.

La contracorriente se asocia a la separación del núcleo de la corriente de Yucatán del quiebre de la plataforma, tanto en el canal de Yucatán, como en la zona donde las isóbatas divergen (“meseta” ubicada al noroeste del canal). Este movimiento longitudinal ocurre todo el año, por lo que la contracorriente es observada también a lo largo del año, sin una estacionalidad definida. Además, esta contracorriente podría estar asociada a la formación de un remolino ciclónico en la parte oeste (ciclónica) de la corriente de Yucatán, que se genera por la misma separación o meandro de la corriente. Durante el periodo 2008-2014, la contracorriente estuvo presente en el fondo del anclaje YUC3 en el 67% de los días totales del periodo. Este movimiento longitudinal se asocia a dos comportamientos dinámicos típicos de la corriente de Lazo y la dinámica de la zona, que involucra meandros de la corriente de Yucatán. Se encontraron dos casos principales en los cuales se presentan los periodos de contracorriente, que corresponden a dos comportamientos característicos de la corriente de Lazo. La mayoría de los periodos de contracorriente (44 de 57) se presentan con características que fueron catalogadas como Caso I (observados en 49.7% del tiempo de contracorriente), en donde se observa una corriente de Lazo extendida a punto de liberar un remolino anticiclónico y se observa también un remolino ciclónico de submesoescala (~80 km de diámetro) sobre la zona de la “meseta”. Los periodos más prolongados de contracorriente (observados en 45.7% del tiempo de contracorriente), también son los menos frecuentes (8 de 57) y se asociaron a un comportamiento dinámico relacionado con el Caso II, en donde se observa una corriente de Lazo en posición retraída y un remolino ciclónico en el este del golfo de México, justo en la zona de separación entre la corriente de Lazo y el remolino anticiclónico que se liberó. Este remolino ciclónico se propaga hacia el suroeste y llega hasta la zona de la “meseta”. En ninguno de los dos casos se observó una estacionalidad definida.

Durante los meses de otoño-invierno se observaron variaciones de alta frecuencia en la velocidad sobre la parte oeste del canal de Yucatán, previamente relacionados con las CTWs, las cuales tienen un efecto en la forma en la que se observa la contracorriente de baja frecuencia, ya que la velocidad cambia de negativa a positiva con periodos de 6 a 10 días.

Se determinó que la contracorriente y la surgencia son fenómenos independientes, asociados a dinámicas diferentes; aunque durante los meses de primavera-verano coinciden y se observan al mismo tiempo, no dependen uno del otro. A pesar de que su origen parece ser detonado por el mismo fenómeno, ya que ambos se observan cuando el núcleo de la corriente de Yucatán se aleja del quiebre de la plataforma, la surgencia además depende de otra serie de mecanismos que hacen que sea prolongada y se mantenga en la zona a pesar de la presencia de la contracorriente, que genera transporte de Ekman de fondo positivo (asociado a hundimiento). Es importante destacar que cuando la contracorriente aumenta su intensidad e incluso llega a superficie durante un evento de surgencia, puede contribuir a inhibir el evento como tal, aumentando la temperatura, ocasionando que la surgencia termine.

Todo lo anterior es un primer análisis de la contracorriente en la zona oeste del canal de Yucatán. Sin embargo, aún quedan algunos detalles a clarificar sobre el comportamiento de este fenómeno. Es necesario hacer un estudio más detallado acerca de la contracorriente, de masas de agua en la zona cercana a la plataforma y la evolución temporal de la velocidad en la zona de la “meseta”, la cual se ha demostrado a partir de este estudio que es de gran importancia para la dinámica de la región. Además, se requiere realizar más estudios sobre las CTWs que como se ha demostrado a lo largo de este trabajo, intervienen en la dinámica del canal de Yucatán durante esta época del año.



## IV. Discusión

El mecanismo que induce la surgencia de Yucatán ha sido difícil de definir desde los primeros estudios sobre este fenómeno (Cochrane, 1969; Ruiz-Rentería, 1979; Merino, 1997); principalmente porque no se contaba con una serie de tiempo continua sobre la región de Yucatán. En este trabajo, utilizando 7 años de datos de temperatura cercana al fondo y perfiles de velocidad en la columna de agua, a partir de datos de anclajes (*in situ*), fue posible encontrar los diferentes mecanismos que desencadenan la surgencia de Yucatán; así como los fenómenos que se relacionan con ella en la región.

Dos tipos de surgencia han sido reportados sobre la zona de Yucatán, una asociada con el transporte de Ekman topográfico (TEk) en el quiebre de la plataforma de Yucatán y otra asociada al transporte de Ekman en superficie ( $Q_x$ ) al norte de la Península de Yucatán. A partir del análisis de los eventos reportados en estudios anteriores (Reyes-Mendoza *et al.*, 2015; Ruíz-Castillo *et al.*, 2016), se determinó que a pesar de que es difícil establecer la proporción en la que contribuyó cada uno de los forzamientos de manera separada en dichos eventos, éstos pueden originarse en el canal de Yucatán y observarse posteriormente en la plataforma de Yucatán, ya sea sobre la costa norte de la península (Cabo Catoche) o sobre la región noreste de la plataforma (PE1). Es decir, algunos de estos eventos reportados como posibles forzamientos eólicos ( $Q_x$ ; Ruíz-Castillo *et al.*, 2016), son de origen topográfico y una vez establecidos, el viento puede ser un mecanismo secundario en el desarrollo de la surgencia. El viento por sí solo puede generar eventos en la parte costera al norte de la Península de Yucatán, sin embargo, también dispersa los eventos de surgencia topográfica en la zona de la plataforma (Merino, 1997; Jouanno *et al.*, 2018).

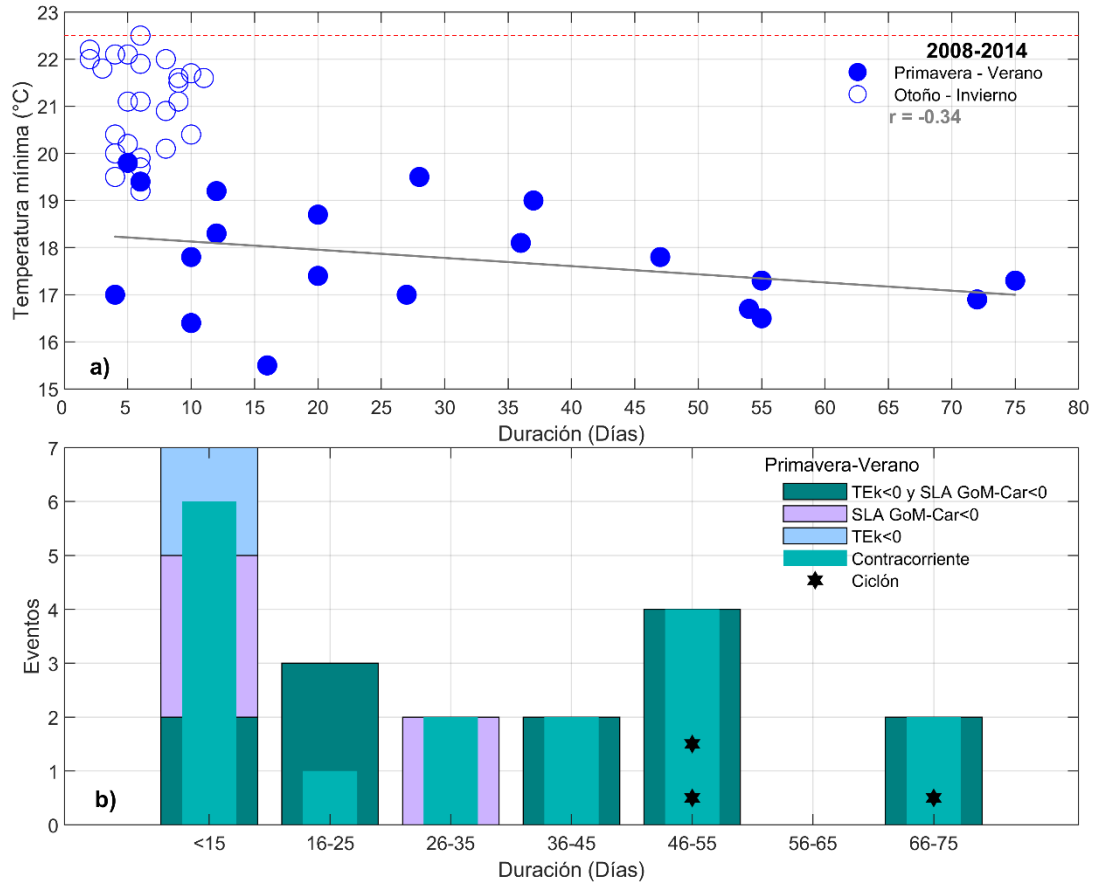
Se demostró con los datos *in situ*, que las disminuciones de temperatura en la parte oeste del canal de Yucatán están presentes durante todo el año, no solo durante la temporada de primavera-verano, como se había reportado anteriormente (Ruiz-Rentería, 1979; Merino, 1997). Sin embargo, estas disminuciones están relacionadas con diferentes forzamientos que se presentan de manera estacional y que generan diferente comportamiento de la temperatura en el canal de Yucatán en primavera-verano con respecto a otoño-invierno. Las disminuciones de temperatura se observan primero en los anclajes profundos (~100 m) y posteriormente en los someros (20 m), en dirección hacia la costa y se asocian con cambios

en el comportamiento de la corriente de Yucatán. Durante el inicio del descenso de temperatura para cada uno de los eventos, la componente de la velocidad paralela al canal fue negativa ( $u < 0$ ) y la componente perpendicular al canal se intensificó ( $v > 0$ ) sobre los anclajes; lo que indica un acercamiento de la corriente de Yucatán hacia el quiebre de la plataforma, provocando un TEk en sentido ascendente (negativo) y por lo tanto, un forzamiento topográfico (Merino, 1997; Enriquez & Mariño-Tapia, 2014; Reyes-Mendoza *et al.*, 2015; Jouanno *et al.*, 2018; Estrada-Allis *et al.*, 2020). Sin embargo, esta corriente no tiene una estacionalidad significativa, en cuanto a la posición e intensidad de su máximo (Athié *et al.*, 2020), por lo que esto no explica en su totalidad el comportamiento estacional observado en la temperatura, aunque sí se observó una tendencia de la corriente a estar más alejada de la costa durante los meses de verano.

En la Figura 44a se muestra un análisis de regresión que resume la duración de todos los eventos de surgencia en función de su intensidad, separados por estaciones. Durante el período 2008-2014 se observaron 20 eventos de surgencia en los meses de primavera-verano y 28 en los meses de otoño-invierno. Aunque en total se observaron 69 eventos de enfriamiento en el quiebre de la plataforma durante estos últimos meses (a 55 m: YUC2), solo se clasificaron como eventos de surgencia aquellos que lograron alcanzar la plataforma somera a 20 m de profundidad (anclaje YUC1). Los eventos de otoño-invierno (indicados por los círculos azules) son más frecuentes, pero menos intensos, con temperaturas mínimas entre 19.2°C y 22.5°C en YUC1, mientras que la temperatura mínima observada durante los eventos de primavera-verano (indicados con los puntos azules) varía de 15.5°C a 19.7°C en el mismo anclaje. Además, los eventos de otoño-invierno duran de 2 a 11 días, mientras que los eventos de primavera-verano pueden durar hasta 75 días (variando entre 5 y 75). Estos resultados, basados en el conjunto de datos más completo sobre la región hasta el momento, confirman que los eventos de surgencia en el oeste del canal de Yucatán son más intensos y son más prolongados durante la primavera-verano y por primera vez, se demuestran las características de las disminuciones de temperatura de corta duración y menor intensidad durante otoño-invierno.

Uno de los resultados más importantes encontrados en este estudio es que a lo largo del año, la corriente interactúa con la topografía mediante meandros, remolinos y variaciones

de intensidad, dando lugar a eventos de surgencia. Al mismo tiempo, este análisis revela que un conjunto de mecanismos influye y modula estos eventos que tienen características muy diferentes durante las estaciones del año (primavera-verano y otoño-invierno). El TEk en sentido ascendente, es determinante para el desarrollo de estos eventos y se observa a lo largo del año (Merino, 1997; Roughan & Middleton, 2004; Schaeffer *et al.*, 2013, 2014; Estrada-Allis *et al.*, 2020), pero no es, por sí solo, suficiente para desarrollar un evento de surgencia. Esto es particularmente evidente durante la temporada otoño-invierno, donde las fluctuaciones con periodos de 6 a 10 días asociadas a las CTWs, que son generadas por los frentes fríos en esta región, impactan no solo la circulación sobre la plataforma, sino la intensidad de la propia corriente de Yucatán. También se observan oscilaciones en esta banda de frecuencia en las series de temperatura, velocidad y TEk al norte del canal de Yucatán, en la zona donde las isóbatas divergen (“meseta”; PE1; Figura 4). Estas oscilaciones de alta frecuencia solo son evidentes durante el otoño-invierno y modulan fuertemente los eventos de enfriamiento sobre la plataforma, haciéndolos de corta duración y haciendo que muchos de ellos, no tengan la suficiente intensidad para ser clasificados como “eventos de surgencia”, es decir, no alcanzan a llegar a la parte somera de la plataforma y generar una respuesta biológica. Por lo tanto, los mecanismos detonantes de la surgencia, como el TEk, pueden estar activos y presentes en otoño-invierno, pero la variabilidad de 6 a 10 días limita su impacto. Además, no solo las ondas, sino también la presencia (ausencia) de los vientos locales del norte pueden contribuir a un aumento (decremento) del nivel del mar en la zona somera y así contribuir interrumpir y/o inhibir los eventos de surgencia durante esta temporada (Reyes-Mendoza *et al.*, 2015). Las condiciones antes mencionadas también debilitan su impacto en la productividad biológica, ya que se necesita un forzamiento mar adentro persistente y acumulativo para que la surgencia pueda influir en la productividad de los ecosistemas (e.g. Reyes-Mendoza *et al.*, 2015; Liu *et al.*, 2016).



**Figura 44. Gráfico de dispersión entre la duración de los eventos de surgencia y la temperatura mínima alcanzada en YUCI, para todos los eventos observados entre 2008 y 2014 (panel superior); los eventos de primavera-verano (otoño-invierno) se indican con los puntos (círculos) azules; la línea de regresión para los eventos de verano se indica en gris ( $r=-0.34$ ). Histograma del número de eventos clasificados por duración durante primavera-invierno (panel inferior); los cuatro mecanismos involucrados en el proceso de surgencia durante estos meses están representados por los diferentes colores de las barras. Las estrellas muestran los eventos donde los datos indicaron la presencia de un ciclón sobre la meseta.**

Durante los meses de primavera-verano se desarrolla una historia completamente diferente, en la que diferentes agentes dinámicos externos e internos se suman para hacer que los eventos de surgencia sean intensos y duraderos. El mecanismo detonante más frecuente de la surgencia parece ser el TEK producido por el movimiento hacia la costa (oeste) y la aceleración de la corriente de Yucatán. Sin embargo, esto es solo el comienzo, ya que se determinaron diferentes procesos dinámicos involucrados que ayudan a mantener los eventos de surgencia. La Figura 44b muestra el número de eventos de primavera-verano en función de su duración, los cuales fueron clasificados según los diferentes mecanismos que intervienen en su desarrollo. De los 20 eventos registrados entre 2008 y 2014 durante la

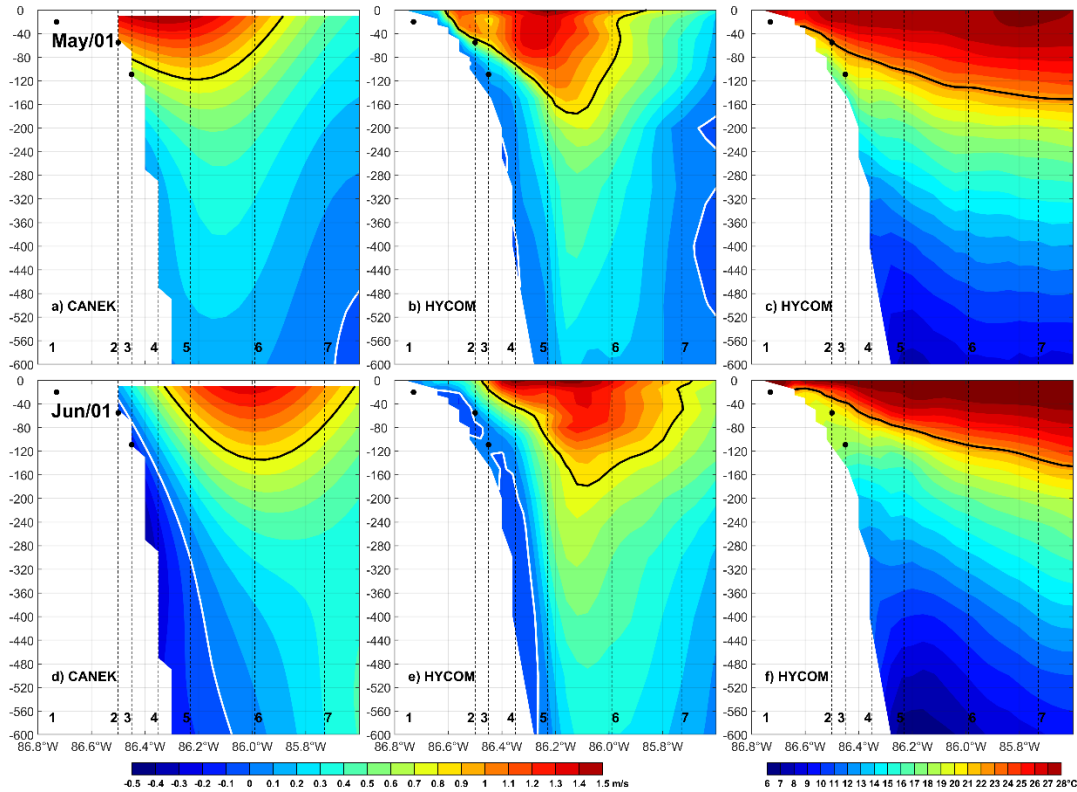
temporada primavera-verano, 13 eventos (65%) fueron iniciados por un TEk negativo, seguidos por un cambio de signo en la diferencia de SLA [GoM-Car], de positiva a negativa, implicando por geostrofia el desplazamiento costa afuera del núcleo de la corriente de Yucatán y en la mayoría de los eventos, la aparición de una contracorriente hacia el Caribe. Además, hubo 5 eventos (25%) generados sólo por el cambio de signo de la diferencia de SLA [GoM-Car], es decir, sin un pulso previo de TEk. Este mecanismo asociado al gradiente de presión ha sido discutido en simulaciones de modelos numéricos como detonante de eventos de surgencia en esta región (Enríquez & Mariño-Tapia, 2014) y otras regiones de frontera oeste del mundo (Roughan & Middleton, 2002; Palma & Matano, 2009). Además, hubo dos eventos (10 %) generados únicamente por TEk, que también fueron los eventos más breves observados (4 y 6 días). El transporte de Ekman asociado al viento ( $Q_x$ ), podría ser un factor secundario para mantener los eventos de surgencia durante las temporadas de primavera-verano, especialmente sobre la plataforma (a 20 m de profundidad). De todos los eventos desencadenados por TEk negativo, al inicio, solo el 30% comenzaron con un  $Q_x$  favorable para surgencia (positivo); sin embargo, en la mayoría de los eventos (65%), el  $Q_x$  solo se vuelve favorable una vez que la surgencia es desencadenada por factores topográficos y el núcleo se aleja de la costa, contribuyendo en principio a mantener los eventos de surgencia.

La contracorriente de Yucatán se observó en 17 eventos de primavera-verano (85%), llegando a una profundidad de 10 m sobre la plataforma (en el anclaje YUC1) y en algunos casos (12), llegó a la superficie al final de los eventos de surgencia. Incluso cuando la contracorriente podría en principio detener la surgencia, ya que genera TEk pendiente abajo (positivo), los eventos de enfriamiento continuaron con la misma intensidad a pesar de la presencia de dicha contracorriente. Es importante mencionar que la magnitud del TEk (positivo en este caso), causado por la contracorriente, fue relativamente pequeño en comparación con el TEk negativo que desencadenó los eventos de surgencia al inicio. Además, se encontró que la divergencia (estimada solo por el corte horizontal en el canal,  $du/dx$ ), la cual fue positiva en 8 eventos en los que también se observó la contracorriente, contribuyó de manera significativa a mantener la surgencia; esto además del impacto de los vientos favorables a surgencia o la presencia de remolinos ciclónicos.

Otro proceso importante vinculado a la aceleración de la corriente de Yucatán, que puede influir en la persistencia de la surgencia a pesar del TEk positivo generado por la contracorriente, está relacionado con cambios en la diferencia de SLA [Cuba-Yuc] a través del canal, que a su vez está conectado con la pendiente de la picnoclína. La intensificación de la corriente de Yucatán en respuesta al incremento de dicho gradiente implica que la picnoclína estará más cerca de la superficie en el lado oeste de la corriente, elevando el agua fría a la superficie y preconditionando el sistema para generar el transporte vertical del agua de menor temperatura.

Condie (1995), a partir de un modelo idealizado simple, describe las condiciones de surgencia que se generan en una zona de interacción entre dos masas de agua en sentidos opuestos: agua de la plataforma (contracorriente) y agua de mar abierto, asociada a una corriente de frontera oeste. Este autor sugiere que la intensidad de la corriente asociada al sistema de surgencia, así como su distancia con respecto al quiebre de la plataforma, dónde se ubica la interacción corriente-contracorriente entre estas dos masas de agua, originará una pendiente y curvatura de las isotermas en forma de “domo”; esto puede determinar las condiciones e intensidad de la surgencia generada, dependiendo de los mecanismos que estén en juego. En este estudio, no se contó con perfiles de temperatura disponibles de datos *in situ* para evaluar este mecanismo en el canal de Yucatán durante el período de medición, pero se presentaron condiciones de interacción corriente-contracorriente similares a las descritas por Condie (1995). A partir de los datos del modelo HYCOM, es posible analizar perfiles de velocidad (Figura 45b y e) y de temperatura (Figura 45c y f) través del canal de Yucatán y compararlos con perfiles de velocidad obtenidos con los datos *in situ* del proyecto CANEK (Figura 45a y d), para dos fechas durante el evento de surgencia de mayo-agosto 2010, en el que también se presentó la contracorriente. El 1 de mayo inició el evento de surgencia, aún no está presente la contracorriente en el canal y el núcleo de la corriente de Yucatán se observa en el quiebre de la plataforma, tanto con los datos *in situ* (Figura 45a), como con los datos del modelo HYCOM (Figura 45b); además se observa cómo va ascendiendo agua fría hacia la zona somera, ya que la isoterma de 22.5°C empieza a inclinarse en la parte oeste del canal (Figura 45c). Esto se confirma con los datos puntuales de los anclajes CANEK mostrados anteriormente (Figura 38), donde se ve que el descenso de temperatura inicia en

esa fecha y con ello el evento de surgencia. Para la segunda fecha (1 de junio) la contracorriente se observa en el oeste del canal (Figura 45d y e). Es interesante ver que, a pesar de que la contracorriente está sobre el quiebre de la plataforma, las isothermas en el modelo presentan la elevación y curvatura en forma de “domo” que según el modelo de Condie (1995), favorece la intensificación de la surgencia; además, con los datos *in situ* se puede observar que el agua sigue estando por debajo de los 22.5°C en el fondo de los tres anclajes en el canal de Yucatán (~19°C; Figura 45f); aunque la temperatura sobre el anclaje YUC3 aumentó ligeramente en esta fecha (1°C; Figura 38), comparada con la temperatura al inicio del evento (1 de mayo), este incremento no fue suficiente como para terminar el evento de surgencia. Este aumento de la temperatura se asocia con un incremento en la velocidad de la contracorriente (TEk positivo) y difiere de lo observado en los datos de HYCOM, donde la temperatura continuó descendiendo, incluso en esta segunda fecha. Cabe mencionar que en estudios previos a partir de mediciones directas de perfiles puntuales de temperatura, también se observó la forma de “domo” de las isothermas durante eventos de surgencia en los que se encontraba presente la contracorriente (Merino, 1997, Figura 5; Carrillo *et al.*, 2016, Figura 5). Sin embargo, es necesario hacer un análisis más detallado y prolongado sobre la interacción entre las masas de agua involucradas en la dinámica descrita (Condie, 1995).



**Figura 45.** Perfiles de velocidad perpendicular al canal ( $\text{ms}^{-1}$ ) en el oeste del canal de Yucatán para dos fechas (1/mayo/2010 y 1/junio/2010) con los datos observados CANEK (a y d) y con los datos del modelo HYCOM (b y e). Perfiles de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) con los datos del modelo HYCOM (c y f) durante las mismas fechas. Se indican las posiciones de los anclajes YUC1, YUC2 y YUC3 (puntos negros); la ubicación de los anclajes utilizados para la interpolación de los perfiles de velocidad se indica mediante las líneas negras verticales. La velocidad cero (línea blanca) delimita la contracorriente y el núcleo de la corriente de Yucatán está definido por la isóbata de  $0.8 \text{ ms}^{-1}$  (línea negra).

Merino (1997) con un análisis de masas de agua encuentra que el agua de la contracorriente presenta las mismas características que el agua de surgencia que llega a la plataforma, pero con una menor cantidad tanto de nutrientes, como de salinidad. Por ello, sugiere que la contracorriente podría estar formada por la misma agua de surgencia que se hunde en la parte noreste de la plataforma y recircula nuevamente hacia el canal. Menciona que, cuando la corriente de Yucatán se aleja del quiebre de la plataforma, aparece la contracorriente y esta termina el evento de surgencia debido al efecto de “retroalimentación negativa” que genera (TEk positivo). Sin embargo, en este trabajo se presentan evidencias que sugieren que el agua de la contracorriente viene de la parte norte del canal, probablemente con diferentes características al agua de surgencia que asciende desde el fondo del canal de



Yucatán. Se observa que el agua de la contracorriente es de menor temperatura con respecto a la corriente de Yucatán, pero es agua “menos fría” que el agua de surgencia. Además, con los datos de HYCOM se corroboró que tanto la divergencia generada por la aceleración de la corriente de Yucatán fuera de la costa, como la teoría de Condie (1995) discutida anteriormente, permiten que la surgencia siga presente a pesar de la contracorriente.

Una de las contribuciones más relevantes de este trabajo es el estudio detallado de la contracorriente de Yucatán por primera vez. Contrario a lo que se ha sugerido en estudios previos (Ruiz-Rentería, 1979; Merino, 1997), en este trabajo se demuestra que la surgencia y la contracorriente son fenómenos independientes, a pesar de que en primavera-verano se presentan al mismo tiempo debido al movimiento longitudinal de la corriente de Yucatán, sin embargo, un fenómeno no depende del otro. La surgencia se mantiene cuando el núcleo se aleja del quiebre de la plataforma y la contracorriente es parcialmente generada por este movimiento, sin embargo, la surgencia no solo depende de la posición del núcleo de la corriente de Yucatán. En este trabajo se demostró que la surgencia de primavera-verano responde a la suma de los mecanismos discutidos anteriormente, mientras que la contracorriente es consecuencia de los meandros de la corriente de Yucatán, que a su vez se asocian con estadios de la corriente de Lazo; fenómenos que no necesariamente van de la mano.

En el periodo de 2008-2014, el 49.7% de los días en los que la contracorriente de baja frecuencia estuvo presente (44 periodos), se asociaron con una corriente de Lazo extendida y un remolino ciclónico sobre la “meseta” (Caso I). El 40.4% de los días (8 periodos) se asociaron con una corriente de Lazo en posición retraída y un remolino ciclónico desplazándose desde el este del golfo de México hacia la zona de la meseta (Caso II). Los periodos del Caso II son en promedio más largos (90 días) y la contracorriente es más intensa ( $-0.24 \text{ ms}^{-1}$ ) con respecto a los periodos de contracorriente correspondientes al Caso I, donde tanto la duración, como la magnitud de la contracorriente fueron menores (18 días y  $-0.15 \text{ ms}^{-1}$ , respectivamente). Es importante destacar que, aunque los remolinos asociados a los casos de contracorriente fueron detectados con los datos de MADT, los cuales presentan una mayor incertidumbre en zonas someras, como la plataforma continental, representan bien la dinámica de la zona y su presencia fue verificada a partir de datos de corriente *in situ*,

temperatura y con la ayuda de salidas del modelo HYCOM. La contracorriente se asocia principalmente a la separación del núcleo de la corriente de Yucatán del quiebre de la plataforma, no solo en el canal, sino también hacia el noroeste de la plataforma, en la “meseta”. Esta separación responde a la posición y estadíos de la corriente de Lazo, que a su vez estos pueden responder al paso de remolinos por el canal provenientes del Caribe (Athié *et al.*, 2012; Sheinbaum *et al.*, 2016). Por otro lado, al ser la contracorriente resultado de la separación de la corriente de Yucatán y siguiendo el modelo de Condie (1995), este flujo subsuperficial se podría originar debido a la formación de un remolino ciclónico en la parte oeste de la corriente de Yucatán, en el oeste del canal y más al norte. Esto concuerda con las estructuras observadas en cada uno de los casos de contracorriente, donde se observan remolinos ciclónicos en la zona cercana a la meseta, ya sean de menor (Caso I) o mayor (Caso D) duración. Además, se observó que la contracorriente no depende de la época del año, es decir, la contracorriente de baja frecuencia, definida aquí como las velocidades con periodos superiores a 10 días, no tiene una estacionalidad.

Durante los meses de otoño-invierno se observa una intermitencia de la contracorriente con periodos que oscilan entre 6 y 10 días. Este comportamiento en la velocidad, tal como el comportamiento de la temperatura en estos meses, demuestra que existen fenómenos de alta frecuencia que llegan hasta el canal de Yucatán, como lo son las CTWs. En este trabajo se mostraron pruebas de que estas ondas se presentan de manera coherente en la “meseta” (PE, Figura 27) y llegan hasta la zona del canal de Yucatán; es necesario hacer un análisis detallado de la CTWs en esta zona, ya que no solo se quedan en la plataforma dentro del golfo de México como se había reportado (Dubranna *et al.*, 2011; Jouanno *et al.*, 2016), y, además, están modificando el comportamiento de los parámetros físicos e influyendo en fenómenos importantes para la región.

En este trabajo, solo se exploró la contracorriente por encima de los 200 m de profundidad, sobre el quiebre de la plataforma. A pesar de ello, esta contracorriente subsuperficial podría estar relacionada con flujos más profundos sobre el oeste del canal de Yucatán (Sheinbaum *et al.*, 2002), ya que se observó a más de 600 m de profundidad. En este primer análisis se encontró que podría ser parte de fenómenos de mayor escala que están presentes en la dinámica de la zona, lo que influiría tanto en la zona somera como en la

profunda. Sin embargo, aún falta estudios más precisos o a partir de modelos numéricos para corroborar si se trata de una misma contracorriente o son dos flujos diferentes en el canal.

Se analizó un año de observaciones simultáneas de velocidad y temperatura sobre el quiebre de la plataforma en la región llamada “meseta” sobre el oeste del Banco de Campeche, al norte del canal de Yucatán; el cual se ha identificado como un lugar importante para el desarrollo de la surgencia y camino para que el agua de surgencia llegue a la plataforma norte de Yucatán (Merino, 1997; Jouanno *et al.* 2018). Se registraron tres eventos de enfriamiento entre mayo de 2010 y mayo de 2011 (Figura 23), primero sobre el área de la “meseta” (PE1) y luego sobre el quiebre de la plataforma de Yucatán (YUC1). Se observó evidencia adicional basada en datos de SST, SLA y cálculos de vorticidad (Figura 23), que sugieren que la circulación ciclónica o posiblemente la formación de remolinos ciclónicos sobre la “meseta”, podría ser un factor importante que desencadena eventos de surgencia en esta zona. Esta circulación ciclónica (Jouanno *et al.*, 2016) podría explicarse por cambios en el flujo causados por la divergencia de las isóbatas y la presencia de la “meseta” (cañón), que puede traer agua fría adicional a la plataforma. Sheinbaum *et al.* (2016) indican que las mediciones simultáneas en estas mismas secciones del anclaje y una aún más al norte en el banco de Campeche, son consistentes con meandros de la corriente de Yucatan, conectados a lo largo de todo el flujo. En este trabajo se muestra evidencia de que los eventos de surgencia en estas dos regiones están conectados, sin embargo, ser requiere un análisis más detallado, así como series de tiempo más largas en la zona de la “meseta”, para determinar con mayor precisión qué fenómeno se está desarrollando en esta zona y cómo influye en la surgencia que se desarrolla en el canal de Yucatán.

La presencia de remolinos ciclónicos es parte importante de toda la dinámica de la corriente de Lazo sobre el este del golfo de México. En este estudio se mostró que estos remolinos están involucrados tanto en el desarrollo de la surgencia en la zona de la “meseta” como en la presencia de la contracorriente de Yucatán. Sin embargo, debido a la duración de las mediciones al norte del canal de Yucatán y a la resolución de los datos de velocidades geostroficas de AVISO, no fue posible establecer si los remolinos asociados al desarrollo de la contracorriente son los mismos o tienen el mismo origen que los remolinos locales involucrados en el desarrollo de la surgencia en la “meseta”. En otras regiones del mundo,

las contracorrientes asociadas a corrientes de frontera oeste se relacionan con el paso de remolinos, tanto ciclónicos como anticiclónicos (Qu *et al.*, 1997; Beal *et al.*, 2009; Beal *et al.*, 2015; Mélice & Arnault, 2017; Malan *et al.*, 2018), los cuales modulan la presencia e intensidad de dichas contracorrientes. En el caso de la región de Yucatán, el paso de los remolinos ciclónicos al sur de la corriente de Lazo en dirección hacia el oeste, originan que la contracorriente de Yucatán sea de mayor duración en el oeste del canal. Mientras que un remolino ciclónico sobre la meseta origina una contracorriente más corta y de menor intensidad. Es bien sabido que la dinámica del este del golfo de México, donde interactúan diversos flujos como la corriente de Lazo y la corriente de Yucatán es muy compleja; por ello, es necesario hacer más estudios de la dinámica de la región justo en la zona de la “meseta” con una serie de tiempo más larga o con modelos numéricos para determinar qué está pasando de manera más precisa, tanto en profundidad como en superficie.

## V. Conclusiones Generales

- A partir de la caracterización de la temperatura en la parte oeste del canal de Yucatán sobre la plataforma entre 2008 y 2014, se determinó que las disminuciones de temperatura asociadas con la surgencia de Yucatán ocurren durante todo el año. La disminución de temperatura ocurre desde la zona profunda en dirección hacia la costa, es decir, desde los anclajes profundos (YUC3 a ~90 m) hacia los someros (YUC1 a 20 m).
- Se analizaron cuatro eventos de surgencia reportados en la literatura para el periodo 2008-2014, observados en superficie sobre la costa norte de la península (Cabo Catoche) o sobre la región noreste de la plataforma (PE1). Con las variables disponibles en la columna de agua para el canal de Yucatán y la plataforma noreste, se determinó que los cuatro eventos fueron originados en el canal y, por lo tanto, se asocian con un forzamiento topográfico, ya que se registraron días antes sobre la plataforma este de Yucatán. Sin embargo, el viento parece tener un papel secundario, pero importante en la manifestación y dispersión de la surgencia sobre la plataforma.
- Los eventos de surgencia registrados cerca del fondo en la plataforma este de Yucatán, se contabilizaron de acuerdo con el siguiente criterio: i) valores absolutos de temperatura inferiores a 22.5°C a 20 m de profundidad (YUC1); ii) anomalías con respecto al ciclo estacional negativas; iii) un cambio de temperatura menor a -0.5°C en 24 horas ( $dT/dt \leq -0.5^\circ/\text{día}$ ) en los tres anclajes. Además, se determinó la duración de cada evento con base en el tiempo en días durante los cuales la temperatura se mantuvo por debajo de 22.5°C y su intensidad con la temperatura mínima alcanzada durante cada evento sobre la plataforma (YUC1).
- Los eventos de surgencia tienen dos comportamientos distintos; durante los meses de primavera-verano (marzo a agosto) se identificaron de 1 a 5 eventos por año, con una duración mayor a 15 días y con una menor intensidad (menor a 1–2 grados por día). De todos los descensos de temperatura registrados durante otoño-invierno en el quiebre de la plataforma (69 descensos observados en YUC2), solo el 40% alcanzaron la plataforma somera (YUC1) y por lo tanto fueron considerados como eventos de surgencia. Por lo tanto, en los meses de otoño-invierno se identificaron 28 eventos (2

a 5 por año), en los que la temperatura descendió hasta 5°C por día, pero con una duración menor a 10 días por evento.

- En el 75% de los eventos el inicio del descenso en la temperatura se asocia con cambios en la posición del núcleo de la corriente de Yucatán, en primera instancia, ya que los eventos inician cuando el núcleo de la corriente se acerca al quiebre de la plataforma ( $u \ll 0$ ) y posteriormente con un incremento en la velocidad del mismo ( $v \gg 0$ ). Sin embargo, ni la posición, ni la intensidad del máximo superficial de la corriente de Yucatán, presentan una estacionalidad, a pesar de que el núcleo muestra una tendencia a estar más alejado de la costa en verano. Por lo tanto, la diferencia estacional observada entre la frecuencia, intensidad y duración de los eventos de surgencia no es definida en su totalidad por estas dos variables.
- Los eventos de surgencia de primavera-verano se originan gracias a un conjunto de mecanismos. Se inician con una diferencia positiva de SLA [GoM-Car], la corriente de Yucatán se acerca a la costa e interactúa con el quiebre de la plataforma aumentando la fricción en el fondo. Esto genera un pulso negativo en el transporte de Ekman de fondo, lo que genera el descenso de temperatura por debajo de 22.5°C y comienza el evento de surgencia. Posteriormente, la diferencia de SLA [GoM-Car] cambia de signo, se vuelve negativa y por geostrofia, la corriente se aleja del quiebre de la plataforma. Cuando la corriente está alejada del quiebre, se observa una contracorriente subsuperficial; sin embargo, la surgencia se mantiene a pesar de ésta debido a diversos mecanismos: La divergencia en el lado oeste del canal de Yucatán aumenta debido a la separación de la corriente del quiebre; la velocidad del núcleo aumenta, lo que induce a la piconclina a ascender y al mismo tiempo, la termoclina puede presentar una inclinación en forma de “domo”, que se observa entre dos masas de agua de diferentes características. Además, viento del sureste paralelo a la costa puede contribuir a aumentar la inclinación de las isotermas. Cuando la diferencia de SLA [GoM-Car] vuelve a aumentar, la corriente de Yucatán se acerca de nuevo a la costa, la temperatura aumenta y termina el evento de surgencia.
- Al norte del canal de Yucatán, sobre la meseta, se observó evidencia de la presencia de un ciclón durante primavera-verano que induce el ascenso de agua fría, además

del agua fría que se observa en el canal. Sin embargo, se necesitan más estudios en esta zona para confirmar esta teoría.

- Los descensos de temperatura durante los meses de otoño-invierno aparentemente se relacionan con el paso de CTWs por el canal de Yucatán. Las CTWs generan oscilaciones en los registros de temperatura, velocidad y transporte de Ekman de fondo en frecuencias de 6 a 10 días, de manera coherente tanto en el canal de Yucatán como en la zona de la meseta.
- El conjunto de mecanismos que ocurren durante la temporada primavera-verano, hacen que los eventos de surgencia sean más intensos y prolongados comparados con los descensos de temperatura durante la temporada otoño-invierno. Por ello, el mecanismo de primavera-verano permite que el agua fría llegue a la zona somera de la plataforma de Yucatán (20 m) y se mantenga ahí el tiempo suficiente para desencadenar la respuesta biológica del evento de surgencia.
- La contracorriente subsuperficial de Yucatán se observa sobre la plataforma occidental en el 85% de los 20 eventos de surgencia registrados durante los meses de primavera-verano entre 2008 y 2014. Sin embargo, la contracorriente está presente durante todo el año, no solo durante eventos de surgencia, y se asocia a la separación del núcleo de la corriente de Yucatán en el quiebre de la plataforma. Este movimiento longitudinal ocurre todo el año y se asocia a variaciones en la corriente de Lazo.
- Se encontraron dos casos principales en los que se observan periodos de contracorriente: En el primer caso (Caso I), la corriente de Lazo se encuentra extendida a punto de liberar un remolino anticiclónico y se observa un remolino ciclónico sobre la zona de la meseta. En el segundo caso (Caso II), se observa un remolino de la corriente de Lazo recién liberado, y esta corriente se encuentra retraída, con un remolino ciclónico al norte de ésta, en la zona de liberación de remolinos anticiclónicos; este remolino se desplaza hacia el este y llega hasta la zona de la “meseta”, por lo que se considera que podría ser un remolino frontal de la corriente de Lazo.
- La mayoría de los periodos de contracorriente se presentaron durante las condiciones descritas como el Caso I (44 periodos) con una duración media de 18 días, mientras

que los periodos menos frecuentes de contracorriente se presentaron bajo condiciones de un Caso II (8 periodos) pero fueron los periodos más prolongados (45.7% de los días de contracorriente). Hubo 5 periodos que no se pudieron clasificar entre los Casos I y II y no mostraron características bien definidas, por lo que se clasificaron como “no definidos”.

- Los periodos de alta frecuencia que se observan durante los meses de otoño-invierno, asociados a las CTWs, aumentan la velocidad sobre la parte oeste del canal de Yucatán e inhiben la presencia de la contracorriente de forma continua por periodos prolongados (duración mayor a 10 días). Durante estos meses, se observa una intermitencia en los periodos de contracorriente con una frecuencia correspondiente a las CTWs (periodos de 6 a 10 días).
- La contracorriente y la surgencia son fenómenos independientes. Los dos fenómenos se presentan cuando el núcleo de la corriente de Yucatán se aleja del quiebre de la plataforma; sin embargo, la surgencia persiste gracias a una suma de mecanismos que hacen que sea intensa y prolongada, a pesar de la presencia de la contracorriente que genera transporte de Ekman asociado a hundimiento. Cuando aumenta la intensidad de la contracorriente y esta llega a superficie durante un evento de surgencia, la contracorriente puede contribuir a que el evento de surgencia termine.



## Referencias

- Abascal, A. J., Sheinbaum, J., Candela, J., Ochoa, J., Badan, A., 2003. Analysis of flow variability in the Yucatan Channel. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 108(C12). <https://doi.org/10.1029/2003JC001922>
- Androulidakis, Y., Kourafalou, V., Le Hénaff, M., Kang, H., Ntaganou, N., 2021. The Role of Mesoscale Dynamics over Northwestern Cuba in the Loop Current Evolution in 2010, during the Deepwater Horizon Incident. *Journal of Marine Science and Engineering*, 9(2), 188. <https://doi.org/10.3390/jmse9020188>
- Ardisson, P. L., May-Kú, M. A., Herrera-Dorantes, M. T., Arellano-Guillermo, A., 2011. El sistema arrecifal mesoamericano-México: consideraciones para su designación como zona marítima especialmente sensible. *Hidrobiológica*, 21(3), 261-280.
- Athié, G., Candela, J., Sheinbaum, J., Badan, A., Ochoa, J., 2011. Estructura de la corriente de Yucatán en los canales de Cozumel y Yucatán. *Ciencias Marinas*, 37(4A): 471-492.
- Athié, G., Candela, J., Ochoa, J., Sheinbaum, J., 2012. Impact of Caribbean cyclones on the detachment of Loop Current anticyclones. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117(C3). <https://doi.org/10.1029/2011JC007090>
- Athié, G., Sheinbaum, J., Leben, R., Ochoa, J., Shannon, M. R., Candela, J., 2015. Interannual variability in the Yucatan Channel flow. *Geophysical Research Letters*, 42(5): 1496-1503. <https://doi.org/10.1002/2014GL062674>
- Athié, G., Sheinbaum, J., Candela, J., Ochoa, J., Pérez-Brunius, P., Romero-Arteaga, A., 2020. Seasonal Variability of the Transport through the Yucatan Channel from Observations. *Journal of Physical Oceanography*, 50(2), 343-360. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-18-0269.1>
- Bakun, A. 1973. Coastal upwelling indices, west coast of North America, 1946-71.
- Bakun, A. 1996. Patterns in the Ocean: Ocean Processes and Marine Population Dynamics. University of California Sea Grant, San Diego, California, USA, in cooperation with Centro de Investigaciones Biológicas de Noroeste, La Paz, Baja California Sur, México, 323 pp.
- Beal, L. M. 2009. A time series of Agulhas Undercurrent transport. *Journal of Physical Oceanography*, 39(10), 2436-2450. <https://doi.org/10.1175/2009JPO4184.1>
- Beal, L. M., Elipot, S., Houk, A., y Leber, G. M. 2015. Capturing the transport variability of a western boundary jet: Results from the Agulhas Current Time-Series Experiment (ACT). *Journal of Physical Oceanography*, 45(5), 1302-1324. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-14-0119.1>
- Berrisford, P., Källberg, P., Kobayashi, S., Dee, D., Uppala, S., Simmons, A. J., Sato, H., 2011. Atmospheric conservation properties in ERA-Interim. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(659), 1381-1399. <https://doi.org/10.1002/qj.864>
- Blanton, J. O., Atkinson, L. P., Pietrafesa, L. J., Lee, T. N., 1981. The intrusion of Gulf Stream water across the continental shelf due to topographically-induced upwelling. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 28(4), 393-405. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(81\)90006-6](https://doi.org/10.1016/0198-0149(81)90006-6)
- Bulanienkov, S. K., y García, C. 1973. Influencia de los procesos atmosféricos del Banco de Campeche. Informe de investigación No. 2. IV Reunión de Balance de trabajo. *Centro Inv. Pesqueras. Inst. Nac. Pesca*. 28p.
- Candela, J., Sheinbaum, J., Ochoa, J., Badan, A., y Leben, R., 2002. The potential vorticity flux through the Yucatan Channel and the Loop Current in the Gulf of Mexico. *Geophysical Research Letters*, 29(22), 16-1. <https://doi.org/10.1029/2002GL015587>
- Candela, J., Tanahara, S., Crepon, M., Barnier, B., Sheinbaum, J., 2003. Yucatan Channel flow: Observations versus CLIPPER ATL6 and MERCATOR PAM models. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 108(C12). <https://doi.org/10.1029/2003JC001961>
- Candela, J., Ochoa, J., Sheinbaum, J., López, M., Pérez, P., Tenreiro, M., Pallàs-Sanz, E., Athié, G., Arriaza-Oliveros, L., 2019. The flow through the Gulf of Mexico. *Journal of Physical Oceanography*, 49(6), 1381-1402. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-18-0189.s1>
- Cárdenas-Palomo, N., Herrera-Silveira, J., Velázquez-Abunader, I., Reyes, O., Ordoñez, U., 2015. Distribution and feeding habitat characterization of whale sharks *Rhincodon typus* in a protected area in the north Caribbean Sea. *J. Fish Biol.* 86, 668-686. <https://doi.org/10.1111/jfb.12589>

- Carrillo, L., Johns, E. M., Smith, R. H., Lamkin, J. T., Largier, J. L., 2016. Pathways and hydrography in the Mesoamerican Barrier Reef System Part 2: Water masses and thermohaline structure. *Continental Shelf Research*, 120, 41-58. <http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2015.09.014>
- Cetina, P., Candela, J., Sheinbaum, J., Ochoa, J., Badan, A., 2006. Circulation along the Mexican Caribbean coast. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 111(C8). <https://doi.org/10.1029/2005JC003056>
- Chang, Y. L., Oey, L. Y., 2012. Why does the Loop Current tend to shed more eddies in summer and winter? *Geophysical Research Letters*, 39(5). <https://doi.org/10.1029/2011GL050773>
- Chuang, W. S., Li, H. W., Tang, T. Y., y Wu, C. K. 1993. Observations of the countercurrent on the inshore side of the Kuroshio northeast of Taiwan. *Journal of Oceanography*, 49(5), 581-592. <https://doi.org/10.1007/BF02237464>
- Cochrane, J. D., 1968. Currents and waters of the eastern Gulf of Mexico and western Caribbean, of the western tropical Atlantic Ocean, and of the eastern tropical Pacific Ocean. *Dep. Oceanogr. Meteorol., Texas A&M Univ., Ref*, 19-28.
- Condie, S. A., 1995. Interactions between western boundary currents and shelf waters: a mechanism for coastal upwelling. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 100(C12), 24811-24818. <https://doi.org/10.1029/95JC02752>
- Cushman-Roisin, B. y Beckers, J. M., 2009. Introduction to geophysical fluid dynamics: physical and numerical aspects. *Academic press*.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, I., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N., y Vitart, F., 2011. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the royal meteorological society*, 137(656), 553-597. <https://doi.org/10.1002/qj.828>
- Dubranna, J., Pérez-Brunius, P., López, M., Candela, J., 2011. Circulation over the continental shelf of the western and southwestern Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 116(C8). <https://doi.org/10.1029/2011JC007007>
- Enriquez, C., Mariño-Tapia, I. J., y Herrera-Silveira, J. A., 2009. Dispersion in the Yucatan coastal zone: Implications for red tide events. *Continental Shelf Research*, 30(2), 127-137. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2009.10.005>
- Enriquez, C., Mariño-Tapia, I., Jeronimo, G., y Capurro-Filograsso, L., 2013. Thermohaline processes in a tropical coastal zone. *Continental Shelf Research*, 69, 101-109. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.08.018>
- Enriquez, C., Mariño-Tapia, I., 2014. Mechanisms driving a coastal dynamic upwelling. Paper presented at Proceedings of the 17th Physics of Estuaries and Coastal Seas (PECS) Conference, Porto de Galinhas, Pernambuco, Brazil.
- Estrada-Allis, S. N., Sheinbaum, J., Azevedo-Correira, J. M., Enriquez, C., Mariño-Tapia, I., Herrera-Silveira, J. A., 2020. Dissolved inorganic nitrogen and particulate organic nitrogen budget in the Yucatán shelf: Driving mechanisms through a physical–biogeochemical coupled model. *Biogeosciences*, 17(4), 1087-1111. <https://doi.org/10.5194/bg-17-1087-2020>
- Expósito-Díaz, G., Salas-de León, D. A., Monreal-Gómez, M. A., Salas-Monreal, D., y Vázquez-Gutiérrez, F., 2009. corrientes inerciales en el sur del Golfo de México. *Ciencias marinas*, 35(3), 287-296.
- Garrett, C., MacCready, P., Rhines, P., 1993. Boundary mixing and arrested Ekman layers: Rotating stratified flow near a sloping boundary. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 25(1), 291-323. <https://doi.org/10.1146/annurev.fl.25.010193.001451>
- Gula, J., Molemaker, M. J., McWilliams, J. C., 2015. Gulf Stream dynamics along the southeastern US seaboard. *Journal of Physical Oceanography*, 45(3), 690-715. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-14-0154.1>
- Hall, C. A., Leben, R. R., 2016. Observational evidence of seasonality in the timing of loop current eddy separation. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 76, 240-267. <https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2016.06.002>
- He, R., Weisberg, R. H., 2003. A Loop Current intrusion case study on the West Florida Shelf. *Journal of Physical Oceanography*, 33(2), 465-477. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2003\)033<0465:ALCICS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2003)033<0465:ALCICS>2.0.CO;2)

- He, R., Todd, A. C., Lembke, C., Kellison, T., Taylor, C., Mann, D. A., 2018. Cross-Shelf Exchange Associated With the Gulf Stream in the South Atlantic Bight: Direct Observations Using an Autonomous Underwater Glider. *Marine Technology Society Journal*, 52(3), 19-27. <https://doi.org/10.4031/MTSJ.52.3.5>
- Hernández-Becerril, D. U., Alonso-Rodríguez, R., Álvarez-Góngora, C., Barón-Campis, S. A., Ceballos-Corona, G., Herrera-Silveira, J., Rodríguez-Salvador, R., 2007. Toxic and harmful marine phytoplankton and microalgae (HABs) in Mexican Coasts. *Journal of Environmental Science and Health, Part A*, 42(10), 1349-1363. <https://doi.org/10.1080/10934520701480219>
- Herrera-Silveira, J. A., Martín, M., y Díaz-Arce, V., 1999. Variaciones del fitoplancton en cuatro lagunas costeras del Estado de Yucatán, México. *Revista de Biología Tropical*, 47-56.
- Herrera-Silveira et al., 2010. Mareas rojas en las costas de Yucatán. En González, M., y Elenacoed, M. (Eds). *Biodiversidad y desarrollo humano en Yucatán* (pp. 320-321).
- Huang, H., Walker, N. D., Hsueh, Y., Chao, Y., Leben, R. R., 2013. An analysis of Loop Current frontal eddies in a  $\frac{1}{6}$  Atlantic Ocean model simulation. *Journal of physical oceanography*, 43(9), 1924-1939. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-12-0227.1>
- Ito, T., Kaneko, A., Furukawa, H., Gohda, N., Koterayama, W., 1995. A structure of the Kuroshio and its related upwelling on the East China Sea shelf slope. *Journal of Oceanography*, 51(3), 267-278. <https://doi.org/10.1007/BF02285165>
- Janowitz, G. S., Pietrafesa, L. J., 1982. The effects of alongshore variation in bottom topography on a boundary current— (topographically induced upwelling). *Continental Shelf Research*, 1(2), 123-141. [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(82\)90001-2](https://doi.org/10.1016/0278-4343(82)90001-2)
- Jiménez-Lagunes, L., 2004. Modelación Numérica del Afloramiento en la Plataforma Continental de Yucatán. *Tesis de Maestría*, CICESE, México.
- Jouanno, J., Ochoa, J., Pallàs-Sanz, E., Sheinbaum, J., Andrade-Canto, F., Candela, J., Molines, J. M., 2016. Loop Current frontal eddies: Formation along the Campeche Bank and impact of coastally trapped waves. *Journal of Physical Oceanography*, 46(11), 3339-3363. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-16-0052.1>
- Jouanno, J., Pallàs-Sanz, E., Sheinbaum, J., 2018. Variability and dynamics of the Yucatan upwelling: High-resolution simulations. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123. <https://doi.org/10.1002/2017JC013535>
- Kämpf, J., Doubell, M., Griffin, D., Matthews, R. L., y Ward, T. M., 2004. Evidence of a large seasonal coastal upwelling system along the southern shelf of Australia. *Geophysical Research Letters*, 31(9). <https://doi.org/10.1029/2003GL019221>
- Kämpf, J., Chapman, P., 2016. Upwelling systems of the world. *Switzerland: Springer International Publishing Switzerland*. [http://10.1007/978-3-319-42524-5\\_8](http://10.1007/978-3-319-42524-5_8)
- Kurczyn, J.A., Duran, R., Beier, E., Souza, A.J., 2021. On the Advection of Upwelled Water on the Western Yucatan Shelf. *Front. Mar. Sci.* 8:723452. <https://doi.org/10.3389/fmars.2021.723452>
- Leben, R. R. (2005). Altimeter-derived loop current metrics. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, 161, 181.
- Lee, T.N., Yoder, J.A., Atkinson, L.P., 1991. Gulf Stream frontal eddy influence on productivity of the southeast U.S. continental shelf. *Journal of Geophysical Research*, 96(C12), p.22191. <https://doi.org/10.1029/91JC02450>
- Lien, R. C., Ma, B., Lee, C. M., Sanford, T. B., Mensah, V., Centurioni, L. R., Cornuelle, B. D., Gopalakrishnan, G., Gordon, A. L., Chang, M. Jayne, S. R. y Yang, Y. J. 2015. The Kuroshio and Luzon undercurrent east of Luzon Island. *Oceanography*, 28(4), 54-63. <http://www.jstor.org/stable/24861928>.
- Liu, Y., San Liang, X., Weisberg, R. H., 2007. Rectification of the bias in the wavelet power spectrum. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 24(12), 2093-2102. <https://doi.org/10.1175/2007JTECH0511.1>
- Liu, Y., Weisberg, R. H., Lenos, J. M., Zheng, L., Hubbard, K., Walsh, J. J., 2016. Offshore forcing on the “pressure point” of the West Florida Shelf: Anomalous upwelling and its influence on harmful algal blooms. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121(8), 5501-5515. <https://doi.org/10.1002/2016JC011938>
- Liu, Y., Weisberg, R. H., Law, J., Huang, B., 2019. Evaluation of satellite-derived SST products in identifying the rapid temperature drop on the West Florida Shelf associated with hurricane Irma. *Marine Technology Society Journal*, 52(3), 43. <https://doi.org/10.4031/MTSJ.52.3.7>

- Malan, N., Backeberg, B., Biastoch, A., Durgadoo, J. V., Samuelsen, A., Reason, C., y Hermes, J. 2018. Agulhas Current Meanders facilitate shelf-slope exchange on the Eastern Agulhas Bank. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123(7), 4762-4778. <https://doi.org/10.1029/2017JC013602>
- Mateos-Jasso, A., 2009. Estudio sobre la estacionalidad de la surgencia de Yucatán. *Tesis de Maestría*, UNAM, México.
- Mélise, J. L., y Arnault, S. 2017. Investigation of the intra-annual variability of the North Equatorial Countercurrent/North Brazil Current eddies and of the instability waves of the North tropical Atlantic Ocean using satellite altimetry and Empirical Mode Decomposition. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 34(10), 2295-2310. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-17-0032.1>
- Merino, M., 1997. Upwelling on the Yucatan Shelf: hydrographic evidence. *Journal of Marine systems*, 13(1-4): 101-121. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(96\)00123-6](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(96)00123-6)
- Merino-Virgilio, F. del C., Okolodkov, Y.B., Aguilar-Trujillo, A.C., Osorio-Moreno, I., Herrera-Silveira, J.A., 2014. Florecimientos algales nocivos en las aguas costeras del norte de Yucatán (2001-2013). In: Golfo de México. *Contaminación E Impacto Ambiental: Diagnóstico Y Tendencias*. p. 1174. <http://doi.org/978-607-7887-71-3>
- Mildner, T. C., Eden, C., Czeschel, L., 2013. Revisiting the relationship between Loop Current rings and Florida Current transport variability. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(12), 6648-6657. <https://doi.org/10.1002/2013JC009109>
- Molinari, R. L., Festa, J. F., Behringer, D. W., 1978. The circulation in the Gulf of Mexico derived from estimated dynamic height fields. *Journal of Physical Oceanography*, 8(6), 987-996.
- Monreal-Gómez, M. A., Salas-De-León, D. A. Aldeco-Ramírez, J., 1999. Las surgencias costeras de América. *Geofísica. Instituto Panamericano de Geografía e Historia*, 51, 7-43.
- Monreal-Gómez, M. A., Salas-De-León, D. A. y García-Gasca, A., 2004(a). Golfo de México, circulación y productividad. *Ciencias*, (076).
- Monreal-Gómez, M. A., Salas-de-León, D. A., Velasco-Mendoza, H., Caso, M., Pisanty, I., y Ezcurra, E., 2004(b). La hidrodinámica del Golfo de México. *Diagnóstico ambiental del Golfo de México*, 1, 47-68.
- Nickerson, A. K., Weisberg, R. H., Liu, Y., 2022. On the evolution of the Gulf of Mexico Loop Current through its penetrative, ring shedding and retracted states. *Advances in Space Research*, 69(11), 4058-4077. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2022.03.039>
- Ochoa, J., Sheinbaum, J., Badan, A., Candela, J., y Wilson, D. 2001. Geostrophy via potential vorticity inversion in the Yucatan Channel. *Journal of Marine Research*, 59(5), 725-747. <https://doi.org/10.1357/002224001762674917>
- Ochoa, J., Badan, A., Sheinbaum, J., Candela, J., 2003. CANEK: Measuring transport in the Yucatan Channel. *Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics* (pp. 275-286). [https://doi.org/10.1007/978-94-010-0074-1\\_16](https://doi.org/10.1007/978-94-010-0074-1_16)
- Palma, E. D., Matano, R. P., 2009. Disentangling the upwelling mechanisms of the South Brazil Bight. *Continental Shelf Research*, 29(11-12), 1525-1534. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2009.04.002>
- Parra, S. M., Valle-Levinson, A., Mariño-Tapia, I., Enriquez, C. 2015. Salt intrusion at a submarine spring in a fringing reef lagoon. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120(4), 2736-2750. <https://doi.org/10.1002/2014JC010459>
- Pérez-Santos, I., Schneider, W., Sobarzo, M., Montoya-Sánchez, R., Valle-Levinson, A., Garcés-Vargas, J., 2010. Surface wind variability and its implications for the Yucatan basin-Caribbean Sea dynamics. *Journal of Geophysical Research*, 115, C10052. <https://doi.org/10.1029/2010JC006292>
- Pichevin, T., y Nof, D., 1997. The momentum imbalance paradox. *Tellus A*, 49(2), 298-319. <https://doi.org/10.1034/j.1600-0870.1997.t01-1-00009.x>
- Piñeiro, R., Giménez, E., Moreno, V., Burgos, R., Betanzos, A., 2001. Características térmicas del Banco de Campeche. *Cienc. Pesq.* 14, 83-87.
- Ramírez-Macías, D., Vázquez-Haikin, a., Vázquez-Juárez, R., 2012. Whale shark *Rhincodon typus* populations along the west coast of the Gulf of California and implications for management. *Endanger. Species Res* 18, 115-128. <https://doi.org/10.3354/esr00437>.
- Ramos-Musalem, A.K., 2013. Estudio numérico de los forzamientos que generan la surgencia de Yucatán. *Tesis de Maestría*, UNAM, México.

- Reyes-Mendoza, O., Mariño-Tapia, I., Herrera-Silveira, J., Ruiz-Martínez, G., Enriquez, C., Largier, J. L., 2015. The effects of wind on upwelling off Cabo Catoche. *Journal of Coastal Research*, 32(3), 638-650. <https://doi.org/10.2112/COASTRES-D-15-00043.1>
- Reyes-Mendoza, O., Herrera-Silveira, J., Mariño-Tapia, I., Enriquez, C., y Largier, J. L., 2018. Phytoplankton blooms associated with upwelling at Cabo Catoche. *Continental Shelf Research*, 174, 118-131. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2018.12.015>
- Reynolds, R.W., Rayner, N.A., Smith, T.M., Stokes, D.C., Wang, W., 2002 An improved in situ and satellite SST analysis for climate. *Journal of Climate*, 15, 1609-1625. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<1609:AIIASAS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<1609:AIIASAS>2.0.CO;2)
- Roemmich, D., 1983. Optimal estimation of hydrographic station data and derived fields. *Journal of Physical Oceanography*, 13(8), 1544-1549. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1983\)013<1544:OEOHSD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1983)013<1544:OEOHSD>2.0.CO;2)
- Roughan, M., Middleton, J. H., 2002. A comparison of observed upwelling mechanisms off the east coast of Australia. *Continental Shelf Research*, 22(17), 2551-2572. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(02\)00101-2](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(02)00101-2)
- Roughan, M., Middleton, J. H., 2004. On the East Australian Current: variability, encroachment, and upwelling. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 109(C7). <https://doi.org/10.1029/2003JC001833>
- Rousset, C., Beal, L. M., 2010. Observations of the Florida and Yucatan Currents from a Caribbean cruise ship. *Journal of Physical Oceanography*, 40(7), 1575-1581. <https://doi.org/10.1175/2010JPO4447.1>
- Rousset, C., Beal, L. M., 2011. On the seasonal variability of the currents in the Straits of Florida and Yucatan Channel. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 116(C8). <https://doi.org/10.1029/2010JC006679>
- Ruiz-Castillo, E., Gomez-Valdes, J., Sheinbaum, J., Rioja-Nieto, R., 2016. Wind-driven coastal upwelling and westward circulation in the Yucatan shelf. *Continental Shelf Research*, 118, 63-76. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2016.02.010>
- Ruiz-Renteria, F. G., 1979. Upwelling north of the Yucatan Peninsula. *Tesis de Maestría*, Texas A&M University.
- Schaeffer, A., Roughan, M., Morris, B. D., 2013. Cross-shelf dynamics in a western boundary current regime: Implications for upwelling. *Journal of Physical Oceanography*, 43(5), 1042-1059. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-12-0177.1>
- Schaeffer, A., Roughan, M., Wood, J. E., 2014. Observed bottom boundary layer transport and uplift on the continental shelf adjacent to a western boundary current. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119(8), 4922-4939. <https://doi.org/10.1002/2013JC009735>
- Schlosser, T. L., Jones, N. L., Musgrave, R. C., Bluteau, C. E., Ivey, G. N., Lucas, A. J., 2019. Observations of diurnal coastal-trapped waves with a thermocline-intensified velocity field. *Journal of Physical Oceanography*, 49(7), 1973-1994. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-18-0194.1>
- Schmitz Jr, W. J., 2005. Cyclones and westward propagation in the shedding of anticyclonic rings from the Loop Current. Washington DC American Geophysical Union *Geophysical Monograph Series*, 161, 241-261. <https://doi.org/10.1029/161GM18>
- Sheinbaum, J., Candela, J., Badan, A., Ochoa, J., 2002. Flow structure and transport in the Yucatan Channel. *Geophysical Research Letters*, 29(3). <https://doi.org/10.1029/2001GL013990>
- Sheinbaum, J., Athié, G., Candela, J., Ochoa, J., Romero-Arteaga, A., 2016. Structure and variability of the Yucatan and loop currents along the slope and shelf break of the Yucatan channel and Campeche bank. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 76, 217-239. <https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2016.08.001>
- Smith, S. D. 1980. Wind stress and heat flux over the ocean in gale force winds. *Journal of Physical Oceanography*, 10(5), 709-726. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1980\)010<0709:WSAHFO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1980)010<0709:WSAHFO>2.0.CO;2)
- Sturges, W., y Evans, J. C., 1983. On the variability of the Loop Current in the Gulf of Mexico. *Journal of Marine Research*, 41(4), 639-653. <https://doi.org/10.1357/002224083788520487>
- Taburet, G., Sanchez-Roman, A., Ballarotta, M., Pujol, M. I., Legeais, J. F., Fournier, F., Faugere, Y., Dibarboure, G., 2019. DUACS DT2018: 25 years of reprocessed sea level altimetry products. *Ocean Science*, 15(5), 1207-1224. <https://doi.org/10.5194/os-15-1207-2019>



- Thévenin, M. R., Pereira, J., Lessa, G. C., 2019. Shelf-break upwelling on a very narrow continental shelf adjacent to a western boundary current formation zone. *Journal of Marine Systems*, 194, 52-65. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2019.02.008>
- Torrence, C., Compo, G. P., 1998. A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological society*, 79(1), 61-78. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1998\)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1998)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2)
- Varela, R., Costoya, X., Enriquez, C., Santos, F., Gómez-Gesteira, M., 2018. Differences in coastal and oceanic SST trends north of Yucatan Peninsula. *Journal of Marine Systems*, 182, 46-55. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2018.03.006>
- Wang, F., Zang, N., Li, Y., y Hu, D. 2015. On the subsurface countercurrents in the Philippine Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120(1), 131-144. <https://doi.org/10.1002/2013JC009690>
- Weisberg, R. H., He, R., 2003. Local and deep-ocean forcing contributions to anomalous water properties on the West Florida Shelf. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 108(C6). <https://doi.org/10.1029/2002JC001407>
- Yang, Y., Weisberg, R. H., Liu, Y., San Liang, X., 2020. Instabilities and multiscale interactions underlying the loop current eddy shedding in the Gulf of Mexico. *Journal of Physical Oceanography*, 50(5), 1289-1317. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-19-0202.1>