

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS



LA INFLUENCIA DEL MAR CARIBE EN LOS PROCESOS DE
MESOESCALA DEL GOLFO DE MÉXICO

T E S I S

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

DOCTOR EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFÍA COSTERA

PRESENTA

JUAN ANTONIO DELGADO CONTRERAS

ENSENADA, BAJA CALIFORNIA, MEXICO. ENERO, 2020

RESUMEN

Predecir los efectos del calentamiento global sobre los recursos de los océanos depende de tener un claro entendimiento de la forma en que los procesos físicos afectan la productividad primaria. Esta comprensión se ve favorecida por la disponibilidad de observaciones de teledetección y de bases de datos históricas. Desde 1990, los datos satelitales sobre la altura dinámica absoluta, la concentración de clorofila-a y los productos derivados (corrientes geostróficas y Ekman) han estado disponibles para estudiar el Golfo de México (GoM). Inspirados en las sugerencias del National Academic of Sciences (2018) las cuales están dirigidas al estudio de la dinámica de la Corriente de Lazo y sus efectos ambientales y socioeconómicos. En este trabajo hemos confirmado la propuesta de los años 60's y 70's en la que reportaban la influencia máxima del agua del Caribe en el GoM (p. Ej., Su extensión máxima en el golfo o intrusión) tiene una variabilidad temporal, siendo más fuerte en verano y más débil al final otoño e invierno. Además, se encontró que presenta un patrón mensual de extensión y retracción. Un punto importante a resaltar en este trabajo, fueron las diferencias encontradas de las condiciones oceanográficas después del 2002 en el GoM las cuales fueron atribuidas a una mayor incursión de agua Caribeña hacia el interior del Golfo. Este resultado se detectó a partir de un análisis de serie de tiempo de 25 años con imágenes de ADT en la cual se observa una tendencia positiva para el caso de ADT indicando una mayor incursión del agua del Caribe al interior. Sumado a lo anterior, se encontró en un nuevo análisis de 19 años con datos de clorofilas que la concentración en las aguas oceánicas del GoM ha decrecido y que el agua superficial se ha vuelto mas oligotrófica. Motivados por los hallazgos anteriores, se evaluaron las relaciones entre la intrusión del agua caribeña y su efecto sobre el comportamiento vertical termohalino y el de los nutrientes. Para ello se utilizó la base de datos de la climatología de CARS2009 con la finalidad de describir la oceanografía de la región al sur de la línea 25°N y determinar así la relación entre la dinámica superficial y la vertical. Como primer paso se validó la climatología de CARS2009 con observaciones experimentales realizadas durante el invierno y de esta manera poder evaluar la influencia superficial de la incursión sobre la variabilidad vertical de los nutrientes. Para la validación se determinó la confiabilidad hidrográfica de CARS2009 en la región profunda del GoM al sur de la latitud 25 °N mediante un análisis utilizando Diagramas de Taylor. Se encontró en todas las variables analizadas una alta correlación, así como una baja desviación estándar y

errores cuadráticos medios en los perfiles de CARS2009 respecto a las observaciones. Posteriormente, se procedió a comparar la distribución vertical de temperatura, salinidad, nitratos y oxígeno a lo largo de las secciones verticales zonales y transversales en la zona profunda del Golfo de México. En este segundo análisis se encontró que los transectos tanto de CARS2009 como en las observaciones presentaron estructuras verticales muy similares en las diferentes variables seleccionadas para los meses de julio y febrero, así como también la presencia de los procesos de mesoescala más relevante del golfo. Confirmada la validez de CARS2009, se procedió a evaluar la influencia de la incursión del agua del Caribe sobre la estructura vertical de los nutrientes. Para ello se realizó un análisis combinado de bases independientes de datos; topografía dinámica absoluta, clorofila, climatologías de nitratos y el oxígeno (CARS2009), así como de observaciones de campo. La primera evidencia del efecto del agua Caribeña sobre la concentración de la clorofila es detectada sobre las aguas profundas del GoM mediante el análisis de los patrones de la desviación estándar de la topografía dinámica y las bajas concentraciones de Chl-a. Ambos patrones de distribución espacial coinciden en una banda zonal a lo largo de la línea 25°N del GoM. Se propone que la profundización de la nutriclina es debido al efecto conjunto de la intrusión del agua del Caribe y a la circulación anticiclónica. Dicho hundimiento de la nutriclina en el verano en la banda zonal de los 25°N, es muy probable sea una consecuencia hidráulica que ocurre de forma diferente en la región del occidente del GoM y la región de la Corriente de Lazo. Hacia el interior del GoM el volumen de agua caribeña se redistribuye, la CL se adelgaza y la nutriclina sube en esa región mientras que en la región occidental del GoM la capa de agua engrosa y la nutriclina se hunde. Por otro lado, en el invierno la CL tiene un flujo mas directo de la Corriente de Yucatán al Estrecho de Florida, lo que engrosa la Corriente de Lazo y hunde la nutriclina en esa región, en tanto en el Occidente no hay agua del Caribe y la nutriclina se mantiene somera. Las observaciones satelitales de topografía dinámica absoluta, corrientes superficiales de más de un cuarto de siglo, además de 20 años de datos de clorofila nos ha permitido confirmar el comportamiento climatológico de la dinámica de la Corriente de Lazo y el agua caribeña. La verificación de las climatologías del frente de la Corriente de Lazo desarrolladas en este trabajo es importante como referencia para el modelado numérico adicional, e impacta en las evaluaciones de la biogeoquímica, energía, transporte de calor y concentración de Chl a del Golfo.

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS
POSGRADO EN OCEANOGRAFIA COSTERA

LA INFLUENCIA DEL MAR CARIBE EN LOS PROCESOS DE
MESOESCALA DEL GOLFO DE MÉXICO

T E S I S

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

DOCTOR EN CIENCIAS

Presenta

JUAN ANTONIO DELGADO CONTRERAS

Aprobada por:



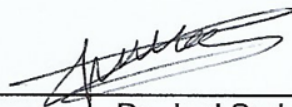
Dra. Sorayda Aime Tanahara Romero
Co-Director de tesis



Dr. José Martín Hernández Ayón
Co-Director de tesis



Dr. Julio Sheinbaum Pardo
Sinodal



Dr. Joel Sudre
Sinodal



Dr. Albert Zirino Weiss
Sinodal

DEDICATORIA

Este proyecto de vida esta dedicado a mi familia, familiares, amigos, profesores, compañeros, colegas y a todos aquellos que contribuyeron con su apoyo y ejemplo para motivarme a llevarlo a cabo.

AGRADECIMIENTOS

A Esther y Muriel por su comprensión y apoyo durante estos años de estudios.

Al Dr. Martin Hernández Ayón por ser un gran director y líder que además de haber estado al tanto de mi trabajo de tesis, manifestó todo el tiempo preocupación de mi persona y familia.

Al Dr. Albert Zirino que además de haberme guiado en mi trabajo con paciencia y estimación, siempre demostró una gran calidad humana siendo un ejemplo a seguir.

A la Dra. Sorayda Tanahara por dirigir mi tesis y además haberme otorgado la gran oportunidad de ingresar al programa doctoral.

A los Dres. Joel Sudre, Ivonne Montes, Julio Sheinbaum por la disposición, comprensión y paciencia hacia mi desempeño.

A la próxima Dra , Gabriela Cervantes por su motivación y apoyo cuando se le requería.

Al Lic. Bulmaro Pacheco por otorgarme el permiso laboral para iniciar los estudios de posgrado.

Al Dr. Rafael García Martínez por otorgarme el periodo sabático para concluir mis estudios de grado y por su gran amistad.

Al Tecnológico Nacional de México por las oportunidades que brinda a sus profesores de superarse profesionalmente.

Al personal de la Facultad de Ciencias Marinas y la UABC por su amabilidad y diligencia en los trámites de servicio universitario y especialmente a Rosita Soto.

A mis maestros de posgrado del Instituto de Investigaciones Oceanológicas por compartir sus conocimientos.

A las jóvenes promesas del laboratorio de CO₂ y a los posdoctorados Cristian Hakspiel, Armando Felix, Augusto, Normita por los buenos tiempos de bromas e intercambio de conocimientos.

Al PRODEP por la beca económica (PRODEP: DSA/103.5/16/5801).

A la Secretaría de Energía, proyecto 201441. este trabajo es una contribución del Consorcio de Investigación del Golfo de México (CIGoM).

I. ÍNDICE

Página

Índice General.....	7
Lista de Tablas.....	8
Lista de Figuras.....	9
INTRODUCCIÓN.....	14
JUSTIFICACIÓN.....	21
OBJETIVOS.....	22
• Objetivo general	
• Objetivos específicos	
CAPÍTULO I: Efecto de la incursión del agua del Caribe en el Golfo de México derivado de la topografía dinámica absoluta, datos satelitales, y clorofila a remotamente detectada.....	23
CAPÍTULO II: Validación de las climatologías de CARS2009 al sur de la línea 25°N del Golfo de México con observaciones de cruceros recientes.....	42
CAPÍTULO III: Variabilidad espacio temporal de las concentraciones de los nutrientes NO ₃ y O ₂ en la columna de agua por la influencia del agua caribeña.....	78
CONCLUSIONES GENERALES.....	111
LITERATURA GENERAL CITADA	113

II. LISTA DE TABLAS

Capítulo I. Tabla 1. Average bold numbers for Chl a concentrations (mg m^{-3}) and differences (mg m^{-3} ; %) between early and contemporary averages at two geographical areas: 95.5° W , 22.12° N and 91.5° W , 25.87° N (Western GoM) as well as 86° W , 22.12° N and 84.75° W , 23.37° N (LC–LCEs) during “early” (1998–2002), “middle” (2003–2008), and “contemporary” (2009–2014) epochs. The table shows the compared averages in bold. The standard deviations and the number of pixels considered are shown in parentheses.

III. LISTA DE FIGURAS

Capítulo I. Figura 1. Monthly means of absolute dynamic topography (ADT) and surface currents averaged over a quarter of a century (1993-2017).

Capítulo I. Figura 2. Climatological monthly maps of eddy kinetic energy (EKE) in GoM: red color contours correspond to the areas of maxima EKE. The thick black line corresponds to the isoline of 40 *cm* 2.2 *cm* of the CWF (the contour of the CWF is significant at the 95% of level). The EKE was calculated using daily maps of satellite-derived currents from AVISO (GEKCO) for a quarter of a century (1993 – 2017).

Capítulo I. Figura 3. Geographical positions of the CWF tracked using the 40 *cm* ADT isoline representing 1993-2017 monthly average values: a) Northward and b) Westward, respectively; c) ADT spectral analysis in a region influenced by the CWF (91.25°W, 23.125°N and 83.5°W, 28.12°N).

Capítulo I. Figura 4. The ADT quarter-century CWF (1993-2017) monthly climatology and its standard deviation are shown in solid and dotted lines, respectively. The solid line corresponds to the 40 *cm* isoline of the CWF. The dotted line encloses values of the standard deviation >15 *cm*.

Capítulo I. Figura 5. Average monthly percentage surface areas of CW in the interior of the Gulf of Mexico determined from climatology of the STD contour > 15 *cm*; enclosed areas were calculated in relation to the GoM area ($1.56 \times 10^6 \text{ km}^2$).

Capítulo I. Figura 6. Monthly means of absolute dynamic topography (ADT) from 1993-2002 (color) and its respective CWF computed with the 40 *cm* isoline (thick line).

Capítulo I. Figura 7. Monthly means of absolute dynamic topography (ADT) from 2003-2017 (color) and respective CWF computed with the 40 *cm* isoline (thick line).

Capítulo I. Figura 8. Monthly climatologies of *Chl-a* (SeaWIFS, 1998-2002 and MODIS data source, 2003-2017). The solid black line represents the contour of the 40 cm ADT data that represents the CWF (1998-2017). *Chl-a* values larger than 1 mg m^{-3} are plotted in red.

Capítulo I. Figura 9. From top left to bottom right, average *Chl-a* values according to period: column 1, SeaWIFS 1998-2002, column 2, MODIS 2003-2008, and column 3, MODIS 2009-2014. From top to bottom figures correspond to the mean seasons. Average *Chl-a* concentration is computed inside the red and white squares (white corresponds to the western GoM and red corresponds to the LC area). Average values for each time period and season are in Table 1.

Capítulo I. Figura 10. Differences of *Chl-a* concentration (mg m^{-3}) between 2009-2014 average values of MODIS data minus 1998-2002 average SeaWIFS values. The broken line represents the 250 m isobath. White contoured areas indicate no significant differences.

Capítulo I. Figura 11. *Chl-a* concentrations (mg m^{-3}) at four stations (a to d) in the GoM, daily time series derived from SeaWIFS from 1998 to 2002 (green) and MODIS from 2003 to 2017 (blue). Least square regressions for SeaWIFS (red line), MODIS (cyan line), and the overall linear regressions for each station (dashed black line).

Capítulo II. Figura 1. Distribución espacial de lances hidrográficos de los experimentos XIXIMI's de Julio de 2011 y Febrero de 2013. Los círculos azules representan las estaciones de muestreo para Julio 2011 (40 estaciones) y los puntos rojos las estaciones de Febrero de 2013 (35 estaciones). Los rumbos horizontales de A - L corresponden a las secciones verticales hidrográficas y de las variables biogeoquímicas.

Capítulo II. Figura 2. Diagramas T-S en verano a partir de CARS2009 (Julio) y XIXIMI-2 (Julio de 2011), conteniendo 40 lances. A cada perfil vertical (lance) de XIXIMI le corresponde uno de CARS cercano a la posición geográfica de los perfiles XIXIMI. Los colores indican $[\text{NO}_3]$ en paneles a) y b); oxígeno disuelto $[\text{O}_2]$ en los paneles c) y d). Los recuadros delimitan los rangos de temperatura y salinidad de las masas de agua NADW, AAIW, TACW, SUW, GCW, CWS.

Capítulo II. Figura 3. Diagramas T-S de CARS2009 (Febrero) y XIXIMI (Febrero de 2013) en el invierno, 35 lances respectivamente. A cada perfil vertical (lance) de XIXIMI le corresponde uno de CARS. Las concentraciones de $[NO_3]$ se indican en colores, paneles a) y b); lo mismo para $[O_2]$ paneles c) y d). En recuadros se delimitan los rangos de temperatura y salinidad de las masas de agua NADW, AAIW, TACW, SUW, GCW, CWS.

Capítulo II. Figura 4. Distribución espacial de lances hidrográficos de los experimentos XIXIMI's de Julio de 2011 y Febrero de 2013. Los círculos azules representan las estaciones de muestreo para Julio 2011 (40 estaciones) y los puntos rojos las estaciones de Febrero de 2013 (35 estaciones). Los rumbos horizontales de A – B, B – C, corresponden a las secciones verticales realizadas.

Capítulo II. Figura 5. Sección vertical de la temperatura del mar (rumbos A – B; B – C) en verano; En a) Sección climatológica de CARS2009 para el mes de Julio, y b) Sección para XIXIMI en Julio de 2011.

Capítulo II. Figura 6. Sección vertical de la temperatura del mar en invierno (rumbos A – B; B – C); En a) Sección de XIXIMI de Febrero de 2013 y b) Sección climatológica de CARS2009 de Febrero.

Capítulo II. Figura 7. Sección vertical de la salinidad (rumbos A – B; B – C) en verano; En a) Sección climatológica de CARS2009 para el mes de Julio, y b) Sección para XIXIMI en Julio de 2011.

Capítulo II. Figura 8. Sección vertical extendida de la salinidad (rumbos A – B; B – C); En a) sección de CARS2009 para el mes de Febrero; b) Sección de XIXIMI para Febrero de 2013.

Capítulo II. Figura 9. Sección vertical de nitratos en verano (rumbos A – B; B – C); En a) sección CARS2009 para el mes de Julio; b) sección XIXIMI julio de 2011.

Capítulo II. Figura 10. Sección vertical de nitratos durante invierno (rumbos A – B; B – C); En a) sección CARS2009 para el mes de Febrero; b) sección XIXIMI febrero de 2013.

Capítulo II. Figura 11. Sección vertical de Oxígeno en el verano (rumbos A – B; B – C); En a) sección de CARS2009 para el mes de Julio; b) Sección de XIXIMI para el mes Julio.

Capítulo II. Figura 12. Sección vertical de Oxígeno de invierno (rumbos A – B; B –C). a) sección de CARS2009 para el mes de Julio; b) sección de XIXIMI para el mes febrero de 2013.

Capítulo II. Figura 13. Diagrama de Taylor normalizado para el mes de Julio. Los 40 perfiles de referencia son condensados en el punto en color negro con la leyenda XIXIMI. Los modelos son las estimaciones estadísticas de 40 perfiles CARS2009 representados por los puntos en color rojo.

Capítulo II. Figura 14. Diagramas de Taylor normalizados para invierno. Los 35 perfiles “modelos” de CARS2009 corresponden a los puntos en color rojo. Las 35 referencias, de XIXIMI, se sitúan en un solo punto en color negro.

Capítulo III. Figura 1. Golfo de México, línea en color azul representa el transecto de los 25°N que va de oeste a este (A - B) sobre aguas de profundidades >200 m. Los puntos en color rojo alrededor de la posición 25.8°N y 95.5°W indican las estaciones de muestreo del experimento Malla Fina en la Zona de Perdido en marzo y septiembre de 2016.

Capítulo III. Figura 2. a) Desviación estándar de la topografía dinámica absoluta (STD – ADT; contornos de color) de 2003 a 2017; y b) Concentración de Chl-a (2003 a 2017). En ambas gráficas se sobrepuso la isolínea de 40 cm del ADT (línea continua en color negro; también CWF).

Capítulo III. Figura 3. Mapas mensuales de iso - superficies de la nutriclina 10 μM extraídos de CARS2009. Se tomó como referencia la profundidad de 150 m para discernir el hundimiento o afloramiento de la nutriclina 10 μM del $[\text{NO}_3]$.

Capítulo III. Figura 4. Mapas mensuales de iso - superficies de la oxiclina de 150 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ extraído de CARS2009. Se tomó como referencia la profundidad de 150 m para discernir el hundimiento o afloramiento de la oxiclina 150 $\mu\text{mol kg}^{-1}$.

Capítulo III. Figura 5. Patrones mensuales (cada renglón de paneles va de enero a diciembre) de las variables de ADT, sigma-t, temperatura, $[\text{NO}_3]$, Chl-a y $[\text{O}_2]$, a excepción del ADT (extraído de GEKCO) y Chl-a (extraído de Ocean Color: <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov>) las demás variables fueron extraídas de CARS2009.

Capítulo III. Figura 6. Evolución mensual de la topografía dinámica absoluta (ADT; en contornos de color) y las corrientes (flechas sobrepuestas) en el año 2016. Se tomó como referencia la isolínea de 40 cm de CWF.

Capítulo III. Figura 7. Campos espaciales de la topografía dinámica absoluta o frente del agua del Caribe (CWF) (contornos en color) y corrientes (flechas sobrepuestas) para el mes de a) marzo y b) septiembre de 2016. Se tomó como referencia los 40 cm de CWF (línea en color negro). En a) el anticiclón desprendido de la Corriente de Lazo (LCE), Olympus por dispersarse y en b) el LCE Poseidón en tránsito hacia la zona de Perdido.

Capítulo III. Figura 8. De a) hasta e) Transecto de las variables observadas en Malla Fina de temperatura, salinidad, densidad, concentraciones de nitrato y oxígeno para el mes de marzo de 2016. Lo mismo para f) hasta j) para el mes de septiembre de 2016.

Capítulo III. Figura 9. De a) hasta e) Transecto de las variables modeladas CARS2009 de temperatura, salinidad, densidad, concentraciones de nitrato y oxígeno para el mes de marzo. Lo mismo para f) hasta j) para el mes de septiembre.

Capítulo III. Figura 10. Diagramas Hovmöller) de las variables de temperatura, salinidad, densidad, nitratos y oxígeno en la región de Perdido.

Capítulo III. Figura 11. Diagramas T-S de Malla Fina 2016 y CARS2009: a) marzo y b) Septiembre en color concentración de $[O_2]$; c) y d) lo mismo pero en color la $[NO_3]$. Para diferenciar los datos de Malla Fina y CARS2009 se remarcan en color gris y en color rojo respectivamente.

INTRODUCCIÓN

La dinámica del Golfo de México (en adelante GoM) y el Mar el Caribe (MaC) es compleja debido a factores como el intercambio de calor, de masa, vorticidad y cantidad de movimiento a través de las fronteras, así como por la morfología de las cuencas, las plataformas continentales, costas y zonas de intercomunicación. Dado que la cuenca del GoM está conectada con el MaC a través del Canal de Yucatán, se hace necesario estudiar la física del Golfo y el MaC conjuntamente para entender mejor los procesos hidrodinámicos y biogeoquímicos ahí presentes.

La importancia de estudiar el GoM es que la corriente generada en su interior fluye a través del Estrecho de Florida, generando la Corriente del Golfo "Gulf Stream", la cual, desde el punto de vista dinámico y termodinámico es determinante en la circulación del Atlántico Norte y con ello en la Circulación Termohalina. El GoM es también una región importante económicamente, por la abundancia de sus recursos petroleros y biológicamente porque presenta una rica biodiversidad. Es importante considerar conjuntamente los procesos dinámicos y biogeoquímicos de esta cuenca semicerrada para un mejor uso y conservación de sus recursos.

MASAS DE AGUA

Se han reportado varias masas de agua que ingresan por el Canal de Yucatán y fluyen al interior del GoM. Las masas de agua representativas en el GoM son: Agua Profunda del Atlántico Norte (NADW), Agua Intermedia del Antártico (AAIW), Agua Subtropical Subsuperficial del GoM (GMStSsW), Agua Común del GoM (CGMW) y el Agua Común Subtropical Subsuperficial (CStSsW). La masa de agua más profunda NADW se forma en latitudes altas. Encima de ella se ubica la AAIW la cual se forma en la Antártica y va hacia el Norte bordeando la plataforma atlántica continental Oeste. La AAIW se encuentra en la zona entre los 650 m y 950 m y representa el 73.7% del volumen de agua de la cuenca del GoM, posee la salinidad más baja, entre 34.6ups y 34.89 ups y su temperatura va de 6.1 °C a 6.3 °C. Los giros anticiclónicos que se desprenden de la Corriente de Lazo contienen agua de AAIW (Monreal-Gómez, *et al.*, 2004).

Las masas de agua GMStSW, CGMW y la CStSsW son aguas modificadas de la AAIW formadas por el choque de los remolinos desprendidos de la Corriente de Lazo (en

adelante CL) con la plataforma continental frente a Tamaulipas y por el enfriamiento superficial del agua en el invierno. La colisión mencionada da lugar a un sistema de remolinos (dipolos y triadas). La CGMW representa el 4.83 % del volumen de agua, su salinidad y temperatura son 36.3 ups y 22.5⁰C, respectivamente. La GMStSW con temperatura de 22 ⁰C y salinidad de 36.4 ups se forma en el interior del GoM debido a los frentes fríos en la capa a 200m, modifica las propiedades del giro que se desprende de la CL. La CStSsW, es agua cálida y salada (22.5 0C y 36.6 ups), se aproxima desde el Canal de Yucatán para formar la CL (Monreal-Gómez, et al., 2004).

CIRCULACIÓN EN EL MAR CARIBE

Dentro de la circulación del Atlántico Subtropical Occidental es importante considerar al MaC y el GoM, dado que es ahí donde se genera la corriente de deriva del Atlántico Norte (Veron *et. al.*, 1999), misma que transporta calor a latitudes altas, además de ser fundamental para la circulación termohalina global.

En la parte occidental de la cuenca subtropical del Atlántico Norte se produce la unión de la Corriente de Guyana y la Norecuatorial, produciendo una fuerte componente hacia el Oeste que da lugar a la Corriente del Caribe. La corriente del Caribe es la principal corriente superficial en el MaC (Hernández-Guerra y Joyce, 2000); fluye principalmente entre las islas de Granada, Santa Lucía y San Vicente (Gordon, 1967). El flujo en la cuenca del Caribe es básicamente una circulación en dos capas: una superficial que llega hasta los 1200m de profundidad y otra que va desde 1200 metros hasta el fondo de la cuenca a través de todo el MaC. Gallegos *et al.* (1993) clasificaron a esta corriente como “muy variable”, de hecho, su evolución temporal no es bien conocida.

Una vez en el MaC, la corriente ingresa en el GoM a través del Canal de Yucatán tomando el nombre de Corriente de Yucatán. Esta corriente presenta una gran variabilidad en tiempo y espacio. La corriente de Yucatán es importante dado que es el inicio de la Corriente de Lazo, la cual es fundamental en la circulación del.

REMOLINOS EN EL CARIBE MEXICANO (CANALES DE YUCATÁN Y COZUMEL)

Los fenómenos de mesoescala, tales como los remolinos que cruzan el MaC y llegan a la región de comunicación GoM-MaC, parecen estar asociados con la variabilidad de la

Corriente de Yucatán, lo que proporciona una explicación coherente del comportamiento observado. Cetina *et al.* (2006) compararon observaciones de la corriente a lo largo de la costa del Caribe mexicano (desde el sur del banco Chinchorro hasta Puerto Morelos, al norte de la isla Cozumel) con simulaciones numéricas, para encontrar que la variabilidad en la región está controlada principalmente por el paso de remolinos. Los remolinos regulan la intensidad de la corriente de Yucatán, así como los periodos de convergencia y divergencia en la región donde la corriente de Caimán se acerca a la costa. Esta actividad se relaciona con los dos modos de variabilidad dominantes en el canal de Yucatán registrados por Abascal *et al.* (2003) a partir de observaciones eulerianas y por Candela *et al.* (2003) y Oey *et al.* (2004) a partir de simulaciones numéricas.

El origen de estos remolinos se da desde el Este de la cuenca del Caribe, el Mar de Caimán y los estrechos en Granada y Pequeñas Antillas. Los remolinos en el MaC han sido estudiados a partir de simulaciones numéricas (Murphy *et al.*, 1999; Tanahara y Crepon, 2006), datos de satélite (Carton y Chao 1999; Andrade y Barton 2001) y flotadores (Richardson, 2005). Aunque los remolinos provenientes del Este del Caribe parecen perder energía y desintegrarse al interactuar con el escalón topográfico entre Centroamérica y Jamaica, algunos han sido rastreados hasta la región de Yucatán (Guerrero *et al.*, 2004; Richardson, 2005), mientras que Candela *et al.* (2003) y Domínguez-Guadarrama (2005) presentaron evidencias de su cruce a través del canal de Yucatán. Algunos remolinos de menor escala contribuyen al transporte de vorticidad a través del canal de Yucatán (Simmons y Nof 2002; Candela *et al.*, 2003). Estos giros se pueden formar por inestabilidades locales de las corrientes principales o a partir vorticidad desprendida (“*streamers*”) de remolinos mayores al interactuar con la topografía, debido a eventos de fusión o interacción con la corriente promedio (Murphy *et al.*, 1999; Candela *et al.*, 2003; Richardson 2005; Cetina *et al.*, 2006; Jouanno *et al.*, 2008). Sin importar cual sea su origen, los remolinos absorbidos por la corriente de Yucatán pueden modular la variabilidad de las corrientes en la región (e.g., Carton y Chao, 1999; Andrade y Barton 2001) y generar fluctuaciones de vorticidad que podrían modular parte del proceso de liberación de remolinos por la corriente de Lazo (Candela *et al.*, 2003).

LA CORRIENTE DE LAZO Y REMOLINOS DE MESOESCALA EN EL GOLFO DE MÉXICO

La Corriente de Lazo conecta el Canal de Yucatán con el Estrecho de la Florida, dando lugar a la Corriente del Golfo (Mooers and Maul, 1998). La CL es parte del sistema de corrientes del Golfo, y se inicia en el Canal de Yucatán para doblar hacia el Este y salir por el Estrecho de Florida, donde cambia su nombre a Corriente de Florida y posteriormente será llamada Corriente del Golfo. La CL puede extenderse cuasi-periódicamente hasta la latitud 27°N cerca de la plataforma de Florida y desprender grandes remolinos anticiclónicos con diámetros cercanos a 300 km (núcleos de agua caliente) que se propagan hacia el Oeste del GoM.

El GoM se caracteriza por la presencia cuasi permanente de un remolino anticiclónico muy energético en su costa Oeste. Estos vórtices son generados entre la plataforma continental de Yucatán y Florida, y son determinantes en la dinámica de la región oriental de aguas mexicanas y del golfo mismo. Los giros anticiclónicos desprendidos (con periodos promedio de desprendimiento entre 8 y 10 meses), presentan una dinámica compleja, se desplazan hacia el Oeste y Noroeste del GoM directo a la plataforma continental donde colisionan y forman sistemas de giros (Brooks, 1984) alimentando además un remolino anticiclónico cuasi permanente frente a las costas de Tamaulipas, cuya región es llamada Zona del Perdido. Cabe señalar que también se forman plumas de cientos de kilometros de longitud hacia fuera de la plataforma con alto contenido de clorofila (Biggs y Muller-Karger, 1994).

NITRATOS Y OXÍGENO DISUELTO (OD) EN EL GOLFO DE MÉXICO

El sistema GoM y MaC presenta una hidrografía similar, sin embargo, los procesos de mesoescala producen variabilidad espacial y vertical sobre las variables hidrodinámicas y biogeoquímicas. Durante la descomposición de la materia orgánica en el mar, el fósforo, nitrógeno y carbono mediante la oxidación bacteriana se remineralizan y disuelven consumiéndose el OD.

Los nitratos superficiales del GoM y MaC se encuentran en muy bajas concentraciones < 0.25 microM. Los giros definen su distribución espacial. En los giros ciclónicos se han detectado máximas concentraciones subsuperficiales < 34.9 microM. No obstante, en algunos giros anticiclónicos se han medido concentraciones comparables a los

ciclónicos, lo cual es anómalo, se piensa que es debido a que estos anticiclones pertenecen a dipolos o triadas, y se induce en ellos un “entrainment”, o procesos de advección y difusión en el sistema de remolinos. Asimismo es difícil estimar su concentración debido a que dependen de la actividad primaria, ya que a diferencia de la salinidad, los nitratos no son conservativos (Vidal et al. 1990).

En las aguas del Caribe mexicano se ha observado una capa superficial homogénea de oxígeno disuelto durante todo el año, manteniendo los niveles de 4-5 ml/L, con un máximo de 6.1 ml/L y 3.2 ml/L entre 50 y 200 m, respectivamente (De la Lanza Espino, 1991). Esta agua da forma a la actual CL, que representa más del 50% del agua que entra en el Golfo de México. El contenido de oxígeno en la capa de mezcla del Golfo (0 a 150-200 m de profundidad) es uniforme con valores de oxígeno alrededor de 4.5 ml/L. Otra característica importante del GoM es la presencia de la capa mínima de oxígeno localizada aproximadamente entre 200 y 600m , con valores de 2.0 ml/L observado en el Noroeste y con valores <3.0 ml/L cerca de 600 m de profundidad en la corriente de Lazo (Morrison and Nowlin, 1977). Esta capa mínima de oxígeno se observa también en el interior del Golfo (Nowlin, 1971; El-Sayed *et al.*, 1972) y depende de los factores climáticos, la amplitud de las características de la circulación local, ésta se eleva en los giros ciclónicos y se hunde en presencia de giros anticiclónicos (Vidal *et al.*, 1990).

La región Noreste del GoM presenta giros ciclónicos con afloramiento de aguas subsuperficiales conteniendo oxígeno disuelto 4.5 ml/L, y se asocia con procesos de fotosíntesis (Vidal *et al.*, 1990). El contenido de O₂ cerca de la costa Noroeste es 6.0 ml/L y la temperatura y la salinidad muestran un equilibrio dinámico entre las aguas superficiales y la atmósfera (Vidal *et al.*, 1990; ídem, 1994). Se ha reportado sobresaturación en la plataforma de Yucatán, con 112% (6.1 ml / l) a 20 metros de profundidad debido a una alta productividad estimulada por procesos de surgencia (Signoret *et al.*, 2006).

En el Banco de Campeche al final de la temporada de lluvias, la concentración de oxígeno superficial alcanza hasta 2.6 ml/l (Secretaría de Marina, 1972). Se ha observado también un hundimiento de aguas superficiales con alto contenido de oxígeno en la región del anticiclón Mexicano de la costa Noroeste, formando un perfil vertical de 4.4 ml/L hasta una profundidad de 1000 m. Dentro de los límites del anticiclón y en el centro del ciclón, se

ha observado agua con poco oxígeno (2.5 ml/L) la cual se eleva hasta 120 m de profundidad (De la Lanza Espino, 1991).

Por otro lado, la biodegradación bacteriana de hidrocarburos en aguas profundas consume oxígeno disuelto, influyendo en los ciclos biogeoquímicos del carbono (Hu, X., *et al.*, 2014). Durante el derrame de petróleo del Deepwater Horizon 2010 en el GoM, el hidrocarburo más abundante liberado fue el metano. El análisis de las distribuciones de oxígeno medidos a lo largo de la región afectada arrojó que en 120 días se habían consumido 1.9×10^{10} moles de O_2 por respiración bacteriana (Du y Kessler, 2012). En la zona donde ocurrió el derrame, se observó un “hundimiento” del O_2 (Joint Analysis Group, 2010).

La capacidad de metabolizar hidrocarburos se presenta en diferentes tipos de microbios e implica procesos biológicos, físicos y geoquímicos y esta debería ser diferente a lo largo del GoM. Sin embargo se desconoce mucha de la variabilidad temporal y espacial en el GoM de muchas de las variables biogeoquímicas. En particular, no hay acuerdo en cuanto a la complejidad que un modelo biogeoquímico debería contener en términos de interacción entre la biota del océano, la física del océano, y los ciclos biogeoquímicos marinos principales. No obstante, la importancia de estos procesos biogeoquímicos en el clima global y en general para un medio ambiente sostenible ha sido reconocido (Marshall et al., 2002).

AREA DE ESTUDIO

EL Golfo de México es una cuenca semicerrada con una profundidad máxima de 3600 m. Al sureste, se conecta con el Mar Caribe a través del Canal de Yucatán y al noreste con el Océano Atlántico a través del Estrecho de la Florida. El Golfo de México está constituido por una plataforma continental variable. Al sureste de la Península de Yucatán la plataforma es angosta, 2 km de ancho, y abrupta. Al norte de la Península de Yucatán se localiza el Banco de Campeche con una anchura de 250 km y pendiente suave. Al suroeste, frente a los estados de Veracruz y Tamaulipas, la plataforma se angosta a 35 km, y en la zona norte vuelve a engrosar hasta 190 km de ancho frente a Mississippi hasta Florida donde su anchura es de hasta 285 km.

El Golfo de México y el Mar Caribe forman una región cuya profundidad es mayor a los 3500m. La topografía del Caribe mexicano se caracteriza por dos canales paralelos a la línea de costa: uno, el canal de Cozumel con profundidad cercana a los 500 m y ancho de 18

km, el otro, ubicado al este de la isla Cozumel, conocido como canal de Yucatán. El Canal de Yucatán es la única conexión entre estas dos cuencas con un ancho aproximado de 210 Km (196 km, de hecho, de cabo San Antonio, Cuba, a Isla Mujeres, México), una profundidad media de 1500 m y un umbral de 2040 m (Merino, 1997). Recientemente se detectó una profundidad de 800 m en el Canal de Cozumel (Scheinbaum, com. per.).

JUSTIFICACIÓN

Existen interrogantes sobre la importancia de la influencia de la Corriente del Caribe en los procesos hidrodinámicos de mesoescala presentes en el GoM, tales como: la variabilidad de La Corriente de Lazo y los giros de mesoescala. No se tiene en claro si existe una influencia directa en dichas estructuras debido a la transferencia de vorticidad a través de las Antillas Menores proveniente de la Norcorriente del Brasil; ni se ha logrado esclarecer el papel del archipiélago de las Antillas Menores en el desprendimiento de remolinos por la Corriente de Lazo. Se ha planteado que esta semi barrera geográfica pudiese modular la vorticidad de los giros en el Mar Caribe e influir tanto en la LC como en el desprendimiento de remolinos anticiclónicos. Por otro lado, recientemente, se ha encontrado que el Canal de Cozumel es profundo (Scheimbaum, comunicación personal), lo que podría contribuir en la Corriente de Yucatán y con ello ser una influencia más en el desprendimiento de remolinos anticiclónicos de la CL.

Asimismo, se desconoce si la variabilidad espacial y temporal de los procesos biogeoquímicos, de nutrientes y OD están asociados o regulados por la hidrodinámica de mesoescala en el interior del Golfo de México. Habría que considerar la contribución de los sistemas de remolinos, sistemas de vientos, aportes pluviales si contribuyen también a modificar la biogeoquímica y determinar la conectividad en el GoM, lo que representa un campo de investigación. Con el desarrollo de los modelos biogeoquímicos acoplados a modelos hidrodinámicos se posibilita la comprensión de los mecanismos que modulan la variabilidad espacial y temporal de mesoescala. Asimismo las bases de datos independientes como son los datos remotos de nivel del mar, vientos, corrientes, observaciones de campo y

OBJETIVOS

Objetivo General

- Describir la evolución climatológica del agua caribeña y la influencia de su estructura hidrodinámica en las distribuciones superficial de la concentración de *Clorofila a* y subsuperficial de los nutrientes.

Objetivos Específicos

- Describir la variabilidad climatológica de la Corriente de Lazo en un periodo de un cuarto de siglo.
- En un contexto de calentamiento global determinar si las concentraciones de Clorofila *a* responden a la influencia de la dinámica del agua caribeña.
- Determinar la confiabilidad de las variables termohalinas y de los nutrientes de las climatologías de CARS2009.
- Analizar la influencia estacional del agua del Caribe en la distribución vertical de los nutrientes.

CAPÍTULO I: Efecto de la incursión del agua del Caribe en el Golfo de México derivado de la topografía dinámica absoluta, datos satelitales, y clorofila a remotamente detectada .

Trabajo publicado en la revista Ocean Science: *J. A. Delgado et al., (2019). Effect of Caribbean Water incursion into the Gulf of Mexico derived from absolute dynamic topography, satellite data, and remotely sensed chlorophyll a. Ocean Science: <https://doi.org/10.5194/os-15-1561-2019>.*

RESUMEN: La dinámica de la Corriente de Lazo (CL) y los remolinos que se desprenden de ella (LCE, Loop Current eddies por sus siglas en inglés) dominan la circulación superficial del Golfo de México (GoM) y transportan agua del Caribe (CW) hacia el golfo. En este trabajo, 25 años (1993-2017) de datos satelitales diarios son usados para investigar la variabilidad de estos procesos físicos y su efecto en las concentraciones de clorofila a (Chl a) de 1998 a 2017, incluídos los cambios temporales, las diferencias medias y las tendencias de concentración regional. Las variables físicas analizadas son la topografía dinámica absoluta (TDA) y las corrientes oceánicas. Del análisis de ADT y de las climatologías oceánicas mensuales, se muestra que hay una intrusión anual de CW con una incursión al interior del GoM que comienza en primavera, es máxima en el verano, llega hasta la posición geográfica 28°N y 90.45°W, y luego se retrae en invierno hasta aproximadamente la posición geográfica 26.5°N y 88.3°W. Concentración mínimas de Chl-a ($< 0,08 \text{ mg m}^{-3}$) son encontradas durante el período verano-otoño dentro de la región de máxima incursión de CW; lo contrario se observa durante el período de invierno cuando la concentración de Chl a llega al máximo, por ejemplo, $> 0,14 \text{ mg m}^{-3}$. El promedio corrido de 3 años de la isolínea de 40 cm de ADT reproduce cualitativamente el patrón climatológico de 25 años mostrando que antes de 2002 la CW era menos intrusiva. Esto sugiere que a partir de 2003, grandes volúmenes de aguas oligotróficas del Mar Caribe han invadido el GoM occidental y reducido la concentración superficial media de Chl a. Una comparación directa entre los períodos 1998-2002 y 2009-2014 indica que en el último intervalo de tiempo, la concentración de Chl a superficial sobre aguas de profundidades mayores de los 250 m ha disminuido significativamente.

Palabras Clave: Golfo de México, Topografía dinámica absoluta, bajas concentraciones de clorofila, intrusión de agua del Caribe al Golfo de México, se confirma patrón climatológico de corrientes y nivel del mar.



Effect of Caribbean Water incursion into the Gulf of Mexico derived from absolute dynamic topography, satellite data, and remotely sensed chlorophyll *a*

Juan Antonio Delgado^{1,2,5}, Joël Sudre³, Sorayda Tanahara¹, Ivonne Montes⁴, José Martín Hernández-Ayón⁵, and Alberto Zirino⁶

¹Facultad de Ciencias Marinas, Universidad Autónoma de Baja California, Transpeninsular Tijuana-Ensenada, no. 3917, Fraccionamiento Playitas, CP 22860, Ensenada, Baja California, Mexico

²Instituto Tecnológico de Guaymas/Tec. Nacional de México, Guaymas, Sonora, Mexico

³LEGOS, CNRS/IRD/UPS/CNES UMR 5566, 18 av. Ed Belin, 31401 Toulouse Cedex 9, France

⁴Instituto Geofísico del Perú (IGP), Lima, Peru

⁵Instituto de Investigaciones Oceanológicas, Universidad Autónoma de Baja California, Transpeninsular Tijuana-Ensenada, no. 3917, Fraccionamiento Playitas, CP 22860, Ensenada, Baja California, Mexico

⁶Scripps Institution of Oceanography, University of California, San Diego, 9500 Gilman Drive, La Jolla, California 92093, USA

Correspondence: Sorayda Tanahara (stanahara@uabc.edu.mx)

Received: 28 May 2019 – Discussion started: 28 June 2019

Revised: 16 October 2019 – Accepted: 16 October 2019 – Published: 29 November 2019

Abstract. The dynamics of the Loop Current (LC) and the detached Loop Current eddies (LCEs) dominate the surface circulation of the Gulf of Mexico (GoM) and transport Caribbean Water (CW) into the gulf. In this work, 25 years (1993–2017) of daily satellite data are used to investigate the variability of these physical processes and their effect on chlorophyll *a* (Chl *a*) concentrations from 1998 to 2017, including temporal changes, mean differences, and regional concentration tendencies. The physical variables analyzed are absolute dynamic topography (ADT) and oceanic currents. From the ADT and oceanic current monthly climatologies, it is shown that there is an annual intrusion of CW with an inward incursion that starts in spring, peaks in the summer, reaches to 28° N and 90.45° W, and then retreats in winter to approximately 26.5° N and 88.3° W. Minimum surface Chl *a* concentrations ($< 0.08 \text{ mg m}^{-3}$) are found during the summer–autumn period inside the region of maximum incursion of CW; the opposite is observed during the winter period when Chl *a* concentrations were at a maximum, e.g., $> 0.14 \text{ mg m}^{-3}$. The 3-year running averages of the ADT 40 cm isoline qualitatively reproduce the climatological pattern of 25 years showing that before 2002 CW was less intrusive. This suggests that from 2003 onward, larger volumes

of oligotrophic waters from the Caribbean Sea have invaded the western GoM and reduced mean surface Chl *a* concentrations. A direct comparison between the 1998–2002 and 2009–2014 periods indicates that in the latter time interval, the Chl *a* concentration above waters deeper than 250 m has decreased significantly.

1 Introduction

The effects of global warming on the circulation of the world's oceans and its concomitant consequences on the oceans' biological productivity are some of the most important scientific and economic issues of our times. Forecasting the effects of global warming on ocean resources depends on having a clear understanding of the manner in which physical processes (e.g., solar radiation, winds, circulation, and vertical mixing) affect primary production. This understanding is aided by the availability of remote sensing observations, unparalleled in their spatial and temporal coverage of the earth's surface. Since 1990, satellite data on absolute dynamic height (ADT), chlorophyll *a* (Chl *a*) concentration, and derived

products (eddy kinetic energy (EKE), geostrophic and Ekman currents) have been available to study the Gulf of Mexico (GoM), an important socioeconomic region for fisheries, petroleum, natural gas, and tourism. We have availed ourselves of a 25-year time series of satellite data to study the relationship between the physical dynamics of the GoM and its effect on primary production in the context of a global warming scenario. Unlike previous studies, this work entails the analysis of the Loop Current (LC), the path footprint of the LC eddies (LCEs), and the dominant features of the surface circulation that transport Caribbean Water (CW) into the GoM (Nowlin and McLellan, 1967; Morrison et al., 1983). The LC in the eastern GoM is part of the North Atlantic Ocean Subtropical Gyre, an essential contributor to the interhemispheric Meridional Overturning Cell (Schmitz and McCartney, 1993; Candela et al., 2003; Schmitz et al., 2005). This current carries warm waters from the gulf to the North Atlantic through the Straits of Florida via the Gulf Stream (Hurlburt and Thompson, 1980), thereby also being an important contributor to the upper ocean heat budget of the GoM (Liu et al., 2012). Based on a detailed analysis in the central and western GoM by Portela et al. (2018), within the gulf are seven water masses in order of increasing mean density: the remnants of Caribbean Surface Water (CSW; also referred to as CW), North Atlantic Subtropical Underwater (NASUW), Gulf Common Water (GCW), Tropical Atlantic Central Water (TACW), the nucleus of the TACW (TACWn), Atlantic Intermediate Water (AAIW), and North Atlantic Depth Water (NADW). Here, we are principally concerned with surface effects.

CW enters the GoM via the LC with specific biological (i.e., low Chl *a*) and physical characteristics (warmer by ~ 0.6 units and less saline waters by ~ 0.5 units). The current penetrates into the gulf, reaching 28° N, near the Mississippi Delta. As it extends to the north, it forms a loop (Austin, 1955) that turns southeast to ultimately exit into the Atlantic Ocean.

Knowledge of how the thrust of the LC affects the intrusion of CW is based on hydrographic data (Leipper, 1970; Niiler, 1976; Behringer et al., 1977; Molinari et al., 1977; Huh et al., 1981; Paluszkiwicz et al., 1983), remote sensing observations (Vukovich et al., 1979; Vukovich, 1988; Leben and Born, 1993; Leben, 2005), and, in the last 20 years, numerical modeling (Hurlburt and Thompson, 1980; Candela et al., 2003; Oey et al., 2005; Sturges and Lugo-Fernandez, 2005; Counillon and Bertino, 2009; Cardona and Bracco, 2016; Wei et al., 2016). More recently, novel developments based on artificial neural networks and empirical orthogonal function analysis have also been applied to predict LC variation (Zeng et al., 2015), effecting reliable forecasts for up to 5 to 6 weeks. Knowledge of how the primary forcing mechanism affects the Loop Current is important to the circulation of the GoM as both a direct and indirect generator of surface-layer eddies and as a source of lower-layer flows (Hamilton et al., 2016). Based on satellite altimetry observations

and the dynamic height gradient from 1993 to 2009, Lindo-Atichati et al. (2013) observed northward seasonal penetration of the LC, peaking in summer. LC extension and anticyclonic eddy separation are the result of the momentum imbalance (Pichevin and Nof, 1997) and form the shape of future LCEs. Chang and Oey (2010), using a numerical model, proposed that wind stress could be the primary forcing that releases LCEs. In a second paper, supported by satellite observations, they proposed that the LC intrusion and the shedding of the LCEs followed a biannual cycle (Chang and Oey, 2013). A reanalysis of archived data also detected statistically significant LCE separation seasonality (Hall and Leben, 2016). Recently, Candela et al. (2019) analyzed 4 years of water current data and reported a seasonal cycle in the transport through the Yucatán Channel, with the annual cycle as the main harmonic peak in July.

Interacting seasonal and stochastic processes could trigger the separation of the LCEs (Fratantoni et al., 1998; Zavala-Hidalgo et al., 2003, 2006) as well as forming Caribbean eddies and other topographic features (García-Jové et al., 2016). In this context, the LC system has some similarities with the North Brazil Current retroflexion (Pichevin et al., 1999; Goni and Johns, 2001; Zharkov and Nof, 2010), the Agulhas retroflexion (de Ruijter et al., 1999; Baker-Yeboah et al., 2010), and the Gulf Stream, wherein large meanders pinch off as warm rings (Brown et al., 1983; Richardson, 1983; Savidge and Bane, 1999).

Despite extensive research, after more than a half-century we are still struggling to completely understand LC variability, the processes controlling the Loop Current extension, and the mechanism of the detachment of anticyclones from the loop. Because positive time trends have been reported in temperature, winds, sea level, and the greater number of detached eddies separated from the LC, it can be expected that these phenomena would affect primary productivity and, indirectly, surface Chl *a* concentration (Polovina et al., 2008; Laffoley and Baxter, 2016). In this work, 25 years (1993–2017) of daily ADT data combined with monthly radiance data from 1998 to 2017 are used to investigate the variability of the transport of Caribbean Surface Water into the gulf and its effect on Chl *a* concentration. We examined temporal changes, mean differences, and regional concentration tendencies.

2 Data and methods

Three independent datasets were used to provide evidence of temporal variability in the extension of CW into the GoM. We used ADT and surface velocity fields (geostrophy and Ekman) from the GEKCO (Geostrophic Ekman Current Observatory; Sudre et al., 2013) product from 1993 to 2017 with a resolution of $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, in conjunction with Chl *a* ocean color data derived from the reprocessing R2014.0 product suite from Aqua MODIS (Moderate Reso-

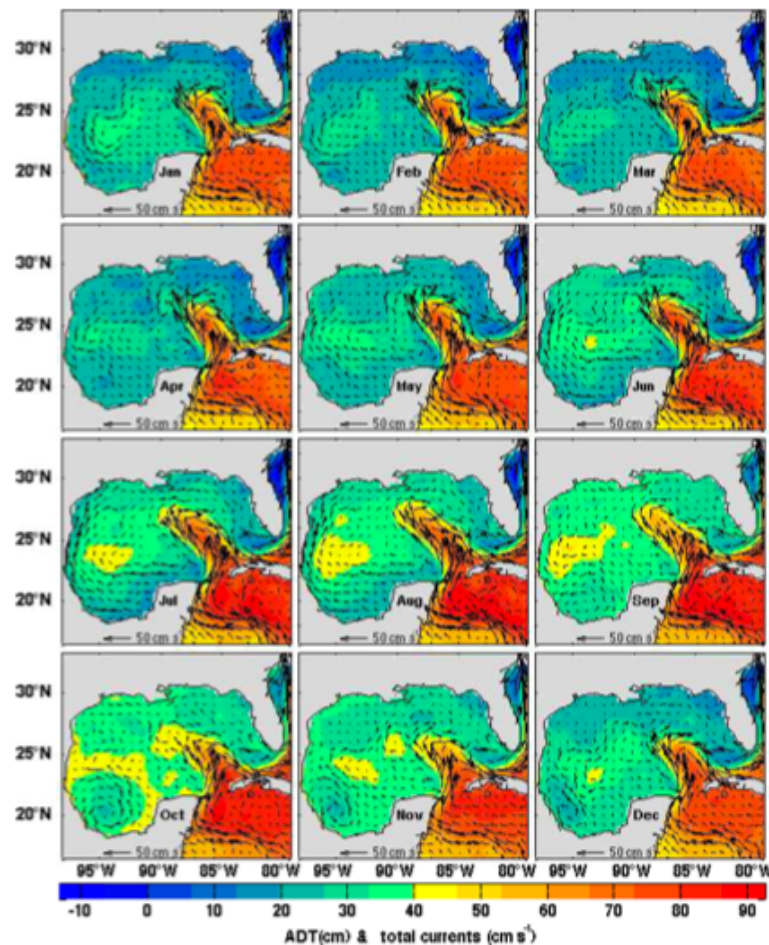


Figure 1. Monthly means of absolute dynamic topography (ADT) and surface currents averaged over a quarter of a century (1993–2017).

lution Imaging Spectroradiometer) and from SeaWiFS (Sea-Viewing Wide Field-of-View Sensor), using the OCx algorithm with a spatial resolution of 9×9 km (<https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/cgi/l3>, last access: 19 November 2019). The 2003–2017 monthly Chl *a* ocean color product was derived from Aqua MODIS, and the 1998–2002 monthly Chl *a* ocean color product was derived from SeaWiFS.

Climatology was created from maps of ADT that result from the elevation of the sea surface height referenced to the geoid using the product from DUACS (Data Unification and Altimeter Combination System) available on the AVISO (Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data) website at <https://www.aviso.altimetry.fr/en/data> (last access: 19 November 2019). The ADT climatology was constructed using the 25 years of daily satellite maps from 1993 to 2017, averaging for each month in

the different years. We considered LCEs in any stage of formation, detaching, and reattaching to the LC as evidence of the incursion of CW. After the ADT climatology was obtained, the predominant boundary contour of CW was extracted from each climatological month. It was observed that the 40 ± 2.2 cm ADT contour was well matched to the climatological maxima of its respective EKE. For this reason, the ADT 40 cm contour is taken as the main ADT reference that tracks the Caribbean Water Front (CWF).

Specifically, monthly CWF positions were obtained from short-term running averages of daily satellite observations in 3-year periods. Each running average was moved rearward by 1 year, e.g., 1993–1995, 1994–1996, 2014–2016, 2015–2017. For each 3-year period, a set of 12 monthly maps was obtained, resulting in a total of 23 sets of monthly CWF maps: 10 sets from 1993 to 2002 and 13 sets from 2003 to

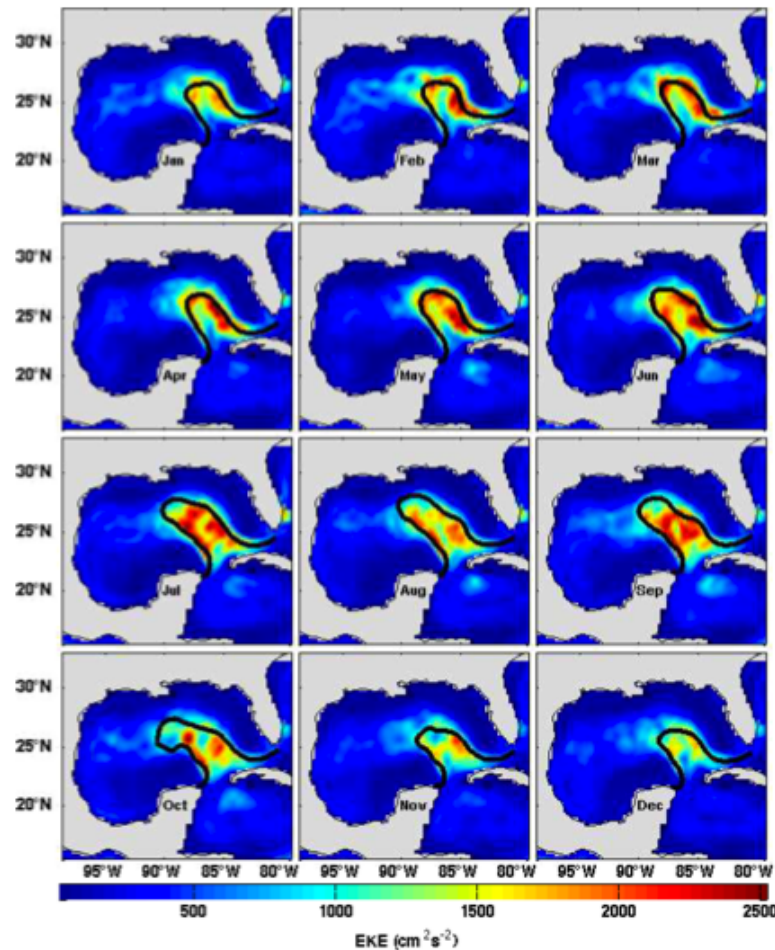


Figure 2. Climatological monthly maps of eddy kinetic energy (EKE) in the GoM: red contours correspond to the areas of maxima EKE. The heavy black line corresponds to the 40 cm isoline of the CWF (the contour of the CWF is significant at the 95 % level). The EKE was calculated using daily maps of satellite-derived currents from AVISO (GEKCO) for a quarter of a century (1993–2017).

2017. We used the 40 cm contour of each set of 3-year averages because this was the contour with the highest EKE observed in the 25-year dataset. To retrieve the CWF contours, we first determined the initial latitudinal position of the CWF to be at 80.7° W with the respective corresponding longitudinal positions between Cuba and Florida. The CWF contour lines that run from east to west and finish close to the tip of the Yucatán Peninsula were separated by $0.2 \pm 0.1^\circ$. However, some ADT contour “islands” appeared next to the CWF with a typical distance of $> 0.3^\circ$ from the CWF contour. Additionally, a spectral analysis was done using a daily time series of 25 years of ADT data to build a spatially averaged region influenced by the LC between 91.25° W and 23.125° N and between 83.5° W and 28.12° N.

When ADT island distances were $> 0.3^\circ$ from the front, we used a MATLAB code procedure to eliminate them from the CWF contours. Once the CWF’s contours were retrieved, the next step was to visually corroborate the quality and coherence of each CWF contour over the monthly field maps of ADT, sea surface currents, and Chl *a* distribution. In this way, inconsistencies were detected and corrected. The MATLAB code procedure satisfactorily corrected 91.3 % of the contours. The remaining sets were corrected by hand via visual analysis.

The main mesoscale instabilities were obtained from calculations of the climatological monthly EKE maps of geostrophic and Ekman currents obtained from 25 years of daily satellite observations from GEKCO using the follow-

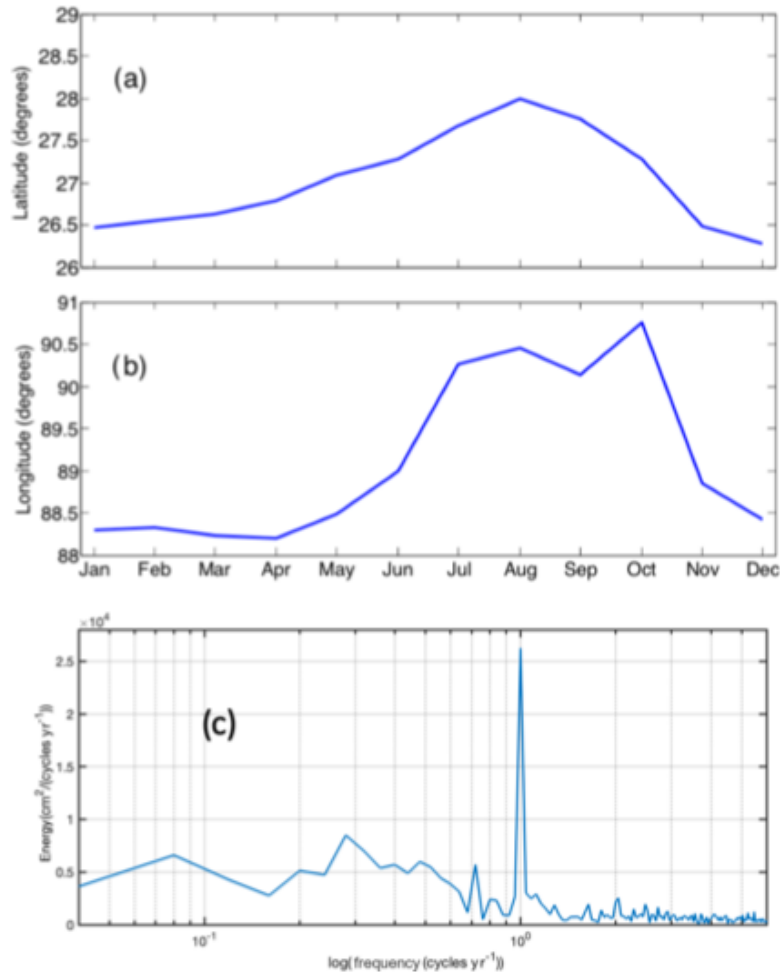


Figure 3. Geographical positions of the CWF tracked using the 40 cm ADT isoline representing 1993–2017 monthly average values: (a) northward and (b) westward, respectively; (c) ADT spectral analysis in a region influenced by the CWF (91.25° W, 23.125° N and 83.5° W, 28.12° N).

ing equation:

$$u = u' + U; u' = u - U, \quad (1)$$

$$v = v' + V; v' = v - V, \quad (2)$$

$$\text{EKE} = 1/2(u'^2 + v'^2), \quad (3)$$

where u and v represent the total current ($u = u_E + u_g$ and $v = v_E + v_g$), u_E and v_E represent the Ekman current, u_g and v_g represent the geostrophic current, U and V are the means of the oceanic currents, and u' and v' are the anomalies of the current. To find the relationship between ADT and EKE patterns, the 40 cm ADT isoline was overlaid on the monthly EKE maps. This made the EKE means representative of the energy of the mesoscale eddy field (Jouanno et al., 2012).

For consistency between the different satellite datasets, all monthly climatological spatial fields were standardized at $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ spatial resolution by bilinear interpolation.

3 Results and discussion

3.1 Tracking the intrusion of Caribbean Water

The LC enters the gulf through the Yucatán Channel and exits through the Straits of Florida, penetrating northward into the GoM until instabilities form in the current and a ring-like LCE pinches off. There are two ways of tracking the LC: (1) tracking the thermal signal (not possible in summer due

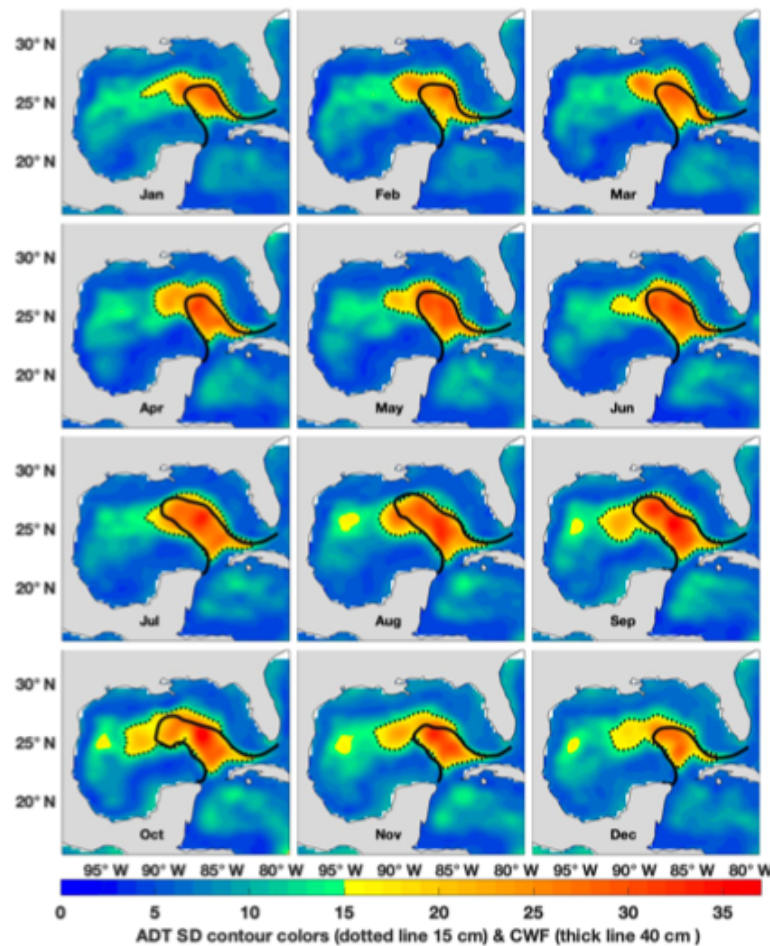


Figure 4. The ADT quarter-century CWF (1993–2017) monthly climatology and its standard deviation are shown in heavy and dotted lines, respectively. The heavy line corresponds to the 40 cm isoline of the CWF. The dotted line encloses values of the standard deviation > 15 cm.

to weak thermal contrast in the GoM) and (2) tracking the sea surface height through satellite altimetry. In 2005, Leben, using the 17 cm contour in daily sea surface topography maps (this contour closely follows the edge of the high-velocity core of the LCEs and LC), tracked the LC thermal fronts in the sea surface temperature images during good thermal contrast. In a different way, Lindo-Atichati et al. (2013) calculated the maximum horizontal gradient of the sea surface height (SSH) to track only the contours of the Loop Current Front (LCF). In this work, we used the ADT to track both the LC and the LCEs formed by the influence of the CW. Monthly mean surface oceanic currents from GEKCO overplotted on the ADT data are shown in Fig. 1. Maximum satellite surface current velocities in the Caribbean Sea and the GoM, as well as in the Yucatán current on the continen-

tal coast, were $> 50 \text{ cm s}^{-1}$, coinciding with in situ estimates of $\sim 60 \text{ cm s}^{-1}$ (Badan et al., 2005). The monthly GoM total current fields show the variability of the primary forcing that coincides with the mean ADT edge; the vectors of maximum velocity are tangent to the edge of the maximum slope change. To locate the CW, the 40 cm mean ADT isoline was chosen. The ADT reference corresponds to regions of maximum ADT gradients and maximum EKE. Figure 1 shows that (mostly) in autumn (October, November, and December) and winter (January, February, and March), the CW retracts to its most southeasterly location. In contrast, in spring (April, May, June) and summer (July, August, September), CW penetration moves towards the northwest. In fact, the extension begins in May and reaches maximum penetration in August, showing an annual pattern. This movement is sim-

ilar to that observed by Chang and Oey (2013). They found that in summer, the maximum LC intrusion was forced by the trade winds. Their and our observations are also consistent with the work of Candela et al. (2019), who reported that water transport into the GoM in July through the Yucatán Channel was at a maximum.

It is accepted that LCEs occur in a geographical control zone that is based on momentum imbalance (Pichevin and Nof, 1997; Nof, 2005) rather than instability. Also, we should not abandon the idea that the formation of instabilities such as meanders and cyclonic eddies are due to high EKE produced by upstream conditions that influence the circulation within the GoM (Oey et al., 2003) and produce changes in the fluxes in the Yucatán Channel (Candela et al., 2002), transport variations in the LC (Maul and Vukovich, 1993), variations in the deep outflow (Bunge et al., 2002), and cyclonic eddies in Campeche Bank and Tortugas (Fratantoni et al., 1998; Zavala-Hidalgo et al., 2003). The areas of large EKE are related to the intrusion and retreat of CW (García-Jové et al., 2016) via baroclinic and barotropic instabilities (e.g., Jouanno et al., 2009).

Figure 2 shows that the 40 cm isoline encloses the maximum EKE area of the LC–LCEs during each climatological month, demonstrating that its distribution is mainly centered in the LC region; consequently, the maximum EKE borders the CW Front just where the abrupt horizontal gradients of ADT exist and changes in current speed occur. It is clear that the 40 cm isoline of ADT matches both the maximum EKE values and the maximum ADT gradient very well and is a good tracker of the contours of LC–LCEs. Lindo-Atchati et al. (2013) proposed a methodology using the SSH maximum horizontal gradient, which is the addition of sea height anomaly and mean dynamic topography, to obtain the contours of the LCF and LCEs. In our analysis, we chose the 40 cm isoline as a general reference to track the LCF, LCEs, and CW transport.

The enhanced monthly EKE signals respond in the same way as the LCF, repeating the mean monthly pattern as well as the total currents; the CW intrusion starts in spring and peaks in summer to retract in autumn and winter, and there are no relevant mesoscale EKE structures in the western GoM. These results confirm an annual pattern of CW intrusion in summer months and a retraction in winter.

3.2 West and northward Caribbean Water extension

The monthly intrusions of the CWF were tracked by taking as a reference the northernmost latitudes and westernmost longitudes of the 40 cm ADT isoline representing 1993–2017 monthly average values of the ADT (not spatially averaged). The climatological position of the CWF for each month of the year is shown in Fig. 3. These results confirm the annual intrusion of CW as follows: (1) analysis of the maximum north and westward penetration of the front over 25 years shows that from January to February, it is retracted south-

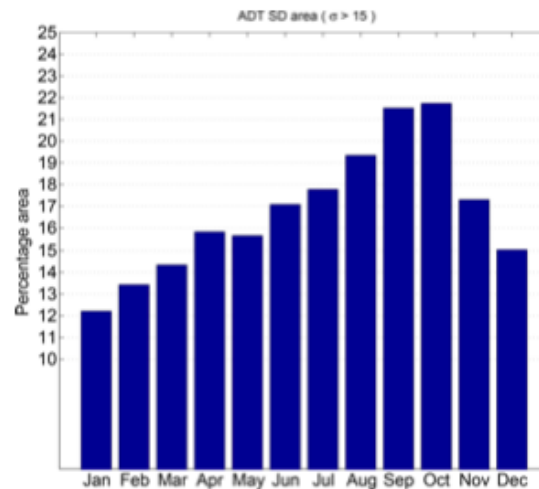


Figure 5. Average monthly percentage surface areas of CW in the interior of the Gulf of Mexico determined from climatology of the SD contour > 15 cm; enclosed areas were calculated in relation to the GoM area (1.56×10^6 km²).

east to $\sim 26.55^\circ$ N and $\sim 88.32^\circ$ W (Fig. 3a and b, respectively) and intrudes to 28° N, 90.45° W in August; (2) an ADT spectral analysis derived from 25 years of daily data from the CWF region shows a strong annual signal that originates from the back and forth of the ADT signal (Fig. 3c). In this work, the ADT signal also includes the seasonal steric effect. Based on Hall and Leben (2016), a steric signal appears as an annual sine wave with a 5.8 cm amplitude. When the estimated seasonal steric influence is removed, the high energy peak diminishes by 74 %.

In winter, the “tongue” of the CWF moves slowly to the north without westward advance; in spring it lengthens and travels slightly towards the west. From January to March, the northward CWF position shifts slowly, tracing a gently sloping line that starts at 26.5° N, reaches its maximum northern position of 28° N in August, and then decreases in December to 26.28° N (maximum travel of the CWF was 1.72° or 191 km). In summer, the CWF intrudes further into the interior of the GoM in both the north and west: its maximum northern and westward advance occurs in August to 28° N and 90.45° W, but then the CWF retracts in the last month of summer. Regarding CWF westerly movement (Fig. 3b), the CWF traveled little from January to April; in May, however, it extended quickly and in July, August, and September reached approximately 90.2° W. It peaked in October at 90.76° W (maximum range was 2.56° or 253 km, calculated at 27.5° N latitude). In December, the CWF retracted abruptly to 88.24° W.

Another aspect of the CWF is the rate of intrusion and retraction. From March to August, the CWF moves to the

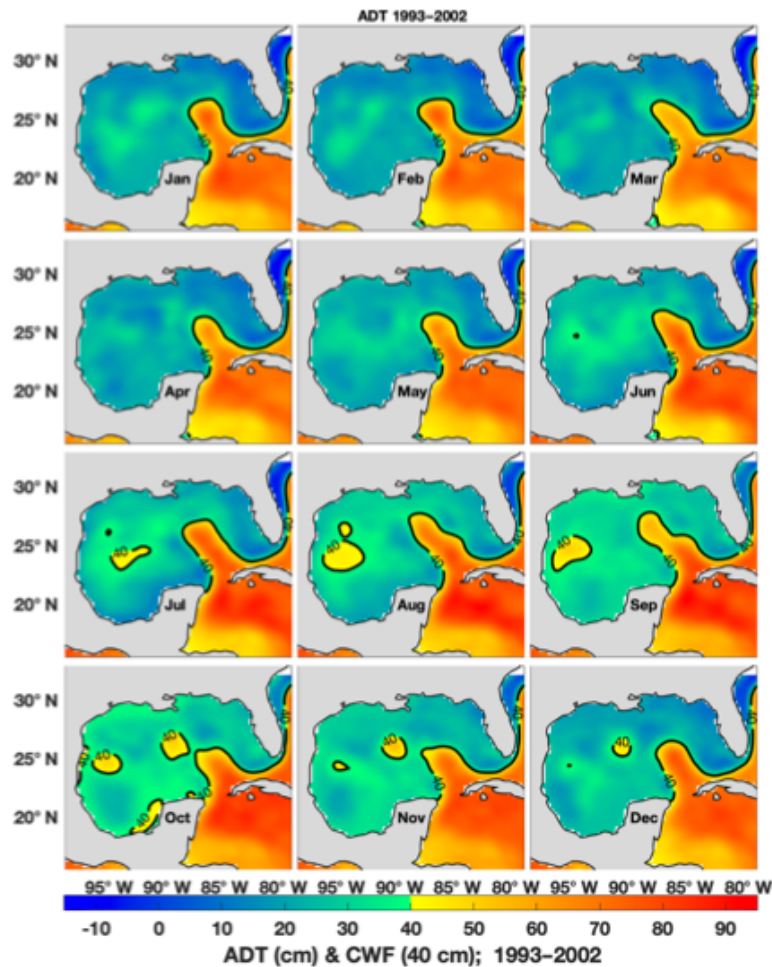


Figure 6. Monthly means of absolute dynamic topography (ADT) from 1993 to 2002 (color) and the respective CWF computed with the 40 cm isoline (heavy black line).

north with a penetration speed on the order of $\sim 1.02 \text{ km d}^{-1}$, covering a distance of 153 km or 1.37° . On the other hand, the rate of retraction from August to November is $\sim 1.86 \text{ km d}^{-1}$, equivalent to 168 km (1.51°). The entire process of northerly intrusion occurred in three stages: first, from January to April, the front moved slowly northward, increasing its speed while maintaining its westward position. Between May and July the front moved northwest and was then quasi-stationary in July and August near 90.45° W ; finally, in September, it moved from 90.13 to 90.76° W , equivalent to 63 km, at a rate of 2.1 km d^{-1} . The retraction to the west occurred relatively quickly as the front retracted 193 km towards the east in a single month (October) at the rate of

6.3 km d^{-1} , and in November it traveled 41 km at a rate of 1.4 km d^{-1} , also towards the east.

Figure 4 shows the calculated climatological areas of the standard deviation (SD) of the CWF contours $> 15 \text{ cm}$ (dotted line) and CWF contours $> 40 \text{ cm}$ (heavy black line). From these areas we calculated ratios between the two ($15 \text{ cm} / 40 \text{ cm}$). The SD contour of 15 cm was selected because this value was 3 times greater than the annual steric signal reported by Hall and Leben (2016). Ratio values were 1.37 in January, increased to 1.45 in February and to 1.60 in March, then peaked in April (1.63) to decrease in May (1.47) and June (1.46), reaching a low value in August (1.27). The monthly ratio then increased in September to 1.55, decreased slightly in October (1.53), reached a maximum value

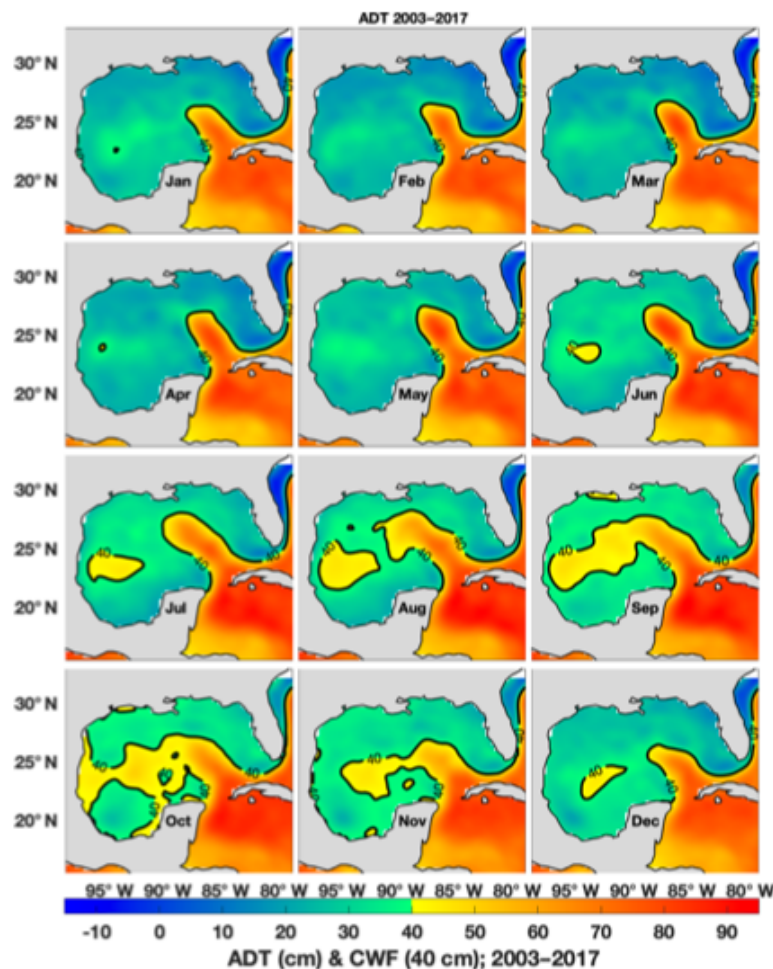


Figure 7. Monthly means of absolute dynamic topography (ADT) from 2003 to 2017 (color) and the respective CWF computed with the 40 cm isoline (heavy black line).

in November of 1.65, and settled to 1.55 in December. A plot of these monthly ratios clearly shows a strong biannual signal peaking in April and November (not pictured). Chang and Oey (2012, 2013) proposed that the LC intrusion and the shedding of the LCE followed a biannual cycle. This biannual cycle can also be related to the annual lowest and highest values of the ratio.

3.3 Monthly spatial variability of the Caribbean Water Front

It was found that where penetration–retraction of the CWF occurs, SD variability varies from 15 to 35 cm, extending west to 90.8 in winter and 93.5° W in summer (Fig. 4). West

of the CWF, in the deep zone of the GoM, the observed variability was close to 10 cm distributed in the band of latitude between 23 and 28.5° N. The regions of maximum variability ($SD > 15$ cm) occur in the CWF zone and extend outside the irregular area of reference (isoline of the 40 cm ADT). The effect of CWF penetration and regions of anticyclonic circulation was determined from the area of the variability of ADT, with maximum values close to ~ 35 cm in the central region of the CWF at 86.67° W and 25.6° N. The percentage of the area of influence of $SD > 15$ cm in relation to the area of the gulf (1.56×10^6 km²) is presented in Fig. 5, where a gradual monthly increase is observed from January to October, followed by a decrease in November and December. In January, the direct influence of the CWF on the gulf

Table 1. Average bold numbers for Chl *a* concentrations (mg m^{-3}) and differences (mg m^{-3} ; %) between early and contemporary averages at two geographical areas: 95.5° W, 22.12° N and 91.5° W, 25.87° N (Western GoM) as well as 86° W, 22.12° N and 84.75° W, 23.37° N (LC–LCEs) during “early” (1998–2002), “middle” (2003–2008), and “contemporary” (2009–2014) epochs. The table shows the compared averages in bold. The standard deviations and the number of pixels considered are shown in parentheses.

Geographical areas	Season	Early averages (1998–2002)	Middle averages (2003–2008)	Contemp. averages (2009–2014)	Difference (early–contemp.)
Western GoM Loop Current	Winter	0.180 (± 0.047 , $n = 4026$)	0.167 (± 0.048 , $n = 4866$)	0.173 (± 0.0624 , $n = 4828$)	0.007 (4 %)
		0.149 (± 0.052 , $n = 536$)	0.129 (± 0.064 , $n = 647$)	0.117 (± 0.062 , $n = 645$)	0.032 (21 %)
Western GoM Loop Current	Spring	0.114 (± 0.033 , $n = 3693$)	0.087 (± 0.049 , $n = 4658$)	0.0834 (± 0.036 , $n = 4754$)	0.030 (27 %)
		0.0948 (± 0.074 , $n = 526$)	0.085 (± 0.1287 , $n = 642$)	0.0835 (± 0.116 , $n = 648$)	0.011 (12 %)
Western GoM Loop Current	Summer	0.0887 (± 0.024 , $n = 3924$)	0.080 (± 0.022 , $n = 4794$)	0.0755 (± 0.023 , $n = 4837$)	0.013 (15 %)
		0.109 (± 0.217 , $n = 535$)	0.091 (± 0.171 , $n = 647$)	0.0938 (± 0.148 , $n = 648$)	0.015 (14 %)
Western GoM Loop Current	Autumn	0.151 (± 0.052 , $n = 3894$)	0.137 (± 0.044 , $n = 4876$)	0.127 (± 0.043 , $n = 4846$)	0.024 (16 %)
		0.138 (± 0.128 , $n = 525$)	0.1325 (± 0.114 , $n = 643$)	0.122 (± 0.103 , $n = 648$)	0.016 (12 %)

by area was 12.4 %, rising to 21.5 % for October and subsequently decreasing in December to 15.4 %. We suppose that the greater percentage area of the SD may be attributed to a greater influence of Caribbean Sea water.

3.4 Changes in Caribbean Water incursion from 2003 to the present

Using the 40 cm reference, a 3-year running average of the ADT data was calculated to extract the minimum number of years that would produce a similar pattern over a quarter century of the CWF. The results indicate a difference in CWF path and westward penetration before and after 2002. It is observed that before 2002 the CWF was less intrusive in the west (Fig. 6); after 2002 it extended towards the west in both summer and autumn (Fig. 7). It is important to note that the intrusion of the CWF is due to the influence of LCEs that have a strong presence in the western GoM. This fact is supported by a statistical analysis of the lifetimes of LCEs during two time periods (1993–2002 and 2003–2015) (<http://www.horizonmarine.com/loop-current-eddies.html>, last access: 19 November 2019). The data show that the LCEs in the 1993–2002 period had a mean life of 6.8 months, while the average life in 2003–2015 was 11.7 months. To prove that there is a significant difference between these periods, a Student's *t* test was applied with the result that the difference between them is significant ($t = -3.098$, $p = 0.005$). The LCE mean life difference is clear evidence that the incoming volume of water from the Caribbean Sea (with oligotrophic features; Aguirre-Gómez and Salmerón-García, 2015) reached farther in the western GoM after 2002. These observations also agree with the results of Lindo-Atichati et al. (2013), confirming that, on average, the LC northward intrusion starts to increase in 2002. These authors also report an increase in the number per year of LC rings over the same period that also coincided with a significant increase in

sea height residuals (2.78 ± 0.26 cm per decade from 1993 to 2009). This supports the finding that from 2003 onward, larger volumes of oligotrophic waters from the Caribbean Sea have invaded the western GoM.

3.5 Chlorophyll *a* satellite imagery, climatology, and changes in the last decade

Another product that tracks the effect of CW inside the western GoM is Chl *a* satellite imagery, being an index of primary productivity (Boyer et al., 2009). Physical processes that affect the distribution and abundance of Chl *a* include estuarine influxes, the depth of the nutricline, wind stress, thermal stratification, and eddy advection. However, over deep waters of the GoM, it is wind stress and thermal stratification that principally affect the Chl *a* concentration (Martínez-López and Zavala-Hidalgo, 2009; Müller-Karger et al., 2015; Damien et al., 2018). It was found that the oligotrophic CW contrasts seasonally with the gulf waters and allows for the observation of two levels of Chl *a* (high and low, Müller-Karger et al., 1989). Here, the temporal relationship between the CWF and Chl *a* concentration was constructed from SeaWiFS and MODIS monthly climatological images (Fig. 8). The highest concentrations of Chl *a* in the interior of the GoM are observed during autumn and winter months when high concentrations are triggered by vertical mixing (Pasquero de Fommervault et al., 2017; Damien et al., 2018) and values were $> 0.14 \text{ mg m}^{-3}$, in agreement with Dandonneau et al. (2004), whereas in spring–summer they decreased to $0.08\text{--}0.09 \text{ mg m}^{-3}$. During spring–summer, when the maximum CW penetration occurs, our data confirm that the “footprint” of the CWF water (delineated by the 40 cm isoline of ADT) is in general oligotrophic, indicating that Caribbean Water has indeed entered the GoM. During this period, the Chl *a* surface concentration remains low as the increase in surface temperature strengthens stratification. Additionally,

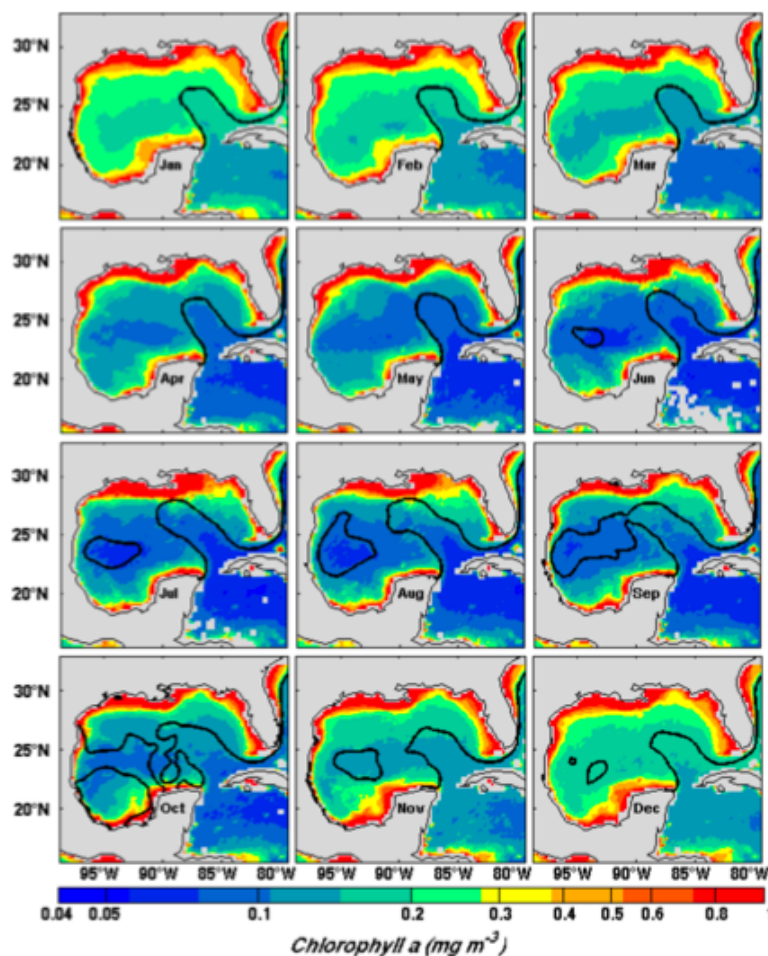


Figure 8. Monthly climatologies of Chl *a* (SeaWiFS 1998–2002 and MODIS data source 2003–2017). The heavy black line represents the contour of the 40 cm ADT data that represents the CWF (1998–2017). Chl *a* values larger than 1 mg m^{-3} are plotted in red.

the winds from the southeast are weak, thereby reducing the mixing of nutrients to the surface. In contrast, during the autumn–winter months, the northerly winds are stronger, increasing vertical mixing, deepening the mixed layer, and carrying cold, nutrient-rich subsurface water into the euphotic layer (Müller-Karger et al., 1991, 2015; Pasqueron de Fommervault et al., 2017).

In seeking relationships between the spatial–seasonal distribution of the Chl *a* concentration and the incursion signaled by the ADT-generated data, three spatial–temporal periods were selected; each was averaged pixel by pixel, and the three were labeled: “early” (1998–2002), “middle” (2003–2008), and “contemporary” (2009–2014) epochs. The 5-year averages of the early and contemporary periods of two sepa-

rate areas were compared: (1) an area located in the western GoM at 95.5° W , 22.12° N and 91.5° W , 25.87° N , as well as (2) a smaller area located in the center of the LC at 86° W , 22.12° N and 84.75° W , 23.37° N (Fig. 9). The differences in the means were tested for significance with a two-tailed *z* test at the 95 % confidence level (Fowler et al., 2013). The results are shown in Table 1 and may be summarized as follows.

- a. *Temporal differences.* (1) Western GoM differences between early and contemporary Chl *a* concentrations are significantly different in all seasons; (2) Loop Current differences between early and contemporary Chl *a* concentrations are significantly different during winter, spring, and autumn but not in summer.

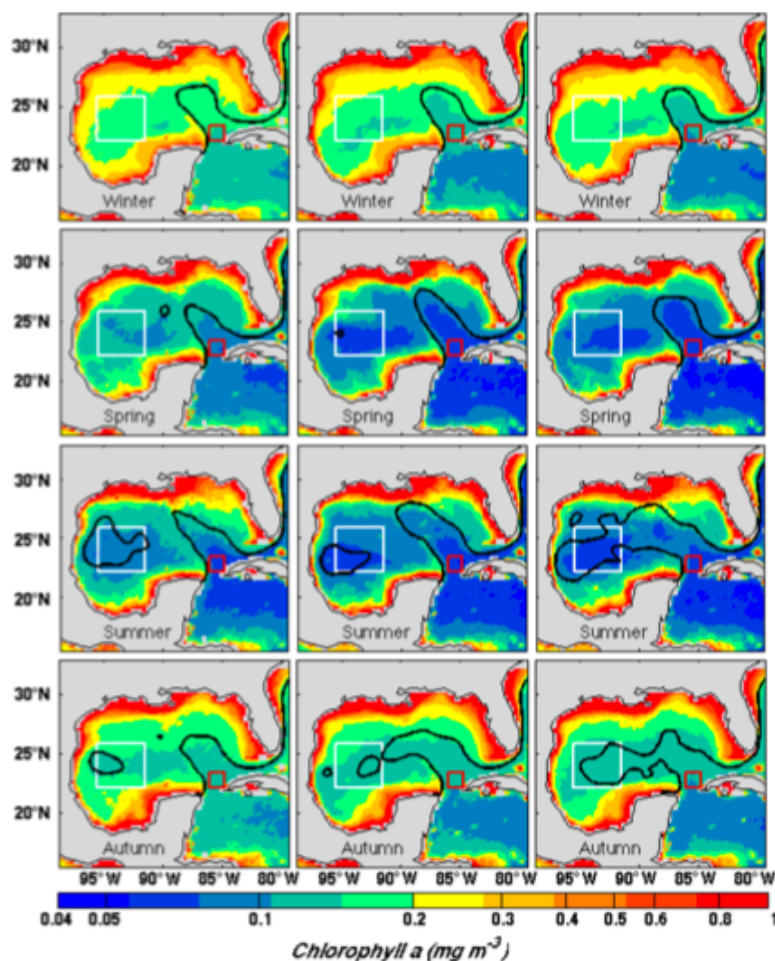


Figure 9. From top left to bottom right, average Chl *a* values according to period: column 1 is SeaWiFS 1998–2002, column 2 is MODIS 2003–2008, and column 3 is MODIS 2009–2014. From top to bottom the panels correspond to the mean seasons. The average Chl *a* concentration is computed inside the white and red squares (white corresponds to the western GoM and red corresponds to the LC area). Average values for each time period and season are in Table 1.

b. *Spatial differences.* (1) In winter, the western GoM is significantly higher in Chl *a* than the LC during both the early and contemporary periods; (2) in the spring, the western GoM is significantly higher than the LC during the early period but not in contemporary period; (3) in summer, the LC is significantly higher than the western GoM during both the early and contemporary periods; and (4) in autumn, the western GoM is significantly higher than LC during the early period but not significantly different from the LC in the contemporary period.

c. *Seasonal differences.* In the western GoM and the LC in both the early and contemporary periods, Chl *a* decreases from winter to spring and from spring to summer, and it increases from autumn to winter, but autumn concentrations do not exceed winter (see also Fig. 9). All differences are significant.

Examination of Table 1 indicates that at both areas, the winter season is the most productive, followed by autumn, with the lowest Chl *a* concentrations occurring in summer (see also Fig. 9). There is also a time-dependent trend, with contemporary values that are, in general, lower than the values in the early and middle epochs. Both areas exhibit iden-

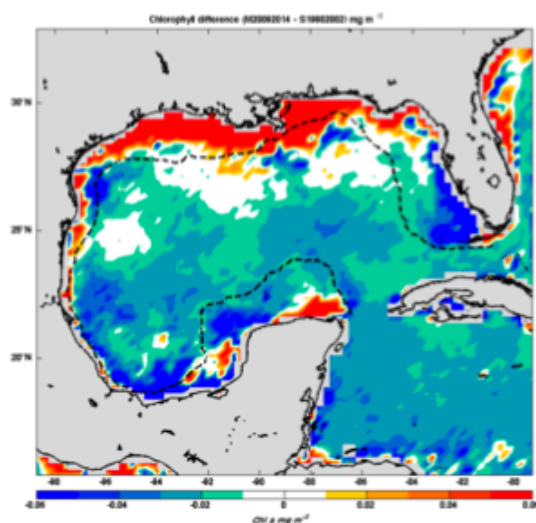


Figure 10. Differences in Chl *a* concentration (mg m^{-3}) for 2009–2014 average values of MODIS data minus 1998–2002 average SeaWiFS values. The broken line represents the 250 m isobath. White contoured areas indicate no significant differences.

tical climatic trends over time and during each season, indicating that these effects are applicable outside the continental shelf. The early spring epoch is more eutrophic than the middle and contemporary epochs, indicating a decline in nutrient concentrations over time. This effect is also evident in the LC core, where Chl *a* concentrations decreased with time and signals the entrance to the gulf of more oligotrophic water during the middle and contemporary epochs. Perhaps the most notable seasonal scenario occurs in the summer to early October period, when the CWF “tongue” extends into the interior of the GoM. Although the concentration of Chl *a* in the western GoM declines gradually with time to from ~ 0.09 to $\sim 0.08 \text{ mg m}^{-3}$, the interesting fact is that the area of oligotrophic water expands and becomes larger in the contemporary period. On the other hand, in the LC core, the Chl *a* concentrations in the three epochs do not significantly differ, suggesting that the water entering the GoM is from a single source, namely the Caribbean Sea. In general, the extensive penetration of the LC within the GoM, as well as the increase in the life periods and sizes of LCEs, coincides with the intrusion of nutrient-poor CW.

Two points summarize the result of the seasonal analysis of the three epochs: first, the extent of the CW intrusion confirms the northwest migration of eddies during each epoch. Second, the Chl *a* concentration declines over time.

The second point was confirmed by calculating the average Chl *a* concentrations outside the continental shelf over two time periods, considering only the concentrations above waters deeper than 250 m. Using data from 1998 to 2002

(SeaWiFS) and from 2009 to 2014 (MODIS), we conducted a Student’s *t* test for differences in the means (Fig. 10). The latter period was significantly lower with $t = 4.75$ and $p < 0.001$ ($n_1 = 1.825$; $n_2 = 2.190$). This analysis confirms that the Chl *a* concentration of the GoM decreases over time and appears to disagree with the results of Müller-Karger et al. (2015), who did not indicate a time trend in Chl *a* concentration in the GoM. As the data were taken with different sensors and to eliminate the uncertainty that this difference is not caused by a systematic difference between the SeaWiFS and MODIS datasets used in our analysis, we calculated least squares regressions to the SeaWiFS and MODIS time series at four stations corresponding to the northwest, northeast, southwest, and southeast regions of Müller-Karger et al. (2015) (Fig. 11). For each dataset, inner slopes and overall slopes were calculated. For all four stations, the SeaWiFS (1998–2002) and the MODIS (2003–2017) data series merged exactly and all stations show negative trends; equivalently, the combined time series (1998–2017) also show a negative tendency, supporting the conclusion that the Chl *a* concentration over the deep GoM has decreased over time.

The difference between our results and those obtained by Müller-Karger et al. (2015) may be attributed to the different way in which the two groups treated the data. Müller-Karger et al. (2015) divided the GoM into four quadrants with depths of over 1000 m: Region 1 (RO1 northeast), Region 2 (RO2 northwest), Region 3 (RO3 southeast), and Region 4 (RO4 southwest). They calculated the spatial average in each quadrant to build four time series from 1993 to 2012. In their words, “Time series of anomalies of wind speed, SST, SSHA and Chl *a* concentration were obtained by subtracting the monthly mean (climatology) from the monthly field for that variable”. Time series of wind speed, sea surface temperature (SST), sea surface height (SSH), and Chl *a* data obtained at these stations from satellite products were analyzed statistically and plotted. Other variables plotted by Müller-Karger et al. (2015) were mixed layer depth (MLD) as calculated from a hydrodynamic model and net primary production (NPP) calculated from MODIS data using the vertically generalized productivity model (VGPM) of Behrenfeld and Falkowski (1997).

On the other hand, we calculated the average of the Chl *a* concentration pixel by pixel in waters over 250 m of depth for two time periods (1998–2002 and 2009–2014) and subtracted the respective monthly (climatological) means to find the difference (Fig. 10). From 2009 onward, the difference indicated a small reduction of Chl *a* in the first optical depth (1–20 or 40 m of depth) that is increasing with time. A Student’s *t* test was used to conclude that the reduction was significant. We also treated the data exactly as Müller-Karger et al. (2015) did and obtained slightly negative slopes over the entire 1998 to 2013 period.

We suggest that Müller-Karger et al. (2015) did not detect the small negative trend in their Chl *a* plots because their calculated slopes indicated no time-dependent change. We

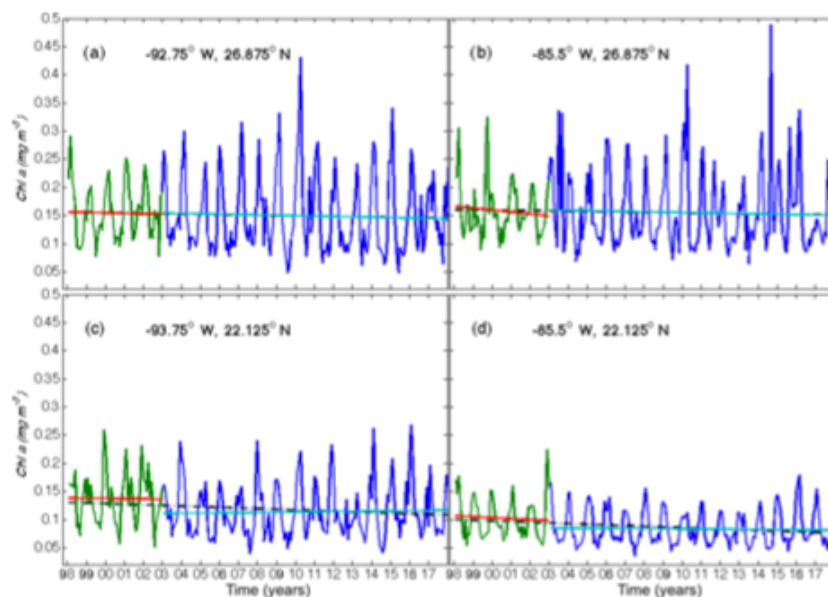


Figure 11. Chl *a* concentrations (mg m^{-3}) at four stations (a to d) in the GoM; daily time series derived from SeaWiFS from 1998 to 2002 (green) and MODIS from 2003 to 2017 (blue). Least squares regressions for SeaWiFS (red line), MODIS (cyan line), and the overall linear regressions for each station (dashed black line).

surmise that they were also influenced by the lack of slope in the modeled MLD plot despite clear positive trends for SST, SSHA, and wind force. Actually, although close to zero, the slopes, as indicated in Müller-Karger et al. (2015), were not zero but -0.03 for RO1, -0.01 for RO2, and simply given in as -0.0 for RO3 and 0.0 for RO4 (see their Table 1). Müller-Karger et al. (2015) also ignored the fact that the time–Chl *a* correlation coefficients (R) for all four regions were negative.

To confirm our findings, we chose four stations, each one centrally located in each quadrant (Müller-Karger et al., 2015), and conducted regression analyses of the logarithmic transform of the SeaWiFS and MODIS Chl *a* concentrations. All four regions showed a negative slope and a negative R , and the negative slopes in the southern gulf (RO3 and RO4) were significantly different from 0 ($p \ll 0.05$). This is shown in Fig. 11.

The observed small but persistent decline in Chl *a* from 1993 to 2017 may be attributed to the AMOC's overall effect of warming the surface water and thereby promoting stratification. However, we wish to make clear that our conclusion about the recent time-dependent lowering of Chl *a* pertains only to the near surface and may not indicate a decrease in the primary productivity integrated over the entire water column. In the GoM, the chlorophyll maximum as measured by fluorescence occurs at about 75 m, e.g., below one optical depth, and is greater in summer than in winter (Pasqueron de Fommervault et al., 2017), indicating that the relationship

between water column productivity and near-surface Chl *a* concentration in the GoM requires further study. Our own results and conclusions are based on SeaWiFS and Aqua MODIS chlorophyll data, which for Type One water correlate very well with chlorophyll measured with standard laboratory methods (Mati Kahru, personal communication). In our work we can only say that according to these satellite products, we find a time-dependent diminution of the Chl *a* signal. This diminution has been widely observed by others although in other waters (Behrenfeld et al., 2006; Polovina et al., 2008; Irwin and Oliver, 2009; Laffoley and Baxter, 2016).

4 Summary and conclusions

The availability of a large spatial extension of satellite observations of ADT, sea surface currents, wind stress over a quarter century, and Chl *a* over 20 years has enabled us to confirm the LC and CW dynamics observed in the 1960s and 1970s with more recent in situ observations. The verification of the CWF climatologies developed in this work is important as a reference baseline for further numerical modeling, and it impacts assessments of the gulf's biogeochemistry, energy, heat transport, and Chl *a* concentration. A recent committee of the National Academic of Sciences (2018) suggested three main study topics to advance the knowledge of the processes

that characterize the GoM: (1) the LC system active area, (2) the variation of the inflows of the LC system, and (3) the dynamic interactions of the LC system in the west. Following these suggestions, we have confirmed that the maximum influence of the CW into the GoM (e.g., its maximum extension into the gulf or intrusion) has a temporal variability, being stronger in summer and weaker in the late fall and winter. This is supported by the fact that the generated monthly EKE maps have the maximum gradient at the periphery of the CWF and have a similar monthly pattern of extension and retraction as the CWF.

We noted that in the summer months the wind stress from the southeast is weak, thereby minimizing the flow of nutrients to the surface and causing Chl *a* to be low, specifically for three reasons: (1) the increase in the surface temperature of the water column strengthens stratification, (2) the intrusion of the CW to the western gulf's surface thickens the surface layer, and (3) the eddy-driven anticyclonic circulation deepens the nutricline. This contrasts with the cold seasons when the surface temperature of the water is lower and the northerly winds are stronger, favoring the flow of nutrients to the surface.

The 3-year running averages of the ADT 40 cm isoline qualitatively reproduce the climatological pattern of a quarter of a century, showing that before 2002 the CWF was less intrusive and the LCE sizes were smaller. In the 1993–2002 period, we calculated that the mean life cycle of the eddies was 6.8 months and that in the 2003–2015 period the mean life cycle was 11.7 months. This difference suggests that after 2003, larger volumes of oligotrophic waters from the Caribbean Sea invaded the western GoM and reduced mean surface Chl *a* concentrations. This work shows that the intrusion of CW by LC–LCEs extends further into the western GoM than was previously known.

Chl *a* concentrations respond to the dynamics inside the GoM and are influenced by the CWF and the LC anticyclonic and cyclonic eddies.

Since 2002, near-surface Chl *a* concentrations over bathymetry deeper than 250 m have decreased, and GoM surface waters may be turning more oligotrophic than in the previous decade.

This work, based on 25 years of remotely sensed data, emphasizes the role of climatology in determining GoM circulation and its productivity and suggests that further climatologically induced changes are probably imminent.

Data availability. Sea surface water and absolute dynamic topography were processed by SSALTO/DUACS and distributed by AVISO+ (<https://www.aviso.altimetry.fr/en/data>, last access: 19 November 2019) with support from CNES. The GEKCO (Geostrophic Ekman Current Observatory; Sudre et al., 2013; http://www.legos.obs-mip.fr/members/sudre/gekco_formwithsupport, last access: 19 November 2019) product used in this study was developed by Joël Sudre at LEGOS, France. MODIS and

SeaWiFS Chl *a* maps were derived from two NASA products: Aqua MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer; <https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/13/>, last access: 19 November 2019) and SeaWiFS (Sea-Viewing Wide Field of View Sensor) using the OCx algorithm with a spatial resolution of 9×9 (<https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/13/>, last access: 19 November 2019). Finally, the general features of the Gulf of Mexico Loop Current eddies were taken from the Woods Hole Group: <https://www.horizonmarine.com/loop-current-eddies> (last access: 19 November 2019).

Author contributions. JH-A and JAD initiated the collaboration and designed the study. AZ, JH-A, and JAD contributed to the result interpretation. The conceptualization and arrangement of the original paper were under the charge of AZ, JH-A, JS, IM, ST-R, and JAD. Preprocessing of all data was carried out by JS and JAD. JAD enhanced the figure quality. All authors contributed equally to editing and review. All authors worked on the paper.

Competing interests. The authors declare that they have no conflict of interest.

Acknowledgements. We thank the reviewers for their positive criticisms and comments that helped us to improve the paper. This study was carried out as part of the PhD thesis research conducted by the lead author at the Faculty of Marine Science and the Oceanographic Research Institute (FCM-IIO/UABC), Postgraduate Coastal Oceanography Program, and it was supported by the Graduate Professional Development Mexican Program grants (PRODEP: DSA/103.5/16/5801), the National Institute of Technology of Mexico (TecNM), and the Mexican Energy Bureau and Hydrocarbons Mexican Trust, project 201441. This is a contribution of the Gulf of Mexico Research Consortium (CIGoM).

Financial support. This research has been supported by the National Council of Science and Technology of Mexico – Secretariat of Energy – Hydrocarbons Trust (grant no. 201441).

Review statement. This paper was edited by Piers Chapman and reviewed by two anonymous referees.

References

- Aguirre-Gómez, R. and Salmerón-García, O.: Characterization of the western Caribbean Sea waters through in vivo chlorophyll fluorescence, *Rev. Mar. Cost.*, 7, 9–26, <https://doi.org/10.15359/revmar.7.1>, 2015.
- Austin, G. B.: Some recent oceanographic surveys of the Gulf of Mexico, *EOS T. Am. Geophys. Un.*, 36, 885–892, <https://doi.org/10.1029/TR036i005p00885>, 1955.
- Badan, A., Candela, J., Sheinbaum, J., and Ochoa, J.: Upper-layer circulation in the approaches to Yucatan Channel, in: *New De-*

- velopments in the Circulation of the Gulf of Mexico, edited by: Sturges, W. and Lugo-Fernandez, A., Geophys. Monog. Series, 161, 57–69, 2005.
- Baker-Yeboah, S., Byrne, D. A., and Watts, D. R.: Observations of mesoscale eddies in the South Atlantic Cape Basin: Baroclinic and deep barotropic eddy variability, *J. Geophys. Res.*, 115, C12069, <https://doi.org/10.1029/2010JC006236>, 2010.
- Behrenfeld, M. J. and Falkowski, P. G.: Photosynthetic rates derived from satellite-based chlorophyll concentration, *Limnol. Oceanogr.*, 42, 1–20, 1997.
- Behrenfeld, M. J., O'Malley, R. T., Siegel, D. A., McClain, C. R., Sarmiento, J. L., Feldman, G. C., and Boss, E. S.: Climate-driven trends in contemporary ocean productivity, *Nature*, 444, 752–755, <https://doi.org/10.1038/nature05317>, 2006.
- Behringer, D. W., Molinari, R. L., and Festa, J. F.: The Variability of Anticyclonic Current Patterns in the Gulf of Mexico, *J. Geophys. Res.*, 82, 5469–5476, <https://doi.org/10.1029/JC082i034p05469>, 1977.
- Boyer, J. N., Kelble, C. R., Ortner, P. B., and Rudnick, D. T.: Phytoplankton bloom status: Chlorophyll-a biomass as an indicator of water quality condition in the southern estuaries of Florida, USA, *Ecol. Indic.*, 9, S56–S67, <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2008.11.013>, 2009.
- Brown, O. B., Olson, D. B., Brown, J. W., and Evans, R. H.: Satellite infrared observations of the kinematics of a warm-core ring, *Mar. Freshwater Res.*, 34, 535–545, <https://doi.org/10.1071/MF9830535>, 1983.
- Bunge, L., Ochoa, J., Badan, A., Candela, J., and Sheinbaum J.: Deep flows in the Yucatan Channel and their relation to changes in the Loop Current extension, *J. Geophys. Res.*, 107, 1–7, <https://doi.org/10.1029/2001JC001256>, 2002.
- Candela, J., Sheinbaum, J., Ochoa, J., Badan, A., and Leben, R.: The potential vorticity flux through the Yucatan Channel and the Loop Current in the Gulf of Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, 29, 2059, <https://doi.org/10.1029/2002GL015587>, 2002.
- Candela, J., Tanahara, S., Crepon, M., Barnier, B., and Sheinbaum, J.: Yucatan Channel flow: Observations versus CLIPPER ATL6 and MERCATOR PAM models, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 108, 3385, <https://doi.org/10.1029/2003JC001961>, 2003.
- Candela, J., Ochoa, J., Sheinbaum, J., López, M., Pérez-Brunius, P., Tenreiro, M., and Arriaza-Oliveros, L.: The Flow through the Gulf of Mexico, *J. Phys. Oceanogr.*, 49, 1381–1401, <https://doi.org/10.1175/JPO-D-18-0189.1>, 2019.
- Cardona, Y. and Bracco, A.: Predictability of mesoscale circulation throughout the water column in the Gulf of Mexico, *Deep-Sea Res. Pt. II*, 129, 332–349, <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2014.01.008>, 2016.
- Chang, Y.-L. and Oey, L.-Y.: Eddy and Wind-Forced Heat Transports in the Gulf of Mexico, *J. Phys. Oceanogr.*, 40, 2728–2742, <https://doi.org/10.1175/2010JPO4474.1>, 2010.
- Chang, Y.-L. and Oey, L.-Y.: Why does the Loop Current tend to shed more eddies in summer and winter?, *Geophys. Res. Lett.*, 39, 1–7, <https://doi.org/10.1029/2011GL050773>, 2012.
- Chang, Y.-L. and Oey, L.-Y.: Loop Current Growth and Eddy Shedding Using Models and Observations: Numerical Process Experiments and Satellite Altimetry Data, *J. Phys. Oceanogr.*, 43, 669–689, <https://doi.org/10.1175/JPO-D-12-0139.1>, 2013.
- Counillon, F. and Bertino, L.: High-resolution ensemble forecasting for the Gulf of Mexico eddies and fronts, *Ocean Dynam.*, 59, 83–95, <https://doi.org/10.1007/s10236-008-0167-0>, 2009.
- Damien, P., Pasquero de Fommervault, O., Sheinbaum, J., Jouanno, J., Camacho-Ibar, V. F., and Duteil, O.: Partitioning of the Open Waters of the Gulf of Mexico Based on the Seasonal and Interannual Variability of Chlorophyll Concentration, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 123, 2592–2614, <https://doi.org/10.1002/2017JC013456>, 2018.
- Dandonneau, Y., Deschamps, P. Y., Nicolas, J. M., Loisel, H., Blanchot, J., Montel, Y., Thieuleux, F., and Bécu, G.: Seasonal and interannual variability of ocean color and composition of phytoplankton communities in the North Atlantic, equatorial Pacific and South Pacific, *Deep-Sea Res. Pt. II*, 51, 303–318, <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2003.07.018>, 2004.
- de Ruijter, W. P. M., Biastoch, A., Drijfhout, S. S., Lutjeharms, J. R. E., Matano, R. P., Pichevin, T., van Leeuwen, P. J., and Weijer, W.: Indian-Atlantic interocean exchange: Dynamics, estimation and impact, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 104, 20885–20910, <https://doi.org/10.1029/1998jc900099>, 1999.
- Fowler, J., Cohen, L., and Jarvis, P.: Practical statistics for field biology, John Wiley & Sons, 2013.
- Fratantoni, P. S., Lee, T. N., Podesta, G. P., and Müller-Karger, F.: The influence of Loop Current perturbations on the formation and evolution of Tortugas eddies in the southern Straits of Florida, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 103, 24759–24779, <https://doi.org/10.1029/98JC02147>, 1998.
- García-Jové, M., Sheinbaum, J., and Jouanno J.: Sensitivity of Loop Current metrics and eddy detachments to different model configurations: The impact of topography and Caribbean perturbations, *Atmosfera*, 29, 235–265, <https://doi.org/10.20937/ATM.2016.29.03.05>, 2016.
- Goni, G. J. and Johns, W. E.: A census of North Brazil Current rings observed from TOPEX/POSEIDON altimetry: 1992–1998, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 1–4, <https://doi.org/10.1029/2000GL011717>, 2001.
- Hall, C. A. and Leben, R. R.: Observational evidence of seasonality in the timing of loop current eddy separation, *Dynam. Atmos. Oceans*, 76, 240–267, <https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2016.06.002>, 2016.
- Hamilton, P., Lugo-Fernández, A., and Sheinbaum, J.: A Loop Current experiment: Field and remote measurements, *Dynam. Atmos. Oceans*, 76, 156–173, <https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2016.01.005>, 2016.
- Huh, O. K., Wiseman, W. J. J., and Rouse, L. J.: Intrusion of loop current waters onto the West Florida continental shelf, *J. Geophys. Res.*, 86, 4186–4192, <https://doi.org/10.1029/JC086iC05p04186>, 1981.
- Hall, C. R. and Leben, R. R.: Observational Evidence of Seasonality in the timing of Loop Current eddy separation, *Dynam. Atmos. Oceans*, 76, 240–367, 2016.
- Hurlburt, H. E. and Thompson, J. D.: A numerical study of loop current intrusions and eddy shedding, *J. Phys. Oceanogr.*, 10, 1611–1651, [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1980\)010<1611:ansolc>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1980)010<1611:ansolc>2.0.co;2), 1980.
- Irwin, A. J. and Oliver, M. J.: Are ocean deserts getting larger?, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L18609, <https://doi.org/10.1029/2009GL039883>, 2009.

- Jouanno, J., Sheinbaum, J., Barnier, B., and Molines, J. M.: The mesoscale variability in the Caribbean Sea. Part II: Energy sources, *Ocean Model.*, 26, 226–239, <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2008.10.006>, 2009.
- Jouanno, J., Sheinbaum Pardo, J., Barnier, B., Molines, J. M., and Candela Pérez, J.: Seasonal and interannual modulation of the Eddy Kinetic Energy in the Caribbean Sea, *J. Phys. Oceanogr.*, 42, 2041–2055, <https://doi.org/10.1175/JPO-D-12-048.1>, 2012.
- Laffoley, D. and Baxter, J. M.: Explaining Ocean Warming: Causes, scale, effects and consequences, Full Report, Gland, Switzerland, IUCN, 27, <https://doi.org/10.2305/IUCN.CH.2016.08.en>, 2016.
- Leben, R. R.: Altimetry-derived Loop Current metrics, in: *Circulation of the Gulf of Mexico: Observations and Models*, Geophysical Monograph Series, 161, edited by: Sturges, W. and Lugo-Fernandes, A., 181–201, AGU, Washington, D. C., 2005.
- Leben, R. R. and Born, G. H.: Tracking Loop Current eddies with satellite altimetry, *Adv. Space Res.*, 13, 325–333, [https://doi.org/10.1016/0273-1177\(93\)90235-4](https://doi.org/10.1016/0273-1177(93)90235-4), 1993.
- Leipper, D. F.: A sequence of current patterns in the Gulf of Mexico, *J. Geophys. Res.*, 75, 637–657, <https://doi.org/10.1029/JC075i003p00637>, 1970.
- Lindo-Atichati, D., Bringas, F., and Goni, G.: Loop Current excursions and ring detachments during 1993–2009, *Int. J. Remote Sens.*, 34, 5042–5053, <https://doi.org/10.1080/01431161.2013.787504>, 2013.
- Liu, Y., Lee, S.-K., Muhling, B. A., Lamkin, J. T., and Enfield, D. B.: Significant reduction of the Loop Current in the 21st century and its impact on the Gulf of Mexico, *J. Geophys. Res.*, 117, C05039, <https://doi.org/10.1029/2011JC007555>, 2012.
- Martínez-López, B. and Zavala-Hidalgo, J.: Seasonal and interannual variability of cross-shelf transports of chlorophyll in the Gulf of Mexico, *J. Mar. Syst.*, 77, 1–20, <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2008.10.002>, 2009.
- Maul, G. A. and Vukovich, F. M.: The relationship between variations in the Gulf of Mexico Loop Current and Straits of Florida Volume Transport, *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 785–796, [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1993\)023<0785:TRBVIT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1993)023<0785:TRBVIT>2.0.CO;2), 1993.
- Molinari, R. L., Baig, S., Behringer, D. W., Maul, G. A., and Legockis, R.: Winter intrusions of the Loop Current, *Science*, 198, 505–507, <https://doi.org/10.1126/science.198.4316.505>, 1977.
- Morrison, J. M., Merrell Jr., W. J., Key, R. M., and Key, T. C.: Property distributions and deep chemical measurements within the western Gulf of Mexico, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 88, 2601–2608, <https://doi.org/10.1029/JC088iC04p02601>, 1983.
- Müller-Karger, F. E., McClain, C. R., Fisher, T. R., Esaias, W. E., and Varela, R.: Pigment distribution in the Caribbean Sea: Observations from space, *Prog. Oceanogr.*, 23, 23–64, [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(89\)90024-4](https://doi.org/10.1016/0079-6611(89)90024-4), 1989.
- Müller-Karger, F. E., Walsh, J. J., Evans, R. H., and Meyers, M. B.: On the seasonal phytoplankton concentration and sea surface temperature cycles of the Gulf of Mexico as determined by satellites, *J. Geophys. Res.*, 96, 12645, <https://doi.org/10.1029/91JC00787>, 1991.
- Müller-Karger, F. E., Smith, J. P., Werner, S., Chen, R., Roffer, M., Liu, Y., Muhling, B., Lindo-Atichati, D., Lamkin, J., Cerdeira-Estrada, S., and Enfield, D. B.: Natural variability of surface oceanographic conditions in the offshore Gulf of Mexico, *Prog. Oceanogr.*, 134, 54–76, <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2014.12.007>, 2015.
- National Academies of Sciences, Engineering, and Medicine: Understanding and Predicting the Gulf of Mexico Loop Current: Critical Gaps and Recommendations, Washington, DC, The National Academies Press, <https://doi.org/10.17226/24823>, 2018.
- Niiler, P. P.: Observations of low-frequency currents on the West Florida continental shelf, *Memoires Société Royale des Sciences de Liege*, 6, 331–358, 1976.
- Nof, D.: The momentum imbalance paradox revisited, *J. Phys. Oceanogr.*, 35, 1928–1939, <https://doi.org/10.1175/JPO2772.1>, 2005.
- Nowlin, W. D. and McLellan, H. J.: A characterization of Gulf of Mexico waters in winter, *J. Mar. Res.*, 25, 29–59, 1967.
- Oey, L.-Y.: Effects of winds and Caribbean eddies on the frequency of Loop Current eddy shedding: A numerical model study, *J. Geophys. Res.*, 108, 1–25, <https://doi.org/10.1029/2002JC001698>, 2003.
- Oey, L.-Y., Ezer, T., Forristall, G., Cooper, C., DiMarco, S., and Fan, S.: An exercise in forecasting loop current and eddy frontal positions in the Gulf of Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L12611, <https://doi.org/10.1029/2005GL023253>, 2005.
- Paluszkiwicz, T., Atkinson, L. P., Posmentier, E. S., and McClain, C. R.: Observations of a Loop Current frontal eddy intrusion onto the West Florida Shelf, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 88, 9639–9651, <https://doi.org/10.1029/JC088iC14p09639>, 1983.
- Pasqueron de Fommervault, O., Perez-Brunius, P., Damien, P., Camacho-Ibar, V. F., and Sheinbaum, J.: Temporal variability of chlorophyll distribution in the Gulf of Mexico: bio-optical data from profiling floats, *Biogeosciences*, 14, 5647–5662, <https://doi.org/10.5194/bg-14-5647-2017>, 2017.
- Pichevin, T. and Nof, D.: The momentum imbalance paradox, *Tellus A*, 49, 298–319, <https://doi.org/10.3402/tellusa.v49i2.14484>, 1997.
- Pichevin, T., Nof, D., and Lutjeharms, J.: Why are there Agulhas rings?, *J. Phys. Oceanogr.*, 29, 693–707, [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1999\)029<0693:WATAR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1999)029<0693:WATAR>2.0.CO;2), 1999.
- Polovina, J. J., Howell, E. A., and Abecassis, M.: Ocean's least productive waters are expanding, *Geophys. Res. Lett.*, 35, 2–6, <https://doi.org/10.1029/2007GL031745>, 2008.
- Portela, E., Tenreiro, M., Pallàs-Sanz, E., Meunier, T., Ruiz-Angulo, A., Sosa-Gutiérrez, R., and Cusí, S.: Hydrography of the Central and Western Gulf of Mexico, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 123, 5134–5149, <https://doi.org/10.1029/2018JC013813>, 2018.
- Richardson, P. L.: Eddy kinetic energy in the North Atlantic from surface drifters, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 88, 4355–4367, <https://doi.org/10.1029/JC088iC07p04355>, 1983.
- Savidge, D. K. and Bane, J. M.: Cyclogenesis in the deep ocean beneath the Gulf Stream: 1. Description, *J. Geophys. Res.*, 104, 18111–18126, <https://doi.org/10.1029/1999JC900132>, 1999.
- Schmitz Jr., W. J. and McCartney, M. S.: On the North Atlantic circulation, *Rev. Geophys.*, 31, 29–50, <https://doi.org/10.1029/92RG02583>, 1993.
- Schmitz Jr., W. J., Biggs, D. C., Lugo-Fernandez, A., Oey, L.-Y., and Sturges, W.: A synopsis of the circulation in the Gulf of Mexico and on its continental margins. In *Circulation in the Gulf of Mexico: Observations and Models*, Geophys. Monogr. Ser., 161, 11–30, <https://doi.org/10.1029/161GM03>, 2005.

- Sturges, W. and Lugo-Fernandez, A.: Circulation in the Gulf of Mexico: Observations and Models, *Geophys. Monogr. Ser.*, 161, 31–56, <https://doi.org/10.1029/GM161>, 2005.
- Sudre, J., Maes, C., and Garçon, V.: On the global estimates of geostrophic and Ekman surface currents, *Limnol. Oceanogr.*, 3, 1–20, <https://doi.org/10.1215/21573689-2071927>, 2013.
- Vukovich, F. M.: Loop Current boundary variations, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 93, 15585–15591, <https://doi.org/10.1029/JC093iC12p15585>, 1988.
- Vukovich, F. M., Crissman, B. W., Bushnell, M., and King, W. J.: Some aspects of the oceanography of the Gulf of Mexico using satellite and in situ data, *J. Geophys. Res.*, 84, 7749, <https://doi.org/10.1029/JC084iC12p07749>, 1979.
- Wei, M., Jacobs, G., Rowley, C., Barron, C. N., Hogan, P., Spence, P., Smedstad, O. M., Martin, P., Muscarella, P., and Coelho, E.: The performance of the US Navy's RELO ensemble, NCOM, HYCOM during the period of GLAD at-sea experiment in the Gulf of Mexico, *Deep-Sea Research Pt. II*, 129, 374–393, <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2013.09.002>, 2016.
- Zavala-Hidalgo, J., Morey, S. L., and O'Brien, J. J.: Cyclonic Eddies Northeast of the Campeche Bank from Altimetry Data, *J. Phys. Oceanogr.*, 33, 623–629, [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2003\)033<0623:CENOTC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2003)033<0623:CENOTC>2.0.CO;2), 2003.
- Zavala-Hidalgo, J., Morey, S. L., O'Brien, J. J., and Zamudio, L.: On the Loop Current eddy shedding variability, *Atmosfera*, 19, 41–48, 2006.
- Zeng, X., Li, Y., and He, R.: Predictability of the loop current variation and eddy shedding process in the Gulf of Mexico using an artificial neural network approach, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 32, 1098–1111, <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-14-00176.1>, 2015.
- Zharkov, V. and Nof, D.: Why Does the North Brazil Current Regularly Shed Rings but the Brazil Current Does Not?, *J. Phys. Oceanogr.*, 40, 354–367, <https://doi.org/10.1175/2009JPO4246.1>, 2010.

CAPÍTULO II: CARS2009 –vs– observaciones *in situ* al sur del paralelo 25°N en el Golfo de México.

Palabras clave: Golfo de México, climatología CARS2009, nutrientes.

CARS2009 –vs– observaciones *in situ* al sur del paralelo 25°N en el Golfo de México

RESUMEN

CARS2009 es una climatología global construida con 50 años de datos históricos. Sin embargo, en la región mexicana del Golfo de México (GoM) existen pocas mediciones históricas, y hay incertidumbre en cuanto a la validez de las climatologías de variables biogeoquímicas en dicha región. En este trabajo se determinó la validez de las climatologías de CARS2009 de temperatura, salinidad, nitratos y oxígeno comparándolas con observaciones de cruceros XIXIMIs llevados a cabo en Julio de 2011 y febrero de 2013 para la región mexicana del GoM. Usando interpolación bi-lineal, se construyeron mallas finas (0.25 x 0.25) de los campos espaciales de las observaciones XIXIMIS y CARS2009 a la resolución de CARS2009, posteriormente se redujo la malla horizontal a 0.25 X 0.25 grados de longitud y latitud, y en la vertical profundidades standard de 79 niveles. Una vez estandarizadas las mallas 3D de XIXIMI, y las de CARS2009, se construyeron tres tipos de análisis: diagramas T-S tridimensionales (T-S 3D), secciones verticales de cada una de las propiedades (temperatura, salinidad, [NO₃] y [O₂]) siguiendo el derrotero de los experimentos XIXIMI's, y diagramas de Taylor. Los diagramas T-S de verano e invierno en la zona profunda del Golfo de México en CARS2009 presentan buena similitud con las observaciones. En este trabajo se compruebo la confiabilidad hidrográfica de CARS2009 en la region profunda del GoM al sur de la latitud 25 °N, dando confiabilidad en el uso en los modelos numéricos regionales para el GoM. Las concentraciones de los NO₃ y O₂ asociadas a los T-S en verano e invierno en CARS2009 mostraron niveles de densidad similares a las observaciones. Además de la certeza hidrográfica a partir de las climatologías que pueden utilizarse para inicialiar modelos numéricos, dichas climatologías se encontro que pueden

describir - biogeoquímicamente la región mexicana del GoM tanto en verano como en invierno. En la distribución vertical de temperatura, salinidad, nitratos y oxígeno a lo largo de secciones verticales zonales y transversales en la zona profunda del Golfo de México se econtro también estructuras similares entre las observaciones de XIXIMI y CARS2009 para los meses de julio y Febrero, así como la presencia de los procesos de mesoescala más relevante del golfo. En la comparación estadística, mediante Diagramas de Taylor se mostró, para todas las variables una alta correlación, así como una baja desviación estándar y errores cuadrático medio en los perfiles de CARS2009 respecto a los de XIXIMI.

INTRODUCCIÓN

El aprovechamiento óptimo de los hidrocarburos y la explotación sostenible de pesquerías del Golfo de México requiere de la comprensión de la oceanografía, así como también evaluar las secuelas ambientales de la explotación de estos recursos. El estudio oceanográfico requiere de observaciones de variables físicas y biogeoquímicas del océano. Una primera evaluación general, puede ser realizada mediante el análisis de bases de datos que estén disponibles para la región de estudio. Esta información, organizada en climatologías, es una aproximación inicial del estado del océano y es utilizada en modelos numéricos que ayudan a entender los procesos hidrodinámicos y biogeoquímicos en el mar. En las últimas dos décadas, las climatologías utilizadas por la comunidad internacional, han sido las del World Ocean Atlas (WOA) generadas por primera vez en 1994 (basado en el Atlas Climatológico anterior del Océano Mundial). Con el tiempo se han generado ediciones posteriores a intervalos de aproximadamente cuatro años en 1998, 2001, 2005, 2009, 2013 siendo el último en 2018, así como el Atlas CSIRO de mares regionales (CARS). Actualmente, las climatologías globales más utilizadas han sido las de CARS2009 y WOA2009. Ambas proveen promedios mensuales, estacionales y anuales de distribución espacial de temperatura, salinidad, concentración de nitratos, fosfatos, silicatos y oxígeno del mar. Una diferencia entre ellas, es la resolución de las propiedades físicas en la vertical, conteniendo CARS2009 un número mayor de niveles en la vertical que WOA2009. Adicionalmente en cuanto a las variables biogeoquímicas, solo CARS2009 incluye datos para toda la columna de agua, mientras que WOA2009 sólo llega hasta los 1500 m de profundidad.

La climatología de CARS2009 disponible para el Golfo de México (GoM), cubre principalmente la región en latitudes septentrionales superiores a 25 °N y al sur en el mar territorial mexicano. Sin embargo, hasta hace pocos años había una falta de datos *in situ* tanto en la parte central como meridional del GoM occidental (Lipphardt *et al.*, 2008). Lo que se sabe en referencia a las propiedades biogeoquímicas en el GoM, es que los nitratos superficiales se encuentran en muy bajas concentraciones $< 0.25 \mu\text{M}$ (Secretaría de Marina, 1982). En remolinos ciclónicos se han detectado máximas concentraciones sub superficiales $< 34.9 \mu\text{M}$, sin embargo en algunos anticiclones se han medido concentraciones comparables a la de los ciclones, se piensa que es debido a que en los anticiclones se induce un

“entrainment” o procesos de advección y difusión, cuando éste pertenece a un sistema de remolinos; estimar su concentración, es difícil, debido a que dependen de la actividad primaria ya que los nitratos a diferencia de la salinidad no son conservativos (Vidal *et al.* 1990). En cuanto al contenido de oxígeno en la capa de mezcla (0 a 150-200 m de profundidad), éste es uniforme, con valores de alrededor de 4.5 ml/L. Otra característica importante del GoM es la presencia de la capa mínima de oxígeno localizada aproximadamente entre 200 y 600m, con valores de 2.0 ml/L en el noroeste del golfo, y con valores <3.0 ml/L cerca de 600 m de profundidad en la Corriente de Lazo (Morrison and Nowlin, 1977). Esta capa mínima de oxígeno se observa también en el interior del golfo (Nowlin, 1971; El-Sayed *et al.*, 1972) y depende de los factores climáticos; la amplitud de las características de la circulación local, y esta se eleva en los giros ciclónicos y se hunde en presencia de giros anticiclónicos (Vidal *et al.*, 1990). En el noreste del golfo, los remolinos ciclónicos generan afloramiento de aguas sub superficiales conteniendo oxígeno disuelto 4.5 ml/L, asociado a procesos de fotosíntesis (Vidal *et al.*, 1990). El contenido de O₂ cerca de la costa noroeste es 6.0 ml/L y la temperatura y la salinidad muestran un equilibrio dinámico entre las aguas superficiales y la atmósfera (Vidal *et al.*, 1990, 1994). Se ha reportado sobresaturación en la plataforma de Yucatán, con 112% (6.1 ml/L) a 20 metros de profundidad debido a una alta productividad estimulada por procesos de surgencia (Signoret *et al.*, 2006). En el Banco de Campeche al final de la temporada de lluvias, la concentración de oxígeno superficial alcanza hasta 2.6 ml/l (Secretaría de Marina, 1972a). En los límites del anticiclón y en el centro del ciclón, se ha observado agua con poco oxígeno (2.5 ml/L) la cual se eleva hasta 120 m de profundidad (De la Lanza Espino, 1991). Por otro lado, la biodegradación bacteriana de hidrocarburos en aguas profundas consume oxígeno disuelto, influyendo en los ciclos biogeoquímicos del carbono (Hu, X., *et al.*, 2014).

Este trabajo se pretende determinar la confiabilidad de CARS2009 en el Golfo de México (GoM), dado que como se explico previamente, aun cuando esta climatología cubre principalmente latitudes superiores a 25 °N y al sur de la misma, en mar territorial mexicano, existe una falta relativa de datos *in situ* tanto en la parte central como meridional del GoM occidental (Lipphardt *et al.*, 2008), poniendo en duda esa y cualquier otra climatología existente, sobretudo en cuanto a propiedades biogeoquímicas. Este estudio comprende la comparación de datos *in situ* obtenidos recientemente a partir de los cruceros oceanográficos

XIXIMI (2 y 3), así como un análisis estadístico de CARS2009 referenciado a las observaciones XIXIMI (2 y 3). Así pues, este estudio sirve como línea de base para ayudar a determinar cuán cercanas están las aproximaciones de CARS2009 a las condiciones medidas, y con ello, proporcionar una base sólida para utilizar dichas climatologías en modelos numéricos que describan las condiciones físicas y biogeoquímicas del GoM.

MATERIALES

Para validar las climatologías de CARS2009 en la región mexicana del GoM se usaron los datos climatológicos de Julio y Febrero como meses representativos de verano e invierno, respectivamente, y se compararon con las mediciones hidrográficas de los experimentos XIXIMI realizados en meses similares, acorde con la disponibilidad de observaciones hidrográficas y biogeoquímicas en el golfo mexicano.

Experimentos XIXIMI (2 y 3)

Los experimentos de campo XIXIMI pertenecen a un programa de mediciones hidrográficas interanuales desarrollado en México y llevado a cabo al sur de la latitud de los 25 °N en la región del GoM. El programa XIXIMI inicio en 2010 como parte del esfuerzo de coordinación del Instituto Nacional de Ecología (INE). Cubre toda la zona de aguas profundas de la Zona Económica Exclusiva del Golfo de México con 40 estaciones fijas (definido en este caso como zonas con profundidades > 1000 m). Este proyecto ha generado información de base con la cual no se contaba para la región, sentando las bases para contribuir al entendimiento de los procesos físicos, geoquímicos y ecológicos que modulan el Golfo de México (Herguera *et al.*, 2010, Herguera *et al.*, 2011 y Herzka *et al.*, 2013).

En este trabajo se usaron las mediciones hidrográficas de los XIXIMI's (campanas 2 y 3) del 2 al 17 de julio 2011, con 40 lances, y del 20 de febrero al 10 de marzo de 2013, con 35 estaciones, respectivamente (ver Figura 1). Las mediciones de temperatura, salinidad y oxígeno se tomaron con CTD SBE 911 plus a bordo del buque Oceanográfico Justo Sierra administrado por la Universidad Nacional Autónoma de México. En cada lance se tomaron de 12 - 14 muestras de agua a profundidad estándar, usando botellas Niskin contenidas en una roseta, y se estimó en laboratorio las concentraciones de los nutrientes utilizando un autoanalizador de nitratos Skalar SAN Plus autoanalyzer. En este trabajo solo se usan los valores de temperatura, salinidad, nitrato y oxígeno de los lances de dos experimentos

XIXIMI para validar las climatologías de CARS2009.

Atlas Regional del Mar CSIRO (por sus siglas en inglés, CARS)

CARS (Atlas Regional del Mar CSIRO, “Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation”) es un atlas global climatológico de las propiedades hidrográficas y biogeoquímicas del agua oceánica (www.marine.csiro.au). Las climatologías fueron construidas por CSIRO con un algoritmo de interpolación de mínimos cuadrados usando 50 años de datos históricos obtenidos mediante observaciones de cruceros, boyas de deriva (ARGOS), XBTs, CTD's, botellas Niskin, entre otros y dado que la disponibilidad de datos se ha incrementado en los últimos años, los valores medios están inevitablemente sesgados hacia el estado oceánico reciente. Las climatologías se presentan en archivos digitales en formato NetCDF como mallas multidimensionales (latitud, longitud, profundidad y tiempo); con un tamaño de 331 nodos en la latitud, 721 nodos en la longitud, 79 niveles de profundidad estándar, siendo mensuales, estacionales y anuales, con resolución horizontal de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ (latitud – longitud). A diferencia de otras climatologías, CARS posee un control de calidad adicional para maximizar la resolución en regiones ricas en datos, así como un algoritmo que tiene en cuenta las barreras topográficas. El resultado es una excelente definición de las estructuras oceánicas y precisión de valores en los puntos. Los campos temperatura y salinidad fueron creados en julio de 2009, a partir de la base de datos mundial Oceano 2005 (WOD05, actualizada a Julio 2008), archivos mundiales Argos corregidos en superficie (mayo de 2009), WOCE Programa Hidrográfico Global (v3.0), y muchos otros conjuntos de datos disponibles hasta 2008. Los campos de nutrientes fueron creados en junio de 2011 a partir de WOCE y WOD09 (marzo de 2011). Cabe mencionar que en el Golfo de México los datos históricos al norte de los 25°N son mucho mas abundantes que al sur del mismo.

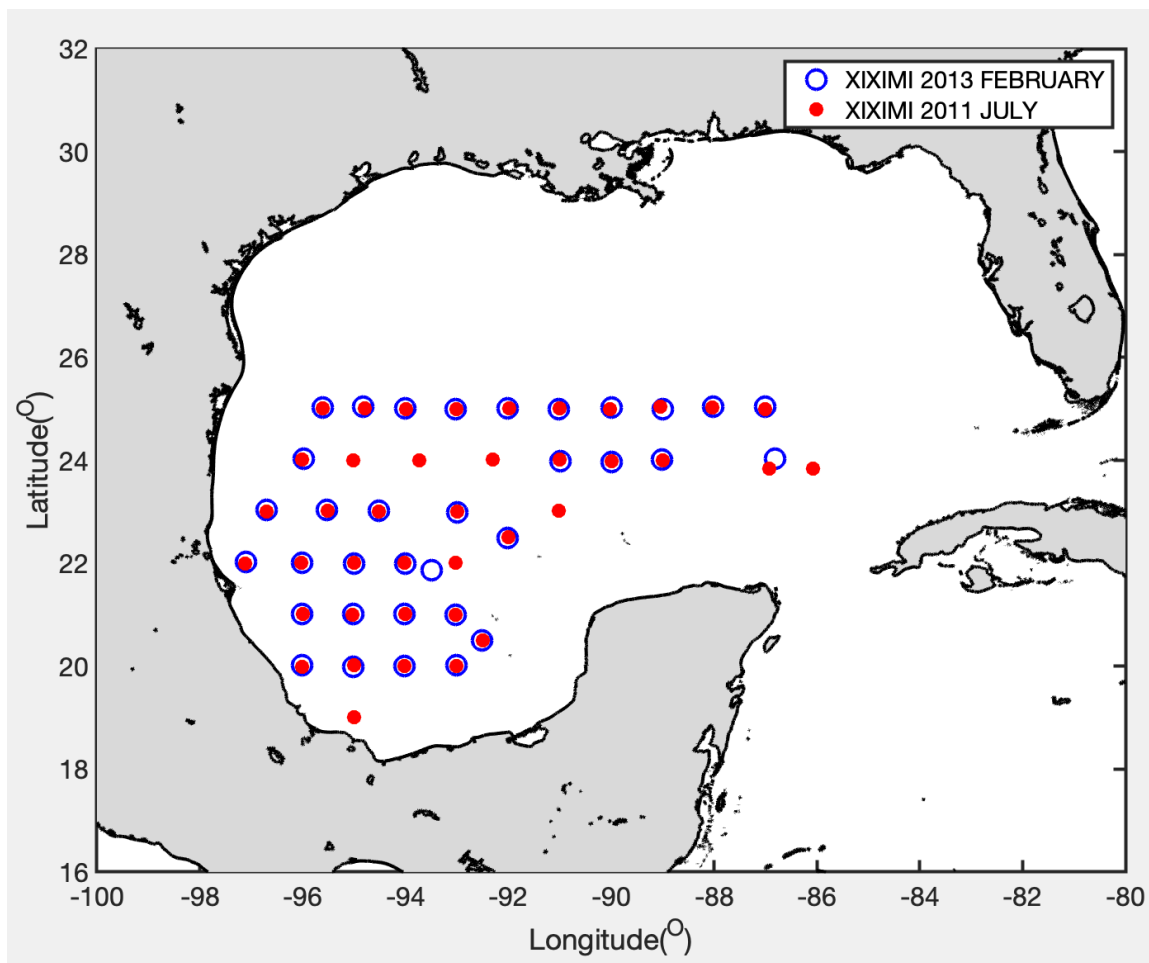


Figura 1.- Distribución espacial de lances hidrográficos de los experimentos XIXIMI's de Julio de 2011 y Febrero de 2013. Los círculos azules representan las estaciones de muestreo para Julio de 2011 (40 estaciones) y los puntos rojos las estaciones de Febrero de 2013 (35 estaciones)..

METODOLOGÍA

Debido a que las climatologías de CARS2009 son arreglos de matrices multidimensionales de las variables oceanográficas y las observaciones de los experimentos XIXIMI son vectores de dichas variables en profundidad, fue necesario estandarizar el formato de ambas bases de datos para facilitar la comparación entre las respectivas variables a considerar en el presente estudio (temperatura, salinidad, concentración de nitratos $[\text{NO}_3]$ y oxígeno $[\text{O}_2]$). La estandarización consistió en: a) Establecer como área de estudio puntos geográficos al sur de la latitud 25°N encuadrada entre los 97°W , 19°N y 86°W , 25°N ; b) Aumentar al doble la resolución horizontal de las matrices de CARS2009; y c) Construir matrices similares a las de CARS2009 de las observaciones XIXIMI mediante interpolación bilineal. El producto

final fueron cuatro mallas 3D para CARS2009 para cada uno de los dos meses a considerar (temperatura, salinidad, $[NO_3]$ y $[O_2]$), con una resolución de 21 nodos en la latitud, 42 nodos en la longitud (intervalos horizontales $0.25^\circ \times 0.25^\circ$) y 79 niveles de profundidad para CARS2009. La misma cantidad de mallas 3D para XIXIMI fueron construidas, pero contando solo con 12 a 14 niveles, respetando la distribución del muestreo de la observación *in situ*. Posteriormente, de cada mallas tridimensionales (3D) de CARS2009 se extrajo los perfiles verticales de salinidad, temperatura, $[NO_3]$ y $[O_2]$, cuyas posiciones geográficas fueran cercanas a las posiciones de los lances XIXIMI (ver Figura 1), tanto para julio como para febrero. Se construyeron diagramas T-S tridimensionales (3D), incluyendo las variables $[NO_3]$ y $[O_2]$ en escala de color. En cada T-S se delimitó con recuadros negros las seis masas de agua históricamente encontradas en la región mexicana del GoM en base a la clasificación de Portella et al., (2018): tres de fondo (NADW, AAIW y TACW), dos sub superficiales (GCM y SUW) y una de superficie (CSW). Una vez estandarizadas las mallas 3D de XIXIMI, y las de CARS2009, se construyeron tres tipos de gráficos: diagramas T-S tridimensionales (TS 3D), secciones verticales de cada una de las propiedades (temperatura, salinidad, $[NO_3]$ y $[O_2]$) siguiendo el derrotero de los experimentos XIXIMI's, y diagramas de Taylor.

Diagramas de Taylor

Los diagramas de Taylor son una herramienta que proporciona un resumen estadístico conciso de la coincidencia de patrones en base a su correlación, su diferencia de raíz cuadrática media y la razón de sus variaciones (Taylor, 2001) a partir de un referente. En el presente estudio se compara la climatología de CARS2009 con las observaciones XIXIMI. Se designará como “modelo” a los perfiles de las concentraciones de las variables de CARS2009 y “referente” a los perfiles de las concentraciones de las variables observadas en los experimentos XIXIMI:

- 1.- Por cada posición geográfica de perfil observado de XIXIMI se buscó el perfil de CARS2009 más próximo, tanto para julio como febrero.
- 2.- Cada perfil de CARS2009 fue interpolado a los niveles de profundidad de XIXIMI para tener el mismo número valores en la vertical.
- 3.- Para cada perfil del modelo y la referencia se calcularon parámetros estadísticos base, tales como, desviación estándar, correlación y la raíz cuadrática media.

4.- Se normalizó cada parámetro del modelo dividiéndolo entre las desviaciones estándar de su referencia. Mediante la normalización de todas las referencias se reduce a una sola posición dentro del diagrama de Taylor y los valores modelos se distribuyen en el diagrama.

5.- Los parámetros estadísticos normalizados se introducen en la función Matlab `taylordiag.m` (<https://www.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/20559-taylor-diagram>.) y se obtienen los diagramas de Taylor de cada variable en cuestión.

6.- Se interpreta el diagrama de Taylor. La correlación estima numéricamente el desfase del modelo con respecto a la referencia. La desviación estándar indica la magnitud de la amplitud del perfil vertical modelo con respecto a la referencia; la raíz cuadrática media centrada (RMS por sus siglas en inglés) indica la variabilidad del modelo en relación a la variabilidad de referencia. Este trabajo se enfoca en analizar las tendencias del grupo de modelos sin considerar los comportamientos individuales de algún modelo en particular (lance).

El procesamiento numérico de los datos se realizó con funciones desarrolladas en la plataforma Matlab versión 2018b.

RESULTADOS Y DISCUSIONES

Masas de agua, nitrato y oxígeno disuelto en la columna de agua

Desde la superficie hasta los 3000 m de profundidad, las masas de agua principales que se encuentran en el GoM son el remanente del Agua Superficial del Caribe (CSW), Agua Común del Golfo (GCW), Agua Subtropical Sub superficial (SUW), Agua Central del Atlántico Tropical (TACW), Agua Intermedia de la Antártida (AAIW) y Agua Profunda del Atlántico Norte (NADW). Para verificar la presencia de masas de estas 6 masas de agua en el Golfo de México, tanto en las climatologías CARS2009 como en las observaciones XIXIMI's se construyeron diagramas T-S. Estos diagramas permiten determinar la similitud o diferencia, presencia o ausencia de masas de agua y nutrientes asociados, entre CARS2009 y observaciones XIXIMI.

En verano, los resultados de los diagramas T-S, para CARS2009 (julio) y observaciones XIXIMI-2 (julio 2011) muestran patrones en las columnas de agua muy similares (Figura 2), coincidiendo los límites de temperatura entre 4.2 °C y 29 °C, y salinidad entre 34.9 y 36.6 ups (Figura 2a, CARS2009; Figura 2b, XIXIMI-2). Se identifica la

presencia de tres masas de agua por debajo de la sub superficie (TACW, AIA y NADW), todas ellas provenientes del Atlántico, que ingresan al GoM a través del Canal de Yucatán, dichas masas de agua están presentes tanto en la climatología CARS2009 como en las observaciones XIXIMI. Las masas GCW y CSW están bien definidas, tanto en CARS2009 como XIXIMI. Si bien en el Mar Caribe el CSW se encuentra típicamente entre 50 - 75 m de profundidad (Morrison and Nowlin, 1982) con valores de salinidad inferiores a 35.5 ups (Morrison and Nowlin, 1982; Schroeder *et al.*, 1974), en el GoM esta ha sido encontrada al norte de la Corriente de Lazo (Morrison and Nowlin, 1977), además, recientemente se reportó que al ingresar al GoM se extiende desde la superficie hasta 90 m, presentando aguas con temperatura ≥ 25 °C, alta salinidad, hasta ~ 36.6 , cuya densidad es de $\sigma_\theta \leq 24.5$ kg·m⁻³ (Carrillo *et al.*, 2016). Dada la distribución de las estaciones de muestreo XIXIMI, cuya posición fue utilizada para extraer valores de las distintas propiedades estudiadas en el presente trabajo a partir de las climatologías CARS2009, se observa la presencia del CSW, tanto en el centro como en la zona profunda del GoM, entre las isopícnas de 23–24 kg·m⁻³, coincidiendo con la ubicación de la capa máxima de OD (Figura 2c, 2d). Su salinidad (hasta ~ 36.65 ups) es considerablemente más alta que la reportada para el Mar Caribe, pero aún es notable con un mínimo de salinidad relativa. El T-S (Figura 2) muestra la ausencia de agua subtropical sub superficial (SUW) en las zonas central y profunda del GoM, tanto en la climatología CARS2009, como en las observaciones XIXIMI durante julio (señalada como condición de verano).

En color (Figura 2) la concentración de [NO₃] y [O₂] asociados al T-S. El agua superficial (CSW) y subsuperficial (GCW) muestran ser pobres en nitratos [NO₃], con una concentración entre 0-5 µM (superficie-subsuperficie), ligeramente sobre la isopícnica 26 kg·m⁻³ (Figuras 2a, 2b). En superficie, la concentración tanto en CARS2009 como en XIXIMI es comparable con la reportada por la Secretaría de Marina (1980; [NO₃] < 0.25 µM). Las máximas concentraciones se localizan en aguas subsuperficiales, alrededor de los 600 m de profundidad en torno a la isopícnica de 27 kg·m⁻³ con valores de 30 µM, valor comparable con las máximas subsuperficiales reportadas por Vidal *et al.* (1990; [NO₃] < 34.9 µM) en remolinos ciclónicos. La región de los T-S donde se delimita el TACW, presenta una concentración entre 15 y 20 µM, con una distribución similar entre la climatología y las observaciones.

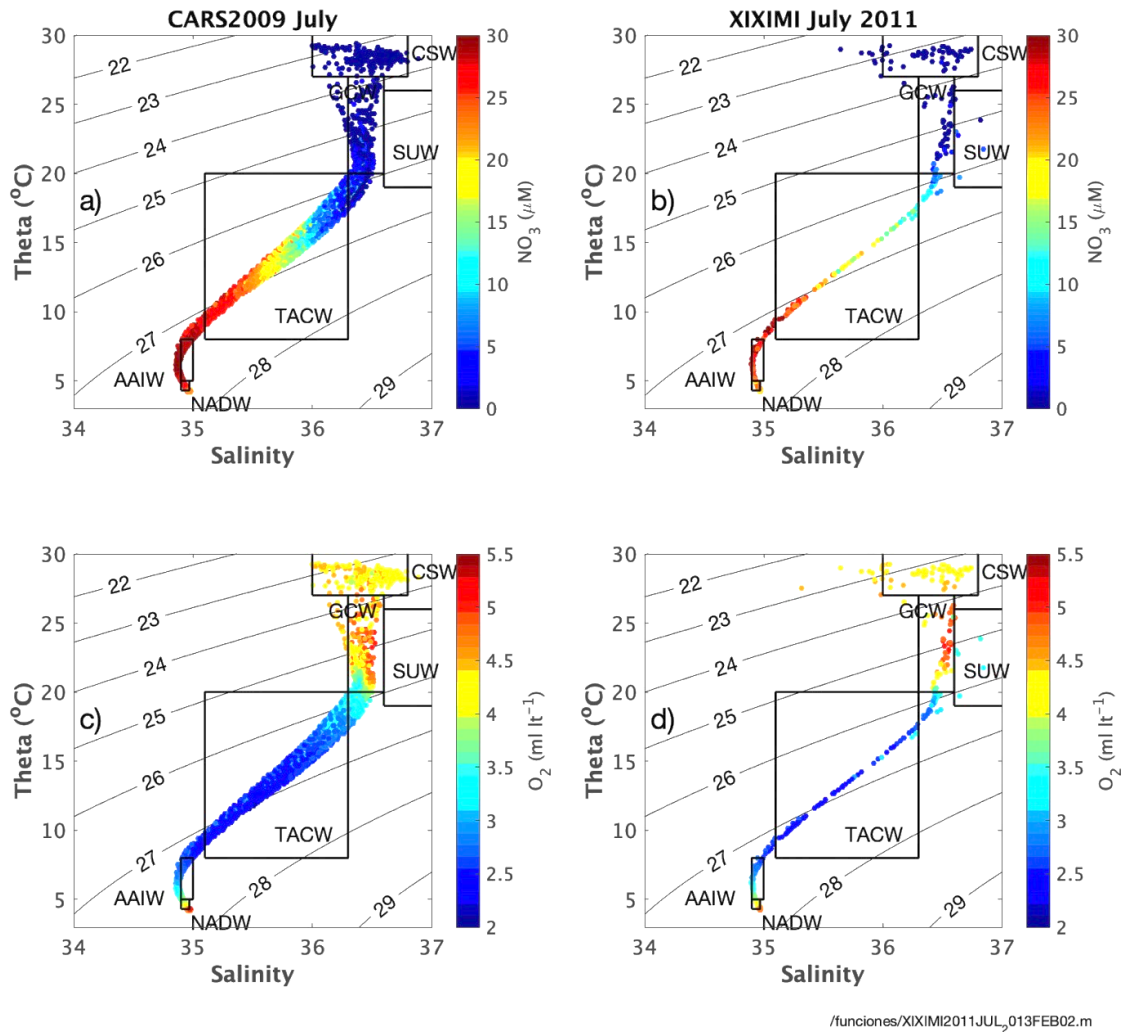


Figura 2.- Diagramas T-S en verano a partir de CARS2009 (Julio) y XIXIMI-2 (Julio de 2011), conteniendo 40 lances. A cada perfil vertical (lance) de XIXIMI le corresponde uno de CARS cercano a la posición geográfica de los perfiles XIXIMI. Los colores indican $[NO_3]$ en paneles a) y b); oxígeno disuelto $[O_2]$ en los paneles c) y d). Los recuadros delimitan los rangos de temperatura y salinidad de las masas de agua NADW, AAIW, TACW, SUW, GCW, CWS.

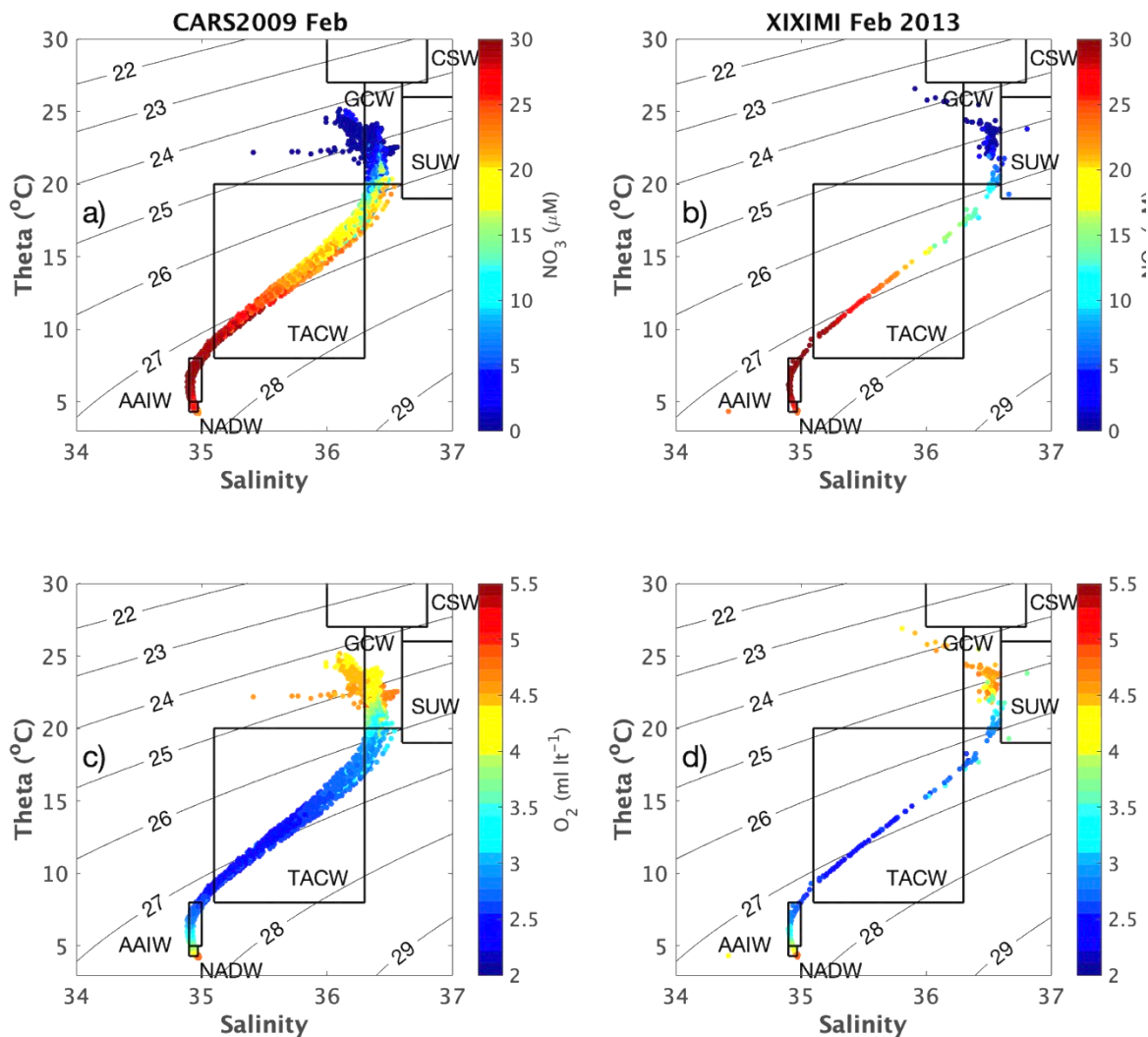
El contenido de oxígeno disuelto (OD) en la capa de mezcla (0 a 150-200 m de profundidad), en el GCW es variable pero ligeramente más bajo que en el CSW (Figuras 2c, 2d), donde alcanza los valores más altos ~ 4.23 ml/L). Cabe señalar que el T-S 3D incluye la Bahía de Campeche, donde los remolinos ciclónicos están presentes pudiendo generar afloramiento de aguas sub superficiales y con ello producir este incremento en OD, acorde con Vidal *et al.* (1990). La zona de mínimo de oxígeno se localiza en la región ocupada por

el TACW (aproximadamente entre 200 y 600 m), con valores de ~ 2.11 ml/L en ambos diagramas, y es comparable con los resultados de Nowlin (1971) y El-Sayed *et al.* (1972), quienes reportan un valor de 2.0 ml/L para el interior del golfo. El NADW presenta también una alta $[O_2]$ con valores de ~ 3.86 ml/L, tanto en la climatología CARS2009 como en XIXIMI-2, siendo perfectamente comparables en rangos y distribución de valores para ambas propiedades biogeoquímicas $[NO_3]$ y $[O_2]$.

En invierno, al igual que en verano, la cantidad de datos en CARS2009 es mayor que en las observaciones debido a que la climatología puede tener hasta 79 niveles de profundidad y XIXIMI solo de 12-14 niveles por lance. En esta región del GoM y durante esta época identificada como invierno, se observan las masas de agua de fondo: NADW, AAIW y TACW (Figura 3), en tanto que la masa de agua SUW está ausente en CARS2009 y prácticamente, también en las observaciones XIXIMI-3 (febrero 2013). Los diagramas T-S tanto para la climatología como para las observaciones son muy similares (Figura 3), coincidiendo los límites de temperatura entre 4.2°C y 25°C , y salinidad entre 34.9 y 36.6 ups (Figura 3a, CARS2009; Figura 3b, XIXIMI). Al igual que en verano, se identifica la presencia de tres masas de agua por debajo de la sub superficie (TACW, AIA y NADW), tanto en la climatología CARS2009 como en las observaciones XIXIMI. El GCW se encuentra presente y bien definida, tanto en CARS2009 como XIXIMI. En CARS, panel a), se observa un rasgo de agua con temperatura de 22°C y salinidad entre 35.2 a 36 que no está presente en las observaciones, panel b). A diferencia del verano, el CSW está ausente durante el invierno, debido a que durante esta época la Corriente de Lazo se encuentra retractada y por lo tanto, la incursión del agua superficial proveniente del Mar Caribe es reducida y no alcanza la zona profunda del GoM.

En color (Figura 3) la concentración de $[NO_3]$ y $[O_2]$ asociados al T-S. El patrón general de concentraciones de $[NO_3]$ en CARS, panel a), es muy similar al patrón observado en XIXIMI-3, panel b). Las bajas concentraciones de $[NO_3]$, $<10\ \mu\text{M}$, se observa en la masa de agua subsuperficial GCW. Las concentraciones de $[NO_3]$ intermedias, $10\text{--}20\ \mu\text{M}$, se detectan en el techo de temperatura del TACW, mostrando una distribución similar la climatología y observaciones. Las altas concentraciones de $[NO_3]$, $20\text{--}30\ \mu\text{M}$ por debajo de la isopícnica de $26.5\ \text{kg}\cdot\text{m}^3$ se asocia a la presencia de masas de agua profunda.

El contenido de oxígeno disuelto (OD) alcanza los valores más altos 4.0-4.5 ml/L en el GCW (Figuras 3c, 3d), localizado en la capa superficial (0 a 150-200 m de profundidad), y donde debido a la interacción océano-atmósfera durante el invierno, la capa de mezcla se profundiza. La zona de mínimo de oxígeno se localiza en la región ocupada por el TACW (aproximadamente entre 200 y 600 m), con valores de 2.5 ml/L en ambos diagramas y es comparable con los resultados de Nowlin (1971) y El-Sayed *et al.* (1972), quienes reportan un valor de 2.0 ml/L para el interior del golfo. En profundidad, el NADW presenta también una alta $[O_2]$ tanto en CARS2009 como en XIXIMI con valores de ~ 4.2 ml/L.



/funciones/XIXIMI2011JUL_013FEB02.m

Figura 3.- Diagramas T-S de CARS2009 (Febrero) y XIXIMI (Febrero de 2013) en el invierno, 35 lances respectivamente. A cada perfil vertical (lance) de XIXIMI le corresponde uno de CARS. Los concentraciones de $[NO_3]$ se indican en colores, paneles a) y b); lo mismo para $[O_2]$ paneles c) y d). En recuadros se delimitan los rangos de temperatura y salinidad de las masas de agua NADW, AAIW, TACW, SUW, GCW, CWS.

Distribución de propiedades en la vertical

Se construyeron secciones verticales para cada variable mediante interpolación bilineal, para las climatologías de CARS2009 de los meses de julio y febrero y XIXIMI, siguiendo en la horizontal la ruta del derrotero de los cruceros y de manera transversal, interpolando (Figura 4). Las secciones verticales van desde la superficie hasta la profundidad máxima ~3800 m, (ETOPO1), acorde a su ubicación geográfica (ETOPO1).

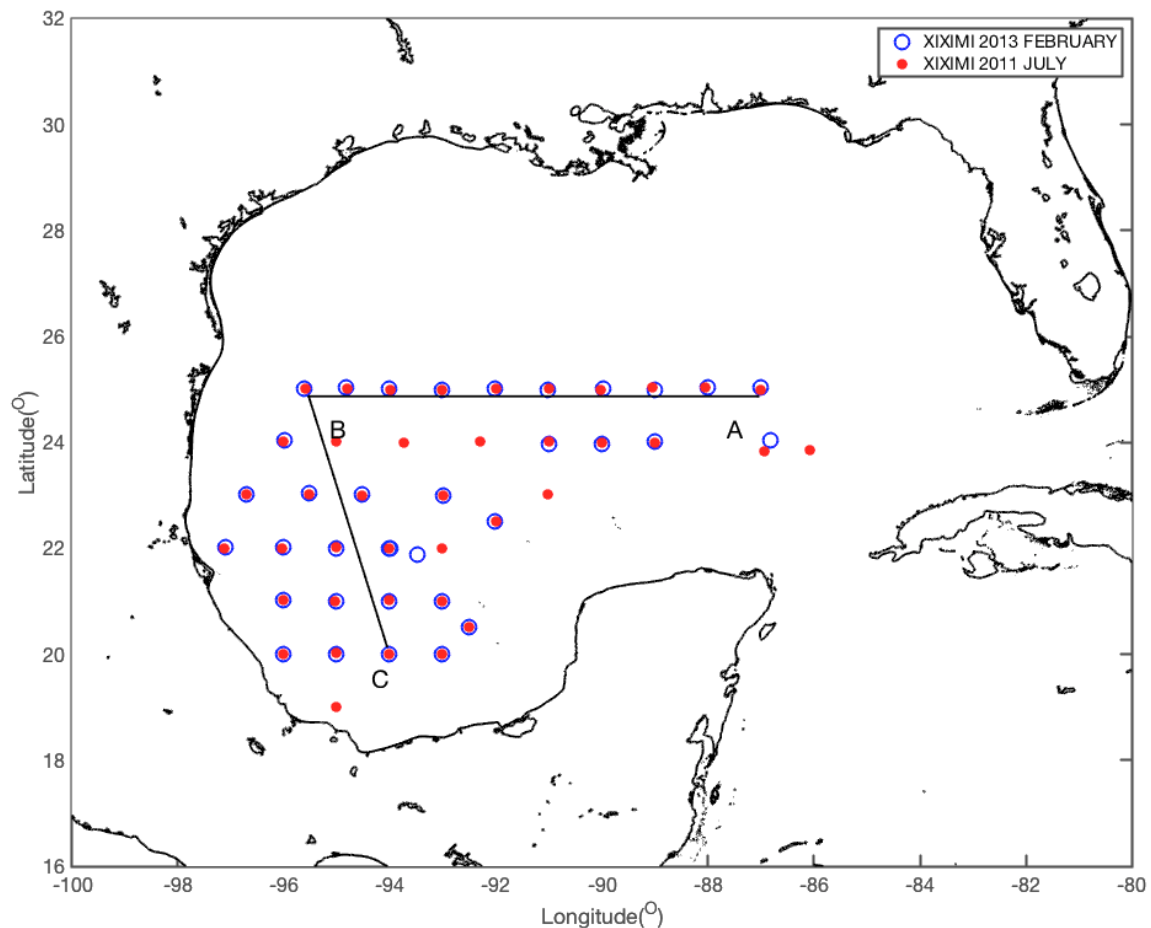


Figura 4.- Distribución espacial de lances hidrográficos de los experimentos XIXIMI's de Julio de 2011 y Febrero de 2013. Los círculos azules representan las estaciones de muestreo para Julio 2011 (40 estaciones) y los puntos rojos las estaciones de Febrero de 2013 (35 estaciones). Los rumbos horizontales de A – B, B – C, corresponden a las secciones verticales realizadas.

Temperatura potencial

La estructura termohalina en la zona profunda del GoM está en gran medida determinada por la variabilidad de mesoescala debida a la presencia de remolinos ciclónicos y anticiclónicos en los primeros 800-1000 m de profundidad. Las masas de agua en el golfo están muy bien definidas y pueden identificarse por su estructura en cuanto a temperatura y salinidad, como bien se mostró en los T-S anteriores. En la zona profunda del GoM comprendida por debajo de la latitud de 25 °C y para las condiciones identificadas como verano e invierno, tanto en la climatología CARS2009 como en los cruceros XIXIMI 2 y 3 se identificó la presencia de 5 masas de agua: CSW, GCW, TACW, AAIW y Agua NADW.

La distribución vertical de la temperatura del agua (Figura 5) en verano, presenta mayor variabilidad en la capa superficial (0-400 m) con temperaturas que van de los 29 en superficie hasta los 10 °C a los 500 m. Se observa una cierta concavidad de las isolíneas de temperatura potencial tanto en la parte de la sección que va del punto A al B, correspondiente al transecto localizado a 25 °N (Figura 5a, 5b), como en la sección que atraviesa la cuenca de Campeche (de B a C).

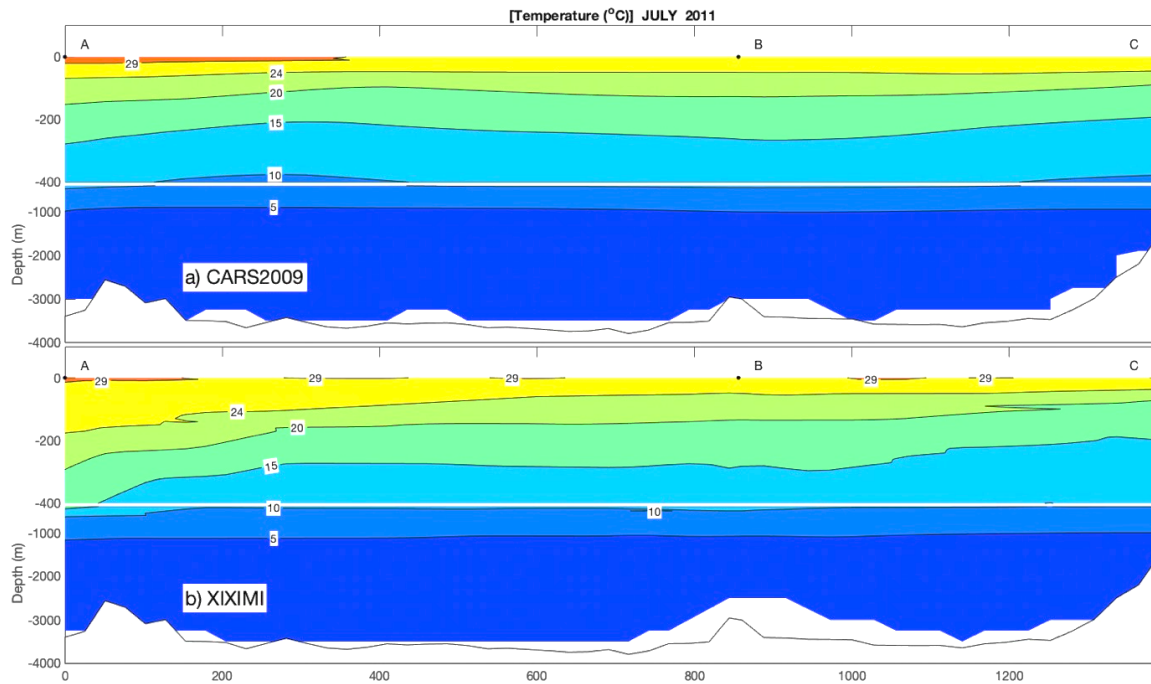


Figura 5.- Sección vertical de la temperatura del mar (rumbos A – B; B –C) en verano; En a) Sección climatológica de CARS2009 para el mes de Julio, y b) Sección para XIXIMI en Julio de 2011.

En XIXIMI, en el transecto AB (Figura 5b), la concavidad corresponde a la señal anticiclónica centrada en 95 °W (de 0 – 50 m en la horizontal), mostrando la presencia de un núcleo cálido. Excepto por los primeros 150 m en la horizontal de la sección, donde es inminente la presencia de la CL en las observaciones XIXIMI, es observable que CARS, aún siendo climatológico, muestra una mayor señal en temperatura del agua superficial de 29 °C en la región de la CL, también con hundimiento de la termoclina similar a XIXIMI-2.

Durante invierno, la distribución de la temperatura en la vertical (Figura 6) muestra un comportamiento general de CARS2009 similar a XIXIMI-3. La temperatura superficial en ambos paneles es < 24 °C. La termoclina en CARS2009 se sitúa a la misma profundidad que XIXIMI-3, siendo observable un hundimiento de la misma en la región de la CL, donde se localiza el máximo de temperatura 24 °C para ambas secciones. A pesar de ser un poco más fría (entre 20 y 22.5 °C) que el SUW, el GCW presenta la máxima salinidad en sub superficie (Figura 6), debido a que esta es el SUW modificada por procesos de mezcla, durante invierno. La transformación completa en GCW ocurre en la parte occidental del GoM donde los LCE

son disipados al llegar a la plataforma y el SUW se mezcla con agua de los alrededores (Vidal *et al.*, 1989, 1992).

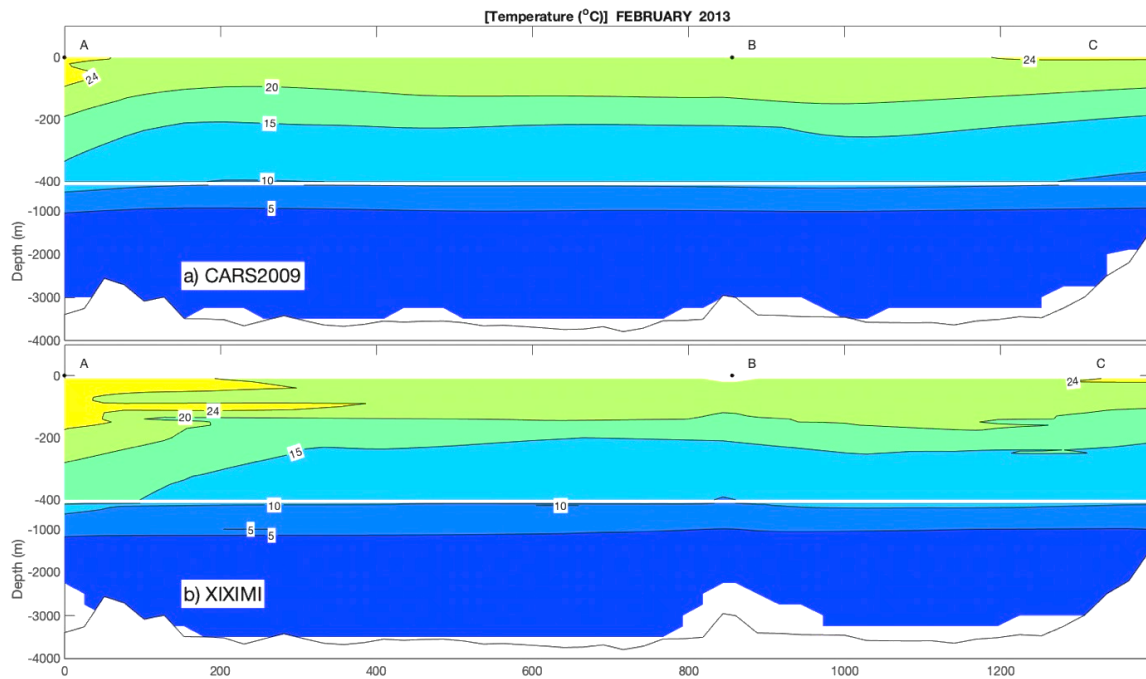


Figura 6.- Sección vertical de la temperatura del mar en invierno (rumbos A – B; B –C); En a) Sección de XIXIMI de Febrero de 2013 y b) Sección climatológica de CARS2009 de Febrero.

A diferencia de la condición de verano, en los primeros 150 m en la horizontal de la sección no se aprecia el máximo de temperatura correspondiente al CSW, ni en la climatología CARS2009 ni en las observaciones XIXIMI. La diferencia en temperatura del agua entre CARS2009 y XIXIMI es de ~ 4 °C y esta se presenta en la superficie cercano a la región de la CL, alrededor de 86.5 y 89 °W. De los 500 a los 1000 m se observa un decremento de la temperatura del agua que va de 10 a 5 °C, tanto en la condición de verano como en invierno, en climatologías y observaciones XIXIMI. Después de los 1000 m (Figura 5, Figura 6) la temperatura se mantiene monotónicamente a 4 °C en la profundidad. En la zona de la sección correspondiente a la Cuenca de Campeche (parte de la sección que va del punto B al C), durante verano (Figura 5) se observa la señal ciclónica en la cuenca, expresada como elevación de la termoclina desde la zona profunda hasta la parte somera de la Bahía de Campeche, tanto en la climatología CARS2009, como en las observaciones XIXIMI-2. Durante verano (Figura 6), entre 25 y 22 °N se observa hundimiento de la termoclina y de 22 °N hacia el sureste de la cuenca, elevación de la misma, lo que se asocia a la propagación

hacia el oeste de los anticiclones provenientes de la CL y a la interacción anticicló-ciclón en la Bahía de Campeche.

Salinidad

La salinidad en el agua de mar es un indicador ambiental clave que afecta muchos procesos físicos y biogeoquímicos. La estructura de salinidad y su evolución juegan un papel importante en la estratificación, así como en los patrones de circulación, dado que afectan los gradientes de densidad, sobretodo en regiones que están fuertemente influenciadas por la descarga del ríos, tal podría ser el caso del GoM.

En la zona norte del GoM, en general, la salinidad a 10 m de profundidad se ve afectada por el ciclo estacional de la descarga del río Mississippi (el sexto sistema fluvial más grande en el mundo, Suzuki *et. al.*, 2018) y Atchafalaya en primavera (Bratkovich *et al.*, 1994). Un estudio reciente de salinidad superficial en el GoM obtenida a partir de satélite (SSS, sea surface salinity), mostró mínimos de salinidad en la región norte del GoM en los meses de verano de julio y agosto (Broakaw *et. al.*, 2019), mientras que los máximos se producen al este de la CL en los meses de invierno, de enero y febrero de cada año (Morey *et al.*, 2003). Posterior a los 250 m la salinidad en la columna de agua, se ve menos afectada por el forzamiento directo de la superficie, y su estructura está definida más por el agua salina proveniente del caribe (SUW) y que penetra en el golfo a través de la CL, para posteriormente, encontrarse con aguas relativamente más frescas del GoM.

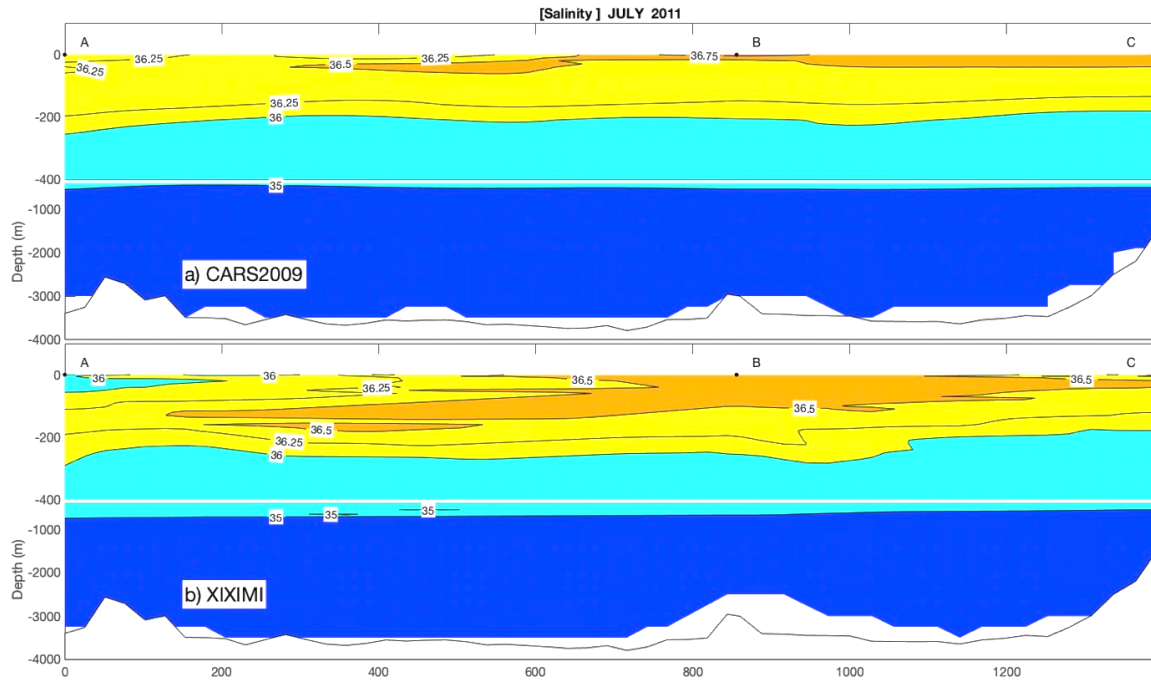


Figura 7.- Sección vertical de la salinidad (rumbos A – B; B –C) en verano; En a) Sección climatológica de CARS2009 para el mes de Julio, y b) Sección para XIXIMI en Julio de 2011.

La distribución vertical de salinidad en todo el GoM, incluyendo la zona profunda ha sido poco estudiado, el conocimiento hidrográfico más robusto del mismo comprende un estudio realizado durante invierno, de febrero a marzo de 1962 (Nowlin and McLellan, 1967). Estudios previos se llevaron a cabo en la zona oeste de plataforma (Vidal *et. al.*, 1994) o bien en la región de la CL.

La climatología CARS2009 (Figura 7a) muestra un máximo de salinidad de 36.5 en superficie entre los 93.5–96 °W, así como en la sección que atraviesa la Cuenca de Campeche, presentando un valor máximo de 36.75 en la zona oeste del golfo, en la proximidad de los 98 °W. Esta agua cálida y salada presente en los primeros 200 m, corresponde al CSW. En XIXIMI, (Figura 7b) se observa una mayor estructura de salinidad, desde la superficie hasta los 700 m de profundidad, con salinidades que van desde 35 hasta 36.5 ups en superficie. En las observaciones, el CSW se encuentra presente desde la superficie hasta los 200 m de profundidad, con un núcleo salino subsuperficial de 36.5 ups a 100 m en el paralelo 25 °N en la zona central del golfo. En CARS2009 la salinidad decrece de 36 a 35 ups entre 200 y ~580 m, y es comparable con XIXIMI en la zona central del golfo, excepto en la región cercana a

la CL y en la zona sur del la Cuenca de Campeche, donde se observa más gruesa y profundizada, yendo de 250–280 m hasta ~700 m. El mínimo de salinidad se encuentra entre 700-900 m de profundidad, representando la presencia del AAIW.

En invierno, las secciones verticales de salinidad entre CARS2009 y XIXIMI-3 (Figura 8) muestran diferencias en los primeros 200 m, sobretodo en la región cercana a la CL (punto A), donde las salinidades son de hasta 36.5 a profundidades cercanas a los 200 m (Figura 10b, XIXIMI), sobretodo en la sección que va desde el oeste del GoM hasta la zona sur del Banco de Campeche; sin embargo en CARS este rasgo superficial prácticamente no está presente. Tanto en CARS2009 como en XIXIMI (Figura 8 a,b) las isoclinas presentan un patrón monótono hacia el fondo, aunque en el caso de XIXIMI con mayor variabilidad en los primeros 200 m, esta variabilidad también es evidente en un estudio realizado por Nowlin and McLellan (1967) con datos de febrero a marzo de 1962. La climatología CARS2009 muestra una capa conteniendo GCW bien mezclada y con menor salinidad que el agua del caribe, esta última, ausente en invierno en la zona profunda del golfo.

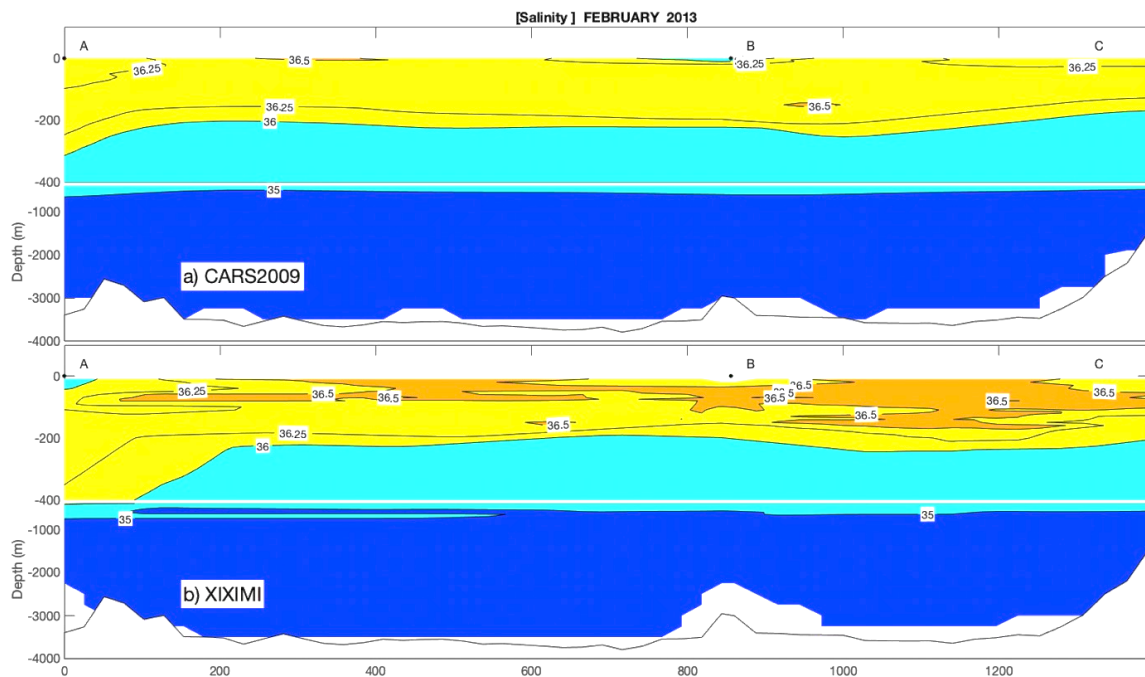


Figura 8.- Sección vertical extendida de la salinidad (rumbos A – B; B – C); En a) sección de CARS2009 para el mes de Febrero; b) Sección de XIXIMI para Febrero de 2013.

Nitratos

En la mayoría de las regiones del océano, el nitrato disminuye cerca de la superficie debido al consumo del fitoplancton y posteriormente, aumenta rápidamente con la profundidad, dando lugar a la nutriclina, donde esta se reabastece mediante procesos de remineralización de la materia orgánica, distribuyéndose a lo largo de las isopicnas debido a la circulación. En el océano el suministro vertical de nitrato a la superficie tanto del transporte vertical inducido por procesos dinámicos como el arrastre turbulento, el bombeo de Ekman o surgencias inducidas por frentes, ondas internas o remolinos, como del gradiente vertical de nitratos. En la zona norte del GoM, la elevada concentración de nutrientes y pigmentos están asociadas al agua de baja salinidad proveniente de los ríos (Hiester *et al.*, 2017; Zavala - Hidalgo *et al.*, 2014); en la zona profunda del golfo, la distribución de nitratos depende tanto de la dinámica del GoM como del gradiente vertical del mismo.

En superficie, la distribución vertical de $[\text{NO}_3]$ muestra una concentración de $0 \mu\text{M}$, tanto en CARS2009 como en XIXIMI-2 (Figura 9, a,b). En el oeste del Golfo de México (punto B de Figura 9 a,b) el valor en nitratos superficiales presenta valores $< 1.2 \mu\text{M}$, valor que es comparable con la reportada por la Secretaría de Marina (1980; $[\text{NO}_3] < 0.25 \mu\text{M}$), aumentando hacia los 500 m hasta alcanzar los $30 \mu\text{M}$ alrededor de los 600 m de profundidad. Este máximo localizado entre 350 - 1200 m de profundidad, coincide con la señal de agua del Océano Atlántico a profundidades similares y con la zona de mínimo oxígeno; en tanto CARS2009 muestra un techo a los 300 m y su piso a 1200 m. Como en la sección vertical de temperatura, también aparece en la posición de 700 - 900 m, un hundimiento de la nitraclina en CARS2009 y XIXIMI-2. En aguas profundas ($> 1200 \text{ m}$) las observaciones de la campaña XIXIMI-2 son similares a las de la climatología CARS2009, ambas congruentes con aquellas reportadas para el Golfo de México entre los 22° y 29°N , mostrando el patrón típico de distribución, cuando este depende tanto de la dinámica del océano como del gradiente vertical de los nitratos en sí.

En la Cuenca de Campeche, el mínimo en superficie presenta un núcleo de máxima concentración subsuperficial de $30\text{-}25 \mu\text{M}$, valor comparable con las máximas subsuperficiales reportadas por Vidal *et al.* (1990; $[\text{NO}_3] < 34.9 \mu\text{M}$) en remolinos ciclónicos.

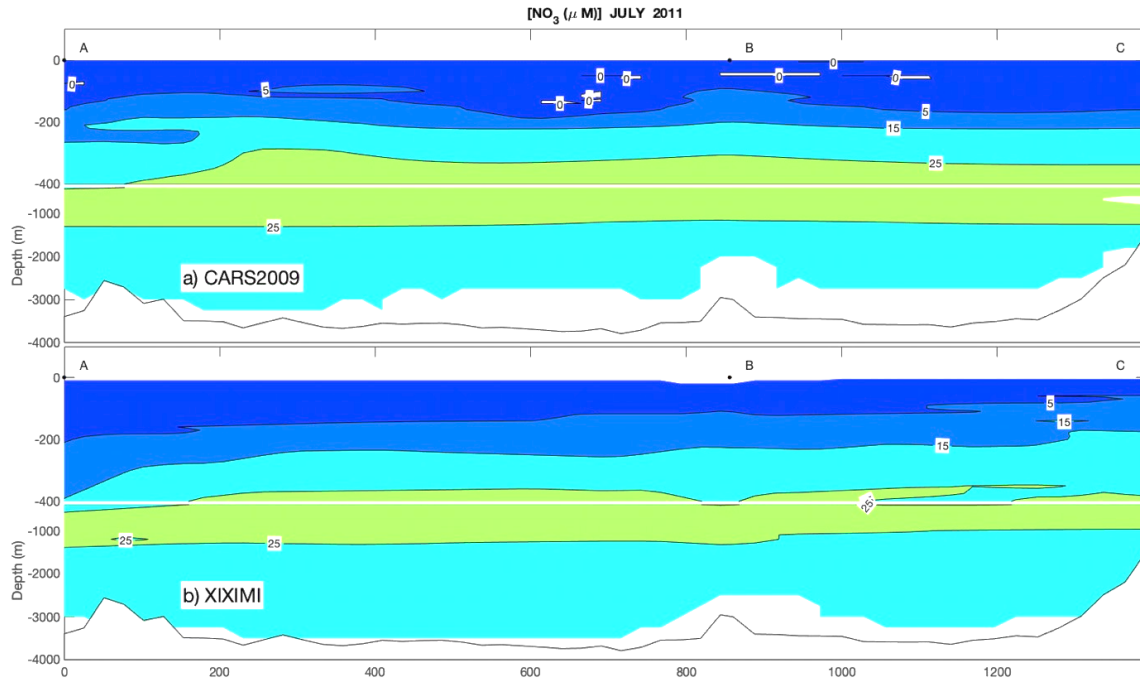


Figura 9.- Sección vertical de nitratos en verano (rumbos A – B; B –C); En a) seccion CARS2009 para el mes de Julio; b) sección XIXIMI julio de 2011.

Durante invierno (XIXIMI-3) se observa un mayor contenido de respecto al verano (XIXIMI-2). Este incremento se puede explicar como una variación estacional asociada a la disminución en la estratificación debido al enfriamiento en superficie en el GoM, así como a procesos de mezcla vertical con aguas subsuperficiales más ricas en nutrientes. La sección vertical de nitratos para el invierno en CARS2009 se asemeja mucho a XIXIMI-3 (Figura 10 a,b), se presenta el perfil típico de los nutrientes con bajas concentraciones en superficie y un núcleo máximo a media agua. Las nitraclinas de CARS2009 mantienen un patrón muy similar a las de XIXIMI-3, en ambos se observa un hundimiento de la nitraclina con un baja concentracion de nutrientes en la región de la CL en la posición de los 700 - 900 m (punto A, Figura 10). Las concentraciones de nutrientes para aguas profundas (> 1200 m) durante invierno y verano son similares, y a su vez, también lo son con las climatologías CARS2009, lo cual es un indicativo de que de existir una variación estacional en el contenido de nutrientes por debajo de 1200 m, esta es mínima.

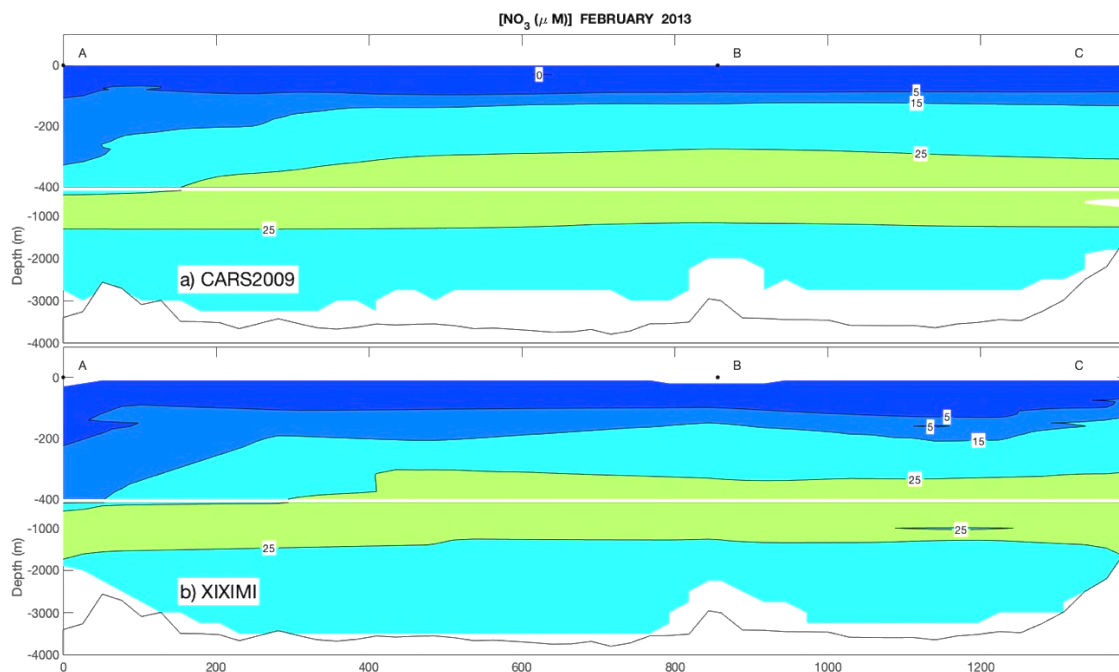


Figura 10.- Sección vertical de nitratos durante invierno (rumbos A – B; B –C); En a) sección CARS2009 para el mes de Febrero; b) sección XIXIMI febrero de 2013.

Oxígeno disuelto

En mar abierto la oxiclina se presenta de 80 a 240 m de profundidad, siendo más somera en invierno (100 a 160 m), con un mínimo de 2.4 ml/L a 300 m (Secretaría de Marina, 1982). Su valor depende de: 1) la dinámica de las masas de agua, 2) la circulación, 3) la marea, 4) el drenaje fluvial y 5) las actividades humanas. En particular, la concentración de nitratos de origen fluvial promueve la producción primaria local, conllevando a una actividad biológica elevada que consume el oxígeno disuelto (Rabalais *et al.*, 2002).

Las secciones verticales de $[O_2]$ en verano (Figura 11), muestran una $[O_2]$ relativamente alta en los primeros 200 m (4-5 ml/L), manifestando la importancia del intercambio de O_2 océano-atmósfera, así como de la producción de oxígeno a través del proceso de fotosíntesis. En particular, la climatología CARS2009 presenta ondulaciones de cientos de km en los primeros 200 m, en la distribución espacial oxígeno a lo largo del paralelo 25 °N en dirección hacia el oeste, hasta el talud de Tamaulipas (del punto A al punto B, Figura 11a), lo cual es un indicador de la existencia de remolinos de mesoescala que se propagan hacia el oeste, procedentes de la Corriente del Lazo.

En las observaciones XIXIMI-2, estas ondulaciones son más evidentes entre 200 y 400 m de profundidad (Figura 11b). En la zona más próxima a la CL (punto A de la sección) se observa un hundimiento de la oxiclina entre la posición (primeros 200 m de la sección). La concentración $[O_2]$ decrece hasta un mínimo localizado entre los 350-500 m de profundidad hasta llegar a valores de 2.5 ml/L. Este mínimo de oxígeno se debe, por un lado, a la presencia del TACW caracterizada por un bajo contenido en O_2 , por otro, a la oxidación de la materia orgánica presente en la zona fótica y debido al tiempo de residencia del agua intermedia en el interior del GoM (Nowlin and McLellan, 1967). Por debajo de este mínimo relativo, la concentración de O_2 aumenta de forma monótonica hasta cerca de los 1200 m de profundidad, por debajo de la cual la $[O_2]$ permanece prácticamente constante hasta el fondo (4.5 ml/L). Las $[O_2]$ son del mismo orden tanto en CARS2009 como en XIXIMI, teniendo en consideración que por ser CARS2009 un promedio climatológico, este no mostrará la variabilidad presente en XIXIMI-2.

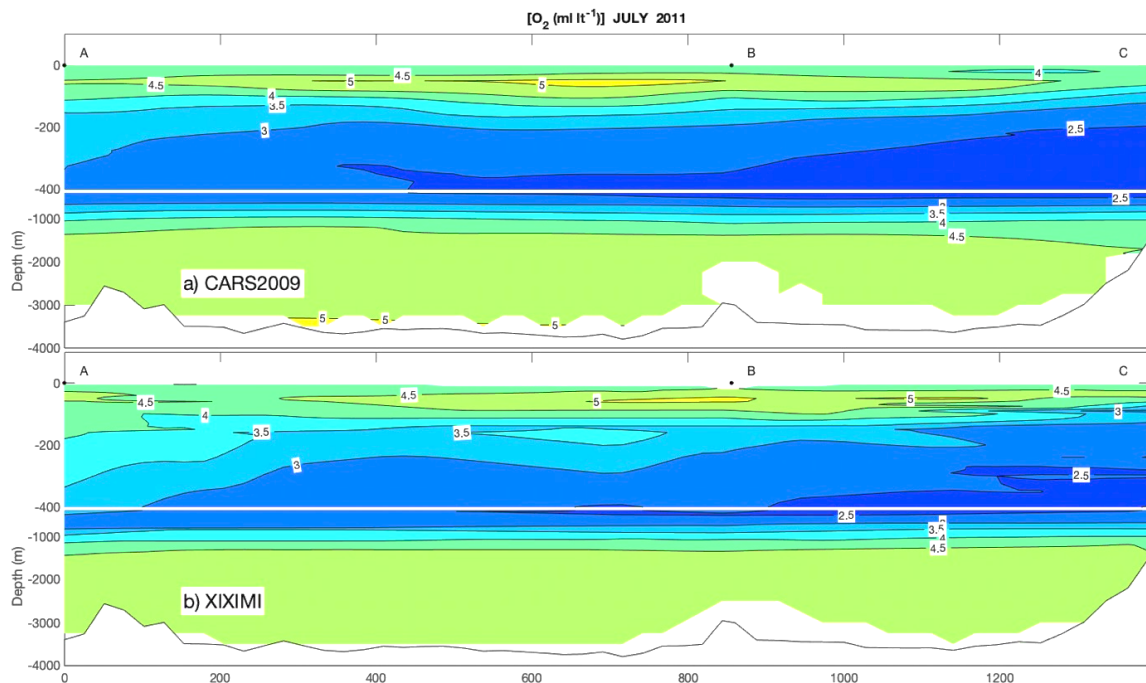


Figura 11- Sección vertical de Oxígeno en el verano (rumbos A – B; B –C); En a) sección de CARS2009 para el mes de Julio; b) Sección de XIXIMI para el mes Julio.

En la región de la bahía de Campeche (Figura 11a,b; sección B-C) se aprecia una

intensificación en los valores del mínimo de oxígeno el cual se expande en la vertical hacia isopícnas de menor densidad. Esto implica un mayor consumo de oxígeno a profundidades más someras, posiblemente influenciadas por procesos de circulación de mesoescala, en particular el remolino ciclónico semipermanente de la bahía de Campeche.

Durante invierno (Figura 12a,b), tanto en CARS2009 como en XIXIMI-3 se presenta un enriquecimiento en superficie del $[O_2]$ debido al intercambio océano-atmósfera, y a la disminución de la temperatura superficial (21.5 a 22 °C) que favorece la disolución de oxígeno atmosférico, lo cual incrementa la mezcla vertical en la capa mezclada. Este máximo superficial en la concentración de oxígeno muestra tendencia a disminuir en las aguas subsuperficiales, desde los 120 hasta los 800 m de profundidad, donde se ubica el Agua Tropical del Atlántico Central (TACW), y el Agua Intermedia de la Antártida (AAIW).

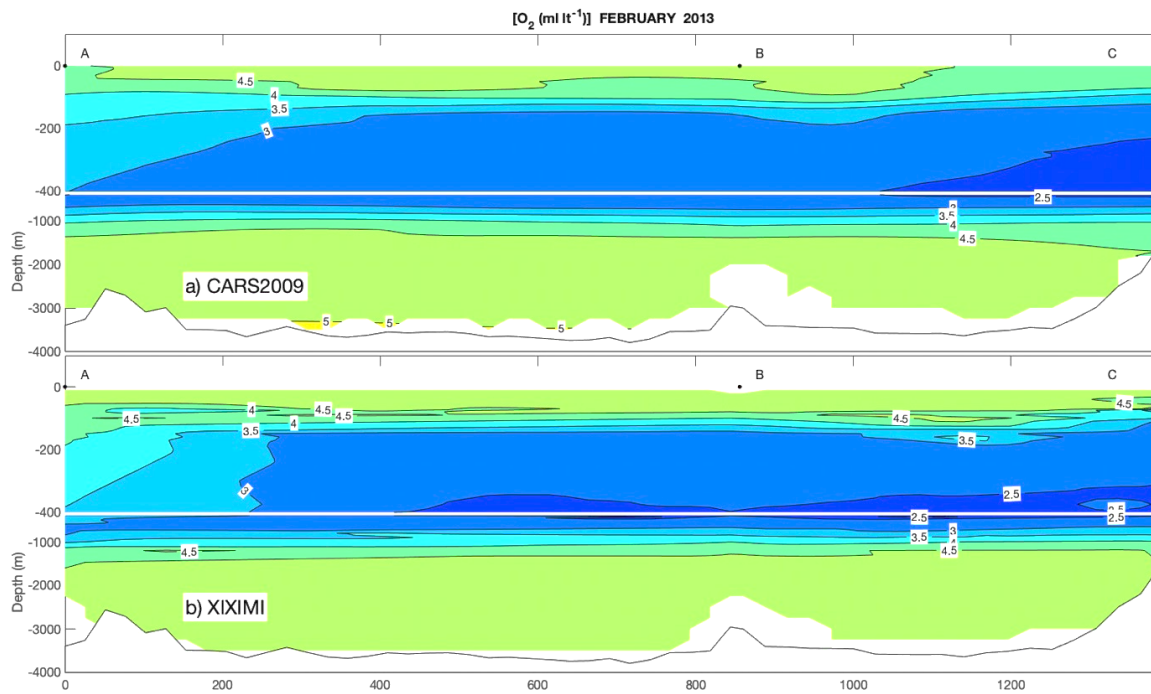


Figura 12.-Sección vertical de Oxígeno de invierno (rumbos A – B; B –C). a) sección de CARS2009 para el mes de Julio; b) sección de XIXIMI para el mes febrero de 2013.

Al igual que en verano, se observa un mínimo relativo en la distribución oxígeno en Bahía de Campeche (Figura 12a,b; sección B-C), consistente tanto con el ciclón semipermanente

en esta región, como con Nowlin and McLellan (1967), quienes para la zona sur de esta cuenca reportan un mínimo de 1.67 ml/L, durante invierno.

Diagramas de Taylor

Verano

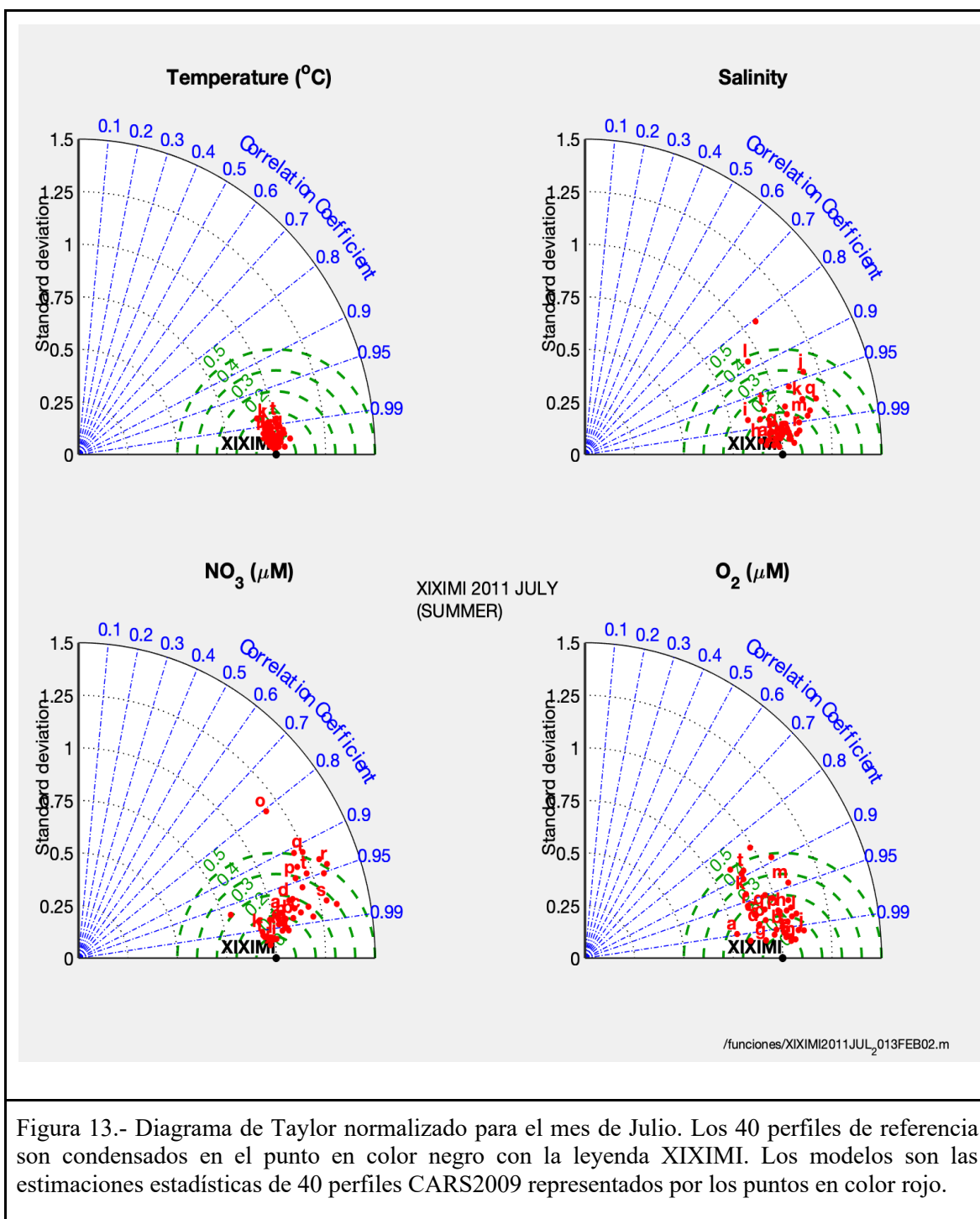
Se construyeron cuatro diagramas de Taylor para verano: a) temperatura, b) salinidad, c) $[NO_3]$ y d) $[O_2]$ (ver Figura 8). Se describen las tendencias del grupo de modelos sin determinar comportamientos individuales.

La figura 13a muestra el diagramas de Taylor de los perfiles de Temperatura de CARS2009 (modelo, puntos rojos) comparados con XIXIMI (referencia, punto en color negro). Se encontró la correlación estadística de los 40 perfiles de CARS2009 y en conjunto fue mayor a 0.95; donde más de la mitad de los perfiles se correlacionaron al 99%. El error cuadrático promedio fue muy bajo, según las curvas concéntricas en color verde, la mayoría de los datos se muestran dentro del RMS de 0.2. La magnitud de los perfiles de CARS2009 estuvo entre 0.9 y 1.10 de desviación estándar, lo que indica que algunos perfiles de CARS2009 presentaron temperaturas ligeramente disímiles con XIXIMI. El resultado del diagrama de Taylor sugiere una buena similitud de CARS2009 con XIXIMI.

La figura 13b sugiere que la correlación para la salinidad de los 40 perfiles de CARS2009 es mayor a 0.92 hasta 0.99, lo cual fue observado en las secciones de salinidad del verano (Figura 7) donde hay más variabilidad vertical que en CARS, lo que se ve en el RMS de 0.3. La amplitud de los valores de salinidad de CARS2009 se mantuvieron cercanos a los valores observados de salinidad como se describió en las secciones verticales de salinidad.

La Figura 13 c) muestra el diagrama de Taylor de $[NO_3]$ con una buena correlación de los perfiles de CARS2009 con XIXIMI estando entre 0.9 y 0.99, sin embargo la amplitud de los perfiles de CARS2009 tiende a sobre - estimarse hasta un 0.25.

La Figura 13 d) muestra el diagrama de Taylor para el grupo de modelos de $[O_2]$ con una buena correlación de 0.85 y cerca de 0.99 lo que se considera aceptable, pero no tan buena como los resultados de la temperatura. Las amplitudes de los modelos se dan alrededor de las referencias no presentando patrones de tendencias de sobre y sub estimacion.



Invierno

Se construyeron también cuatro diagramas de Taylor para el invierno (Figura 14): a) temperatura, b) salinidad, c) $[NO_3]$ y d) $[O_2]$. Se describen las tendencias del grupo de modelos sin considerar el comportamiento individual.

La figura 14a muestra el diagrama de Taylor de los 35 modelos de temperatura de CARS2009. Se encontró que la correlación estadística de conjunto es de >0.95 ; la mayoría de los modelos se correlacionaron a >0.99 y muy pocos por debajo de ese valor. La magnitud de los perfiles de CARS2009 estuvo ligeramente debajo de la desviación estándar unitaria, lo que indica que las temperaturas de CARS2009 son ligeramente bajas respecto a la referencia. El error cuadrático promedio fue muy bajo también, la mayoría de los datos se muestran dentro del RMS de 0.2. El resultado del diagrama de Taylor sugiere una buena similitud de CARS2009 con XIXIMI.

La figura 14b sugiere que la correlación para la salinidad de los 35 perfiles de CARS2009 es mayor a 0.92 hasta 0.99. La amplitud de los valores de salinidad de CARS2009 se mantuvieron cercanos a los valores observados de salinidad como se describió en las secciones verticales de salinidad. La Figura 14 c) muestra el diagrama de Taylor de $[NO_3]$ con una buena correlación de los perfiles de CARS2009 con XIXIMI estando entre 0.9 y 0.99, sin embargo la amplitud de los perfiles de la salinidad CARS2009 tiende a subestimarse hasta 0.20. La diferencia de RMS es hasta de 0.4.

La Figura 14 d) muestra el diagrama de Taylor para el grupo de modelos de $[O_2]$ con una buena correlación de >0.85 hasta >0.99 lo que se considera aceptable, pero no tan buena como los resultados de la temperatura. Las amplitudes de los modelos son ligeramente inferiores a la referencia lo que indica una subestimación de las amplitudes de CARS.

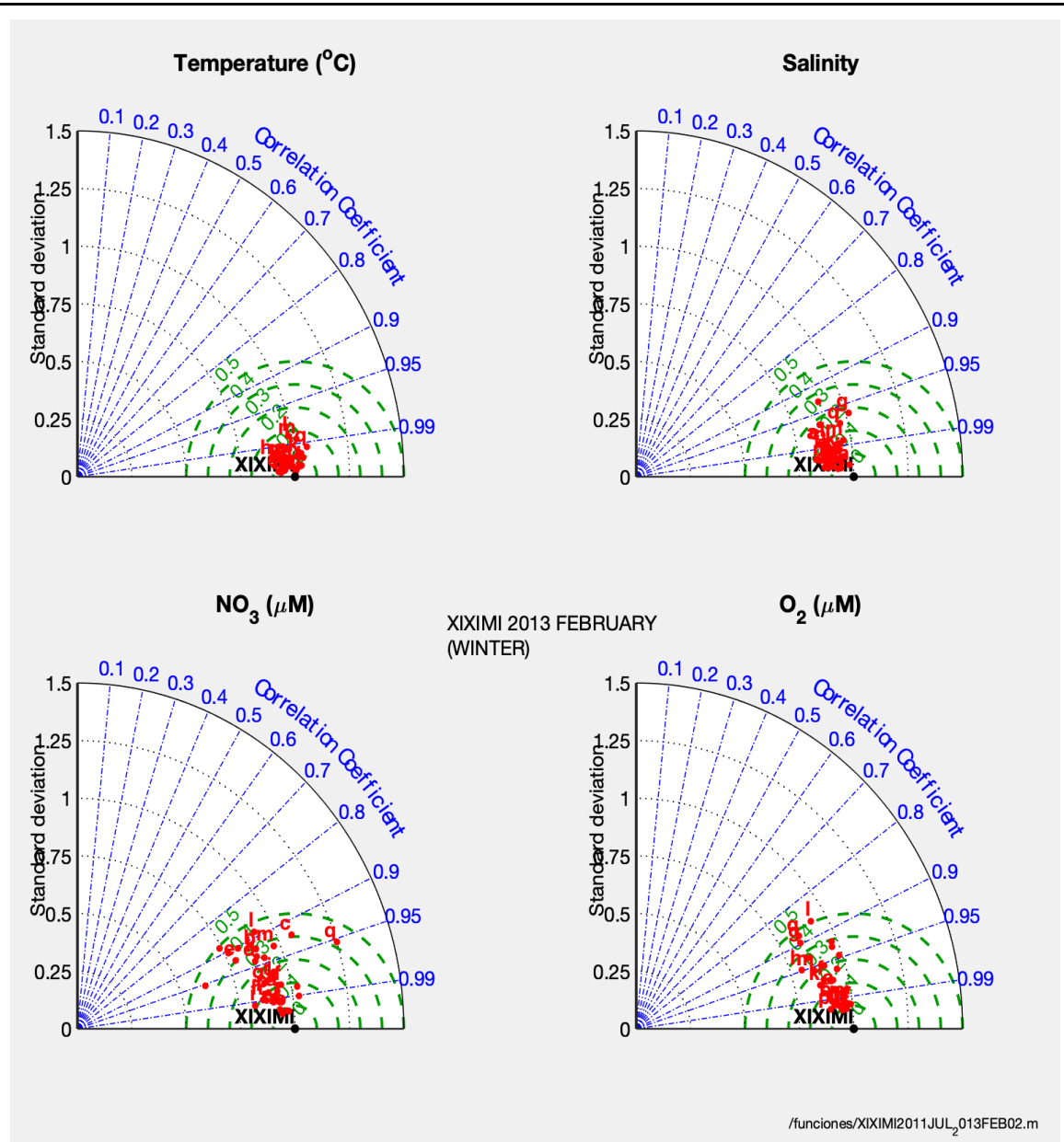


Figura 14.- Diagramas de Taylor normalizados para invierno. Los 35 perfiles “modelos” de CARS2009 corresponden a los puntos en color rojo. Las 35 referencias, de XIXIMI, se sitúan en un solo punto en color negro.

CONCLUSIONES

Los diagramas T-S de verano e invierno en la zona profunda del Golfo de México en CARS2009 presentan buena similitud con las observaciones. En verano, el Agua Común del Golfo (GCW) es identificable en CARS y de igual manera en las observaciones XIXIMI. En invierno el CSW no aparece en CARS2009 ni en las observaciones, brindando esta similitud mayor confiabilidad en la climatología. Este trabajo comprueba la confiabilidad hidrográfica de CARS2009 en la region profunda del GoM al sur de la latitud 25 °N, dando confiabilidad en el uso en los modelos numéricos regionales para el GoM.

Las concentraciones de los NO_3 y O_2 asociadas a los T-S en verano en CARS2009 muestran niveles de densidad similares a XIXIMI. Además de la certeza hidrográfica a partir de las climatologías que pueden utilizarse para inicialiar modelos numéricos, dichas climatologías pueden describir - biogeoquímicamente la región mexicana del GoM tanto en verano como en invierno.

La distribución vertical de temperatura, salinidad, nitratos y oxígeno a lo largo de secciones verticales zonales y transversales en la zona profunda del Golfo de México mostró estructura similar entre las observaciones de XIXIMI y CARS2009 para los meses de julio y Febrero, así como la presencia de los procesos de mesoescla más relevante del golfo.

Dado que la base de datos CARS2009 es un promedio climatológico y XIXIMI son observaciones *in situ* a lo largo de unos cuantos días, esta última contiene la variabilidad de corto periodo. Siendo el NO_3 y el O_2 variables no conservativas, pueden desviarse del promedio fácilmente debido al tránsito de remolinos ciclónicos, anticiclónicos y eventos atmosféricos que se manifiestan esporádicamente en la superficie del mar y en la subsuperficie.

La comparación estadística, mediante Diagramas de Taylor mostró, para todas las variables una alta correlación, así como una baja desviación estándar y errores cuadrático medio en los perfiles de CARS2009 respecto a los de XIXIMI.

BIBLIOGRAFÍA

- Bratkovich, A., Dinnel, S. P., & Goolsby, D. A. (1995). Variability and prediction of freshwater and nitrate fluxes for the Louisiana-Texas shelf: Mississippi and Atchafalaya river source functions. *Oceanographic Literature Review*, 8(42), 696-697.
- Brokaw, R. J., Subrahmanyam, B., & Morey, S. L. (2019). Loop Current and Eddy-Driven Salinity Variability in the Gulf of Mexico. *Geophysical Research Letters*, 46(11), 5978-5986. <https://doi.org/10.1029/2019GL082931>
- Carrillo, L., Johns, E. M., Smith, R. H., Lamkin, J. T., & Largier, J. L. (2015). Pathways and Hydrography in the Mesoamerican Barrier Reef System Part 1: Circulation. *Continental Shelf Research*, 109, 164–176. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2015.09.014>
- 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. *Cont. Shelf Res.* 120, 41–58. <http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2016.03.014>.
- De la Lanza Espino, G. 1991. *Oceanografía de los Mares Mexicanos*. Mexico, D.F.: AGT Editor S.A. 569 pp
- Elliott, B. A. (1982). Anticyclonic rings in the Gulf of Mexico. *Journal of Physical Oceanography*, 12(11), 1292–1309. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1982\)012<1292:ARITGO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1982)012<1292:ARITGO>2.0.CO;2)
- El-Sayed, S. Z.: Primary productivity and standing crop of phytoplankton, in: *Chemistry, primary productivity, and benthic algae of the Gulf of Mexico*, edited by: Bushnell, V. C., 8–13 pp., American Geographical Society, New York, 1972.
- Herguera JC, Herzka S, Ferreira-Bartrina V, Siqueiros A (2010). Reporte de la Campaña XIXIMI-1. 6-22 Noviembre 2010; Golfo de México, *BO/ Justo Sierra*, 36 pp.
- Herguera, J. C., S. Herzka, V. Ferreira-Bartrina, C. Flores, A. Siqueiros y A. Pedraza. (2011). Reporte de la Campaña XIXIMI-2. 2-16 Julio 2011; Golfo de México, *BO/Justo Sierra*, 69 pp.

Herzka S, Herguera JC, Ferreira V, Siqueiros A, Barradas, MR, González R, Cabrales G, Flores C, García, J. (2013) Reporte de la Campaña XIXIMI-3, 19 de Febrero al 10 de Marzo del 2013, Golfo de México, Buque Oceanográfico Justo Sierra.

Herring, J. H. (2010). Gulf of Mexico hydrographic climatology and method of synthesizing subsurface profiles from the satellite sea surface height anomaly.

Leipper, D. F. (1970). A sequence of current patterns in the Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 75(3), 637-657.

Lipphardt, B., Poje, A., Kirwan, A., Kantha, L., & Zweng, M. (2008). Death of three Loop Current rings. *Journal of Marine Research*, 66, 25–60.
<https://doi.org/10.1357/002224008784815748>

Hamilton, P., Fargion, G. S., & Biggs, D. C. (1999). Loop Current Eddy paths in the western Gulf of Mexico. *Journal of Physical Oceanography*, 29(6), 1180–1207.
[https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1999\)029<1180:LCEPIT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1999)029<1180:LCEPIT>2.0.CO;2)

X. Hu, W.-J. Cai, N.N. Rabalais, J. Xue. 2016. Coupled oxygen and dissolved inorganic carbon dynamics in coastal ocean and its use as a potential indicator for detecting water column oil degradation. *Deep-Sea Research* 129, 311-318.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr2.2014.01.010>.

Merrell, W. J., & Morrison, J. M. (1981). On the circulation of the western Gulf of Mexico with observations from April 1978. *Journal of Geophysical Research*, 86(C5), 4181–4185. <https://doi.org/10.1029/JC086iC05p04181>

Monreal-Gómez, M. A., D. Salas-de-León, H, Velazco-Mendoza, (2004). The hydrodynamics of the Gulf of Mexico. Environmental Analysis of the Gulf of Mexico. Edit by Caso, M. *et al.*. SEMARNAT, INE, Instituto de Ecología A.C. Harte Research Institute for Gulf of Mexico Studies. Texas A & M University. Pag: 2-16.

Morey, S. L. (2003). Export pathways for river discharged fresh water in the northern Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 108(C10), 3303.
<https://doi.org/10.1029/2002JC001674>

Morrison, J. M., & Nowlin, W. D. (1982). General distribution of water masses within the

eastern Caribbean Sea during the winter of 1972 and fall of 1973. *Journal of Geophysical Research*, 87(C6), 4207–4229.
<https://doi.org/10.1029/JC087iC06p04207>

Morrison, J. M., & Nowlin, W. D. (1977). Repeated nutrient, oxygen, and density sections through the Loop Current. *Journal of Marine Research*, 35, 105–128.

Nowlin, W. D. 1971. Water masses and general circulation of the Gulf of Mexico. *Oceanology* 452:173-178.

Nowlin, W. D., Jr. and H. J. McLellan (1967): A characterization of the Gulf of Mexico waters in winter. *J. Mar. Res.*, **25**, 29–59.

Qu, T., Gao, S., & Fukumori, I. (2013). Formation of salinity 75áter75m 75áter and its contribution to the overturning circulation in the North Atlantic as revealed by a global general circulation model. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(4), 1982–1994.<https://doi.org/10.1002/jgrc.20152>

N.N. Rabalais, W.-J. Cai, J. Carstensen, D.J. Conley, B. Fry, X. Hu, Z. Quinones-Rivera, R.Rosenberg, C.P. Slomp, R.E. Turner, M. Voss, B. Wissel, and J. Zhang. 2014. Eutrophication-driven deoxygenation in the coastal ocean. *Oceanography* 27, 66-77.

Schroeder, W. W., Berner, L. Jr., & Nowlin, W. D. Jr. (1974). The oceanic waters of the Gulf of Mexico and Yucatan Strait during July 1969. *Bulletin of Marine Science*, 24(1), 1–19.

SECRETARÍA DE MARINA, 1982, *Comportamiento físico químico del agua en el arrecife de Isla Verde, Ver.*, Dirección General de Oceanografía, Secretaría de Marina, Veracruz, 70 pp.

SECRETARÍA DE MARINA, 1980. Contribución al Conocimiento de las Características Físicoquímicas de las Aguas del Caribe Mexicano: Química del Océano. México, D.F.: Secretaría de Marina. 58 pp.

SECRETARÍA DE MARINA. 1972a. Informe de Datos Oceanográficos III Crucero VU/71-14. México, D.F.: Instituto Nacional de Pesca and Secretaría de Marina. 160 pp.

- Signoret, M., Monreal-Gómez, M. A., Aldeco, J., & Salas-de-León, D. A. (2006). Hydrography, oxygen saturation, suspended particulate matter, and chlorophyll-a fluorescence in an oceanic region under freshwater influence. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 69(1-2), 153-164. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2006.04.011>
- Suzuki, T.; Yamazaki, D.; Tsujino, H.; Komuro, Y.; Nakano, H.; Urakawa, S. , (2018). A dataset of continental river discharge based on JRA-55 for use in a global ocean circulation model. *J. Oceanogr.*, 74, 421–429.
- Taylor, K. E. (2001). Summarizing multiple in a single diagram, 106, 7183–7192. <https://doi.org/10.1029>
- Rabalais, N. N., Turner, R. E., & Wiseman, W. J. (2002). Gulf of Mexico Hypoxia, A.K.A. “The Dead Zone.” *Annual Review of Ecology and Systematics*, 33(1), 235–263. <https://doi.org/10.1146/annurev.ecolsys.33.010802.150513>
- Vidal, V. M., Vidal, F. V., Hernández, A. F., Meza, E., & Zambrano, L. (1994). Winter water mass distributions in the western Gulf of Mexico affected by a colliding anticyclonic ring. *Journal of Oceanography*, 50(5), 559–588. <https://doi.org/10.1007/BF02235424>.
- Vidal, V. M. V., Vidal, F. V., & Pérez-Molero, J. M. (1992). Collision of a loop current anticyclonic ring against the continental shelf slope of the western Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 97(C2), 2155. <https://doi.org/10.1029/91JC00486>
- Vidal, V. M. V., F. V. Vidal, and A. F. Hernandez (1990). Atlas Oceanográfico del Golfo de México, vol. 2, 707 pp., Instituto de Investigaciones Eléctricas, Cuernavaca, Mexico.
- Vidal, V. M. V., F. V. Vidal and A. F. Hernández (1990): Atlas Oceanográfico del Golfo de México, Vol. 2. Inst. de Invest. Eléctr., Cuernavaca, Morelos, México, 707 pp.
- Vidal, V. M. V., F. V. Vidal and J. M. Pérez-Molero (1989): Atlas Oceanográfico del Golfo de México, Vol. 1. Inst. de Invest. Eléctr., Cuernavaca, Morelos, México, 415 pp.

- Vukovick, F. M. (2007). Climatology of ocean features in the Gulf of Mexico using satellite remote sensing data. *Journal of Physical Oceanography*, 37(3), 689–707. <https://doi.org/10.1175/JPO2989.1>
- Zavala-Hidalgo, J., Romero-Centeno, R., Mateos-Jasso, A., Morey, S. L., & Martínez-López, B. (2014). The response of the Gulf of Mexico to wind and heat flux forcing: What has been learned in recent years? *Atmosfera*, 27(3), 317–334. [https://doi.org/10.1016/S0187-6236\(14\)71119-1](https://doi.org/10.1016/S0187-6236(14)71119-1)

CAPÍTULO III: Variabilidad espacio temporal de las concentraciones de los nutrientes NO_3 y O_2 en la columna de agua por la influencia del agua caribeña.

Palabras clave: Golfo de México, nutrientes, masas de agua,

Variabilidad espacio temporal de las concentraciones de los nutrientes NO_3 y O_2 en la columna de agua por la influencia del agua Caribeña.

RESUMEN

El Agua superficial del mar Caribe (CSW) es transportada al oeste del Golfo de México (GoM) por la Corriente de Lazo (CL) y los remolinos anticiclónicos desprendidos. En verano la CSW intrusión en la región occidental del GoM posicionándose sobre el agua Común del Golfo (CGW) y el Agua Central del Atlántico Tropical (TACW). En el invierno solo se encuentra en superficie el CGW y debajo el TACW, agua rica en nutrientes (NO_3) y baja en concentración de oxígeno (O_2). En este trabajo se explica la relación entre la variabilidad de la dinámica superficial de la elevación del CSW mediante la topografía dinámica superficial (TDA) y su efecto sobre la distribución vertical de NO_3/O_2 y de la Clorofila-a (Chl-a) superficial. Para ello, se combinaron el análisis de bases de datos independiente de TDA, clorofila superficial, así como la base climatológica CARS2009 y observaciones de campo del programa denominado Malla Fina. Para el verano, aparece un lente superficial con las características del CSW que ingresa al GoM y por debajo de la CL se observa un levantamiento de (NO_3/O_2) mientras en la región occidental del GoM la nutriclina/ O_2 se hunde por el volumen de CSW sobre el agua preexistente. Los resultados sugieren que los hundimientos de las clinas en el invierno bajo el domo de la CL pudiesen ser por el efecto hidráulico del volumen del núcleo de la CL retraído hacia el sureste del GoM. Y en el verano la distribución de CSW al interior del GoM eleva las isolíneas de NO_3/O_2 bajo la CL y en el interior del GoM se hundien. En invierno, con la TACW más cercana a la superficie, debido a la ausencia del CSW, se facilita compartir nutrientes hacia la capa fótica (100 m) por los fuertes vientos que promueven la productividad. Finalmente, el análisis de diagramas T-S de Malla Fina contrastados con CARS2009 confirman evidencias de la señal del CSW en la superficie en el verano, y su ausencia en el invierno. También se observó que las

concentraciones de O₂ en el invierno, parecen ser consistentes en profundidad entre las observaciones y CARS2009, no así en el verano. donde se observaron discrepancias entre la profundidad de las [O₂] tal vez debido al cambio de las condiciones oceanográficas después del 2002 y/o a la influencia de un remolino desprendido de la CL en tránsito hacia la zona de Perdido.

Keywords: Masas de agua en el Golfo de México, nutrientes, clorofila, diagramas T-S.

1. INTRODUCCIÓN

El Golfo de México (GoM) es una cuenca semicerrada dominada por la Corriente de Laso (CL) y los remolinos que se desprenden de ella. La CL puede extenderse casi periódicamente hasta la latitud 27°N cerca de la plataforma de Florida y liberar grandes remolinos anticiclónicos con diámetros cercanos a 300 km de diámetro y profundidades de 800 a 1200 m. La liberación de remolinos ciclónicos de la CL cada 8 a 10 meses ejerce una influencia decisiva en la dinámica de la región oriental del sur de GoM. Estos giros anticiclónicos separados tienen una dinámica compleja, se mueven hacia el oeste y el noroeste del GoM directamente a la plataforma continental donde chocan y forman sistemas de remolinos (Brooks, 1984). Al chocar, estos remolinos pueden alimentar al remolino anticiclónico cuasi permanente de la costa de Tamaulipas. Vale la pena mencionar que en esta región salen chorros de cientos de kilómetros de longitud de la plataforma continental con un alto contenido de clorofila (Biggs y Muller-Karger, 1994). Aunque hasta la fecha se ha generado un gran número de estudios sobre la CL, las complejidades de las corrientes y remolinos cercanos a la superficie del GoM y su influencia en la dinámica oceanográfica en un escenario de calentamiento global no se conocen bien ni sus implicaciones en la biogeoquímica relacionada. Se ha informado que por encima de los 600 m, cuatro masas de agua principales dentro del golfo pueden verse afectadas en orden decreciente de densidad: el agua tropical del Atlántico central (TACW), el agua subtropical (SUW), el agua común del golfo (CGW) y el Caribbean Surface Water (CSW), (Nowlin et al., 2001; Vidal et al., 1994; Portela et al., 2018). TACW destaca por tener las concentraciones más bajas de oxígeno (<3 ml / L) y altas concentraciones de nutrientes. En la región del golfo oriental, inmediatamente por encima

del TACW, se encuentra el SUW cuya característica distintiva es su alta salinidad (> 36.6) adquirida por la alta evaporación en el Atlántico norte subtropical. En y cerca de la superficie, el CSW ingresa al golfo a través del CL con su máxima incursión durante los meses de verano. CSW se caracteriza por una fuerte piconclina debido a su alta temperatura ($> 25^{\circ}\text{C}$) y salinidad moderada (~ 36.5). En la región del golfo occidental, debajo de la CSW, encontramos la CGW, que se forma durante el invierno por la mezcla de la CSW y la SUW causada por la convección vertical y los fuertes vientos (Nortes). Este cuerpo de agua se caracteriza por una salinidad promedio de 36.3 y una temperatura de 22.5°C que representa el 4.83% del volumen de agua en el golfo (Vidal et al., 1994).

Por ejemplo, Lindo-Atichati ha informado cambios en la penetración hacia el norte de la CL desde 2002. Delgado et al. (2019) reafirmaron que desde 2003 más agua del Caribe ha ingresado al GoM disminuyendo así las concentraciones de Chl-a superficial. Otra posible evidencia de dinámicas cambiantes proviene del análisis del censo de remolinos de Horizon Marine (<http://horizonmarine.com>) que indica un aumento en número por año y mayor diámetro (J.A. Delgado et al., 2019). Por lo tanto, se vuelve relevante evaluar los cambios en las variables termohalinas, químicas y biológicas en la región superficial y subsuperficial debido a 1) cambios en los patrones de temperatura global y 2) aquí es donde dominan los procesos de mesoescala de la dinámica del CL y los LCE. Además, Vukovich (2007) informa que los remolinos anticiclónicos en la región occidental del GoM son responsables de la redistribución de la masa y el calor que podría favorecer la propagación del agua del Caribe hacia el interior del Golfo. Estos mecanismos de mesoescala junto con los vientos de Nortes y la alta insolación de verano pueden generar cambios en los cuerpos de aguas superficiales y subsuperficiales. La evidencia reciente (Delgado et al., 2019, Capítulo 1) indica que el hundimiento y el aumento periódico de la línea nutriclina son causados por la incursión estacional del agua del Caribe. Aquí, presentamos evidencia adicional de este fenómeno con un análisis de la altura de la superficie del mar (ADT), clorofila medida por satélite, aumentada con nitrato y oxígeno de la base de datos CARS2009, así como observaciones recientes obtenidas de los cruceros de Malla Fina de Marzo y septiembre de 2016. En este capítulo discutimos la evidencia de las actividades estacionales de los 250 m superiores del GoM central y sus consecuencias sobre la dinámica de las variables biogeoquímicas en un

esfuerzo por comprender mejor los posibles efectos del calentamiento global en el fitoplancton del GoM.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

Para este trabajo se analizaron cuatro bases de datos: 1) GEKCO (Geostrophic Ekman Current Observatory, Sudre et al., 2013); 2) observaciones de campo del crucero experimental de Malla Fina (2016); 3) el atlas climatológico de CARS2009 (atlas regional del océano CSIRO por sus siglas en inglés; <https://www.marine.csiro.au>) y 4) las bases de datos de color del océano de imágenes satelitales MODIS y SeaWiFS (<https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/cgi/13>).

Usamos el producto GEKCO compuesto de imágenes diarias, desde 1993 a 2017, de la topografía dinámica absoluta (ADT), velocidades superficiales totales (suma vectorial de los campos de las corrientes geostróficas y de Ekman) para identificar las condiciones superficiales de circulación y nivel del mar por año, mes y día según fuera necesario. The ADT maps result from the elevation of the sea surface height referenced to the geoid using the product from DUACS (Data Unification and Altimeter Combination System) available on the AVISO (Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data) website <https://www.aviso.altimetry.fr/en/data>. Los datos originales, en formato NETCDF, con una resolución espacial de $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$, representan la altimetría y flujos superficiales sobre el Golfo de México y el mar Caribe. Para facilitar el manejo estadístico, los campos diarios de las variables antes mencionadas fueron re - organizados cronológicamente por años y meses (archivos formato “mat” en MATLAB).

El segundo grupo de datos provienen de las campañas de mediciones hidrográficas del programa experimental de campo denominado Malla Fina que se encuentra dentro de la región central de la Zona Económica Exclusiva de México en la zona de Perdido. Los experimentos fueron realizados durante los meses de marzo y septiembre de 2016 a bordo del R/V Justo Sierra. Durante estas campañas, se realizaron un total de 20 lances hidrográficos para caracterizar la distribución vertical de la temperatura, salinidad, densidad y oxígeno (O_2). Se utilizó un CTD SBE 911plus; el instrumento y los sensores fueron revisados y calibrados regularmente. Además, en cada lance de CTD se colectaron muestras de agua para mediciones de análisis de nutrientes y oxígeno en botellas Niskin a profundidades estándar. Para la colecta de muestras de nutrientes, se filtraron 50 ml de agua de mar a través de los filtros GF/F de Whatman, previamente calcinados a $450^{\circ}C$ durante 2 horas, transferidos a los tubos de la centrífuga y congelados. Cada muestra se transportó

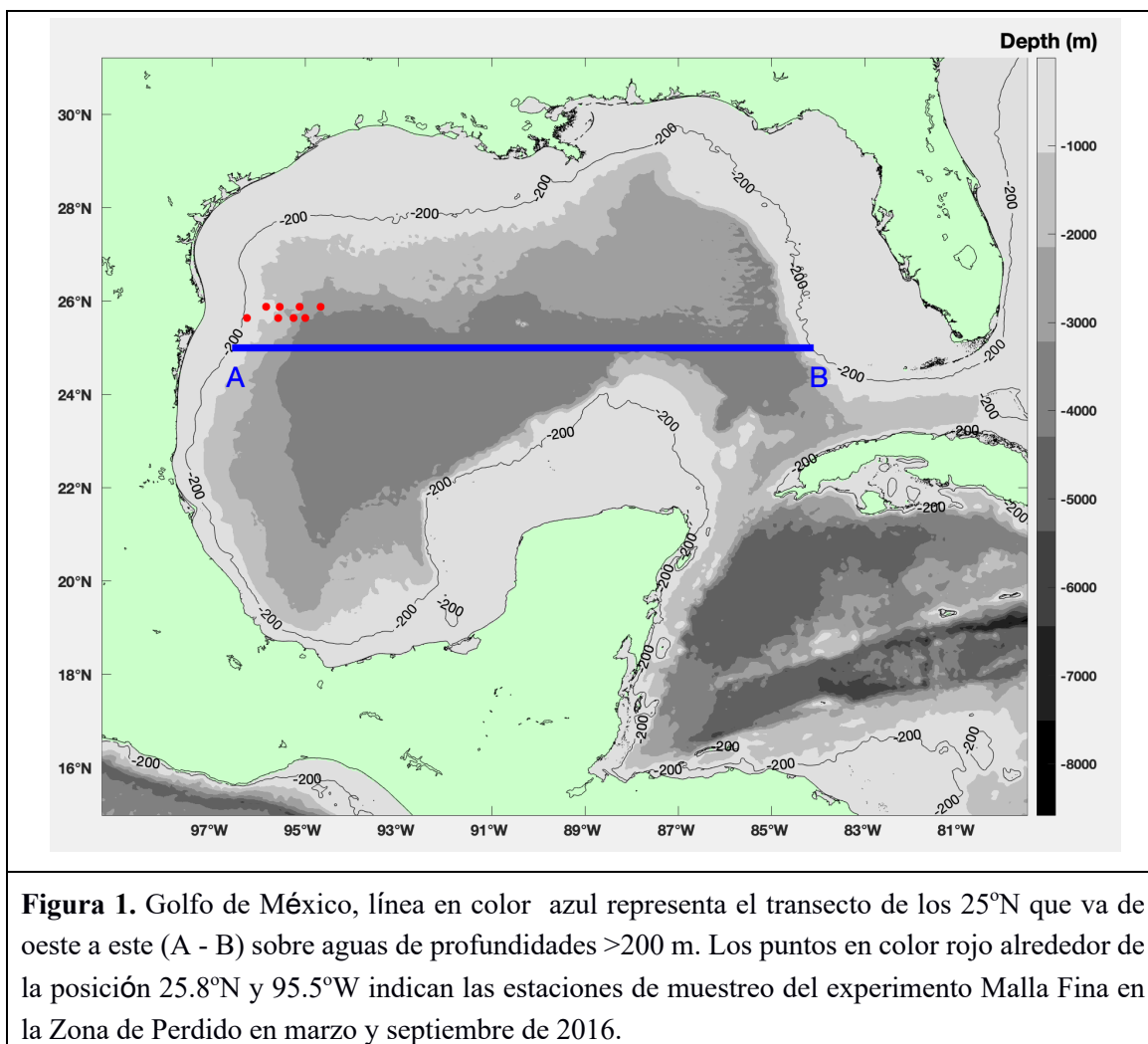
congelada al laboratorio para su posterior análisis. Durante cada crucero, también se tomaron muestras de agua de mar de forma rutinaria para determinar la concentración de oxígeno el cual se evaluó mediante el método de Winkler. Este procedimiento se realizó para poder calibrar el sensor de oxígeno del CTD.

Con esta base de datos se construyeron secciones verticales de temperatura, salinidad, densidad, nitratos y oxígeno para compararlos con las secciones de CARS2009. A partir de las posiciones geográficas de las observaciones de Malla Fina se seleccionaron perfiles de las variables de CARS2009 geográficamente cercanos para tener consistencia en la comparación entre perfiles de las variables observadas y modeladas. Cabe resaltar, que durante el experimento de marzo (Malla Fina) el LCE Olympus se encontraba en proceso de disipación. Mientras que durante el experimento de septiembre un nuevo LCE Poseidón iba en camino a la zona de Perdido.

El tercer grupo de datos corresponden a las climatologías globales de CARS2009 de temperatura, salinidad, nitratos (NO_3) y oxígeno (O_2). Las climatologías mensuales tienen una resolución espacial de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ de latitud – longitud y 79 niveles de profundidad estándar en formato NETCDF. Las climatologías fueron reprocesadas con interpolación bilineal a una resolución horizontal de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, y convertidas a matrices con resolución en longitud, latitud, profundidad y tiempo respectivamente de $110 \times 221 \times 79 \times 12$ elementos en formato MAT (Matlab). La matriz de datos de CARS2009 incluyó la región GoM y Mar Caribe, para este trabajo solo se analizó la región geográfica del GoM entre los 15.4°N , 98.7°W y 32.9°N , 79.33°W (Fig. 1). De las matrices reprocesadas, se generaron mapas espaciales de iso - superficies de las clinas de NO_3 ($10 \mu\text{M}$) y O_2 ($150 \mu\text{mol kg}^{-1}$) para describir su distribución climatológica. Adicionalmente, se construyeron secciones verticales de las variables de salinidad, temperatura, NO_3 y O_2 sobre la línea de los 25°N para buscar relaciones entre ellas. Se decidió usar la línea de los 25°N por ser la ruta central del tránsito de los LCEs (Vukovich, 2007) y por la cercanía con los datos del experimento Malla Fina. Para tener coherencia temporal de ADT con las climatologías de las variables de CARS2009 se calculó la climatología del ADT en el periodo 2003 al 2017.

También se usaron las bases de datos de imágenes satelitales de color del océano de Chl-a derivados del reprocesamiento R2014.0 de Aqua-MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) y de SeaWiFS (Sea- Viewing Wide Field-of-View Sensor);

procesadas con el algoritmo OCx de resolución espacial de 9×9 km (<https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/cgi/13> , last access: 19 November 2019). El producto mensual de la concentración de la Chl-a de Ocean Color 2003–2017 derivado de Aqua MODIS, y también de Ocean Color 1998-2002 derivado de SeaWIFS. Finalmente se estandarizó a la resolución espacial horizontal a $0.25 \times 0.25^\circ$.



3. RESULTADOS Y DISCUSIONES

Es sabido que el sentido de giro de los remolinos de mesoescala en los océanos, hunde/bombea el agua profunda rica en nutrientes, facilitando/dificultando su disposición a los productores primarios en la zona fótica, en consecuencia las concentraciones superficiales de Chl-a disminuyen o aumentan respectivamente. Probablemente el factor más importante

que controla estacionalmente la concentración superficial de los pigmentos es la profundidad de la capa de mezcla (Müller-Karger et al. 1991). Por ejemplo, el trabajo de Yao y Hoteit (2015) en el Golfo de Edén, Mar Árabe, demuestra la relación estacional entre la circulación superficial, la elevación de la nutriclina y las concentraciones de Chl-a superficial. Los autores sugieren que los monzones del suroeste con ocurrencia en verano-otoño, generan ciclones que dominan la mesoescala. Los ciclones bombean nutrientes a la superficie, en el hemisferio norte, favoreciendo las altas concentraciones de Chl-a superficiales; el proceso cambia en el invierno cuando los vientos soplan del noreste, se forman anticiclones que hunden los nutrientes y disminuye la concentración superficial de Chl-a.

En el GoM se agregan masas de agua estacionales en las capas superficiales. En el invierno, se observan dos masas de agua en superficie, la masa superficial (CGW rica en oxígeno y pobre en nutrientes) y la subsuperficial (rica en nutrientes y bajo oxígeno; TACW) (Portela, et al 2018). La primera capa puede recibir nutrientes de la capa subsuperficial por la mezcla vertical forzada por los vientos intensos del invierno. De esta manera, los nutrientes dentro de la capa fótica favorecen la productividad primaria y en consecuencia las altas concentraciones superficiales de Chl-a.

Por el contrario, en el verano es interesante el proceso ya que entra en escena la CSW (agua cálida, salina y oligotrófica). La masa CSW se posiciona sobre las capas de invierno. Entonces, la mezcla por viento no es tan efectiva para llevar nutrientes cerca de la superficie por tres razones: la primera, la CSW por sus altas propiedades termohalinas, estratifica fuertemente la columna de agua; la segunda razón, la nutriclina (contenida en la TACW) queda bajo dos capas de agua CSW y CGW; finalmente el tercer mecanismo, la circulación anticiclónica profundiza la nutriclina (J.A. Delgado et al. 2019). Entonces, el efecto dinámico de verano en el GoM, no favorece la disponibilidad de nutrientes en la capa fótica y las concentraciones superficiales de la Chl-a disminuyen. Posiblemente, la tendencia temporal positiva de la intrusión de agua del Caribe contribuye aún más a disminuir las concentraciones de Chl-a en el interior del GoM (J.A. Delgado et al. 2019)

3.1 Condiciones oceanográficas en el periodo contemporáneo de 2003 hasta 2017

Las condiciones oceanográficas después del 2002 presentan una mayor intrusión de la CL hacia el norte (Lindo-Atichati et al 2013), lo que respondería con un mayor volumen de agua del Caribe hacia el occidente del GoM. Este proceso tendría como consecuencia una mayor disminución de las concentraciones superficiales de Chl-a en el interior del golfo (J.A. Delgado et al 2019). La Figura 2a muestra la intrusión promedio del CWF (Frente del Agua Caribeña el cual se encuentra localizado en las coordenadas 27.12°N y 89°W) durante el periodo contemporáneo (2003 hasta 2017). El promedio para el CWF (2003-2017), muestra que la intrusión de este frente no es tan extendido, como lo sería durante los meses de septiembre (climatología del frente del agua del Caribe; J.A. Delgado et al 2019). Sin embargo, la franja de la desviación estándar del ADT (alturas de la STD del ADT >10 cm; anchura de ~3.7°; Figura 2a) puede llegar a extenderse hasta la zona de Perdido (25°N y 97°W). Cabe resaltar, que la franja de STD-ADT coincide en cobertura horizontal con la franja formada por el promedio de las bajas concentraciones de la Chl-a ($<1.2 \text{ mg m}^{-3}$; anchura de 4°; Figura 2b) en la región profunda del GoM (centrada zonalmente sobre la latitud 25°N).

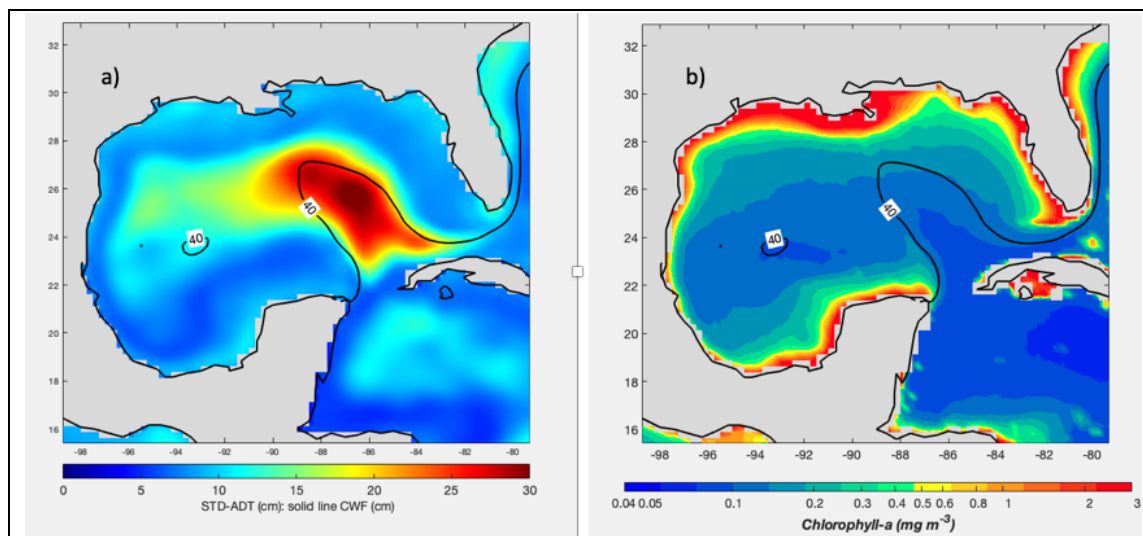


Figura 2. a) Desviación estándar de la topografía dinámica absoluta (STD –ADT; contornos de color) de 2003 a 2017; y b) Concentración de Chl-a (2003 a 2017). En ambas gráficas se sobrepuso la isolínea de 40 cm del ADT (línea continua en color negro; también CWF).

Estos resultados sugieren que la incursión del CWF, compuesta por el CSW, deja una huella oligotrófica ($<1.2 \text{ mg m}^{-3}$) sobre la franja zonal de los 25°N. Posiblemente las tendencias de las bajas concentraciones de Chl-a son el resultado de la tendencia de la

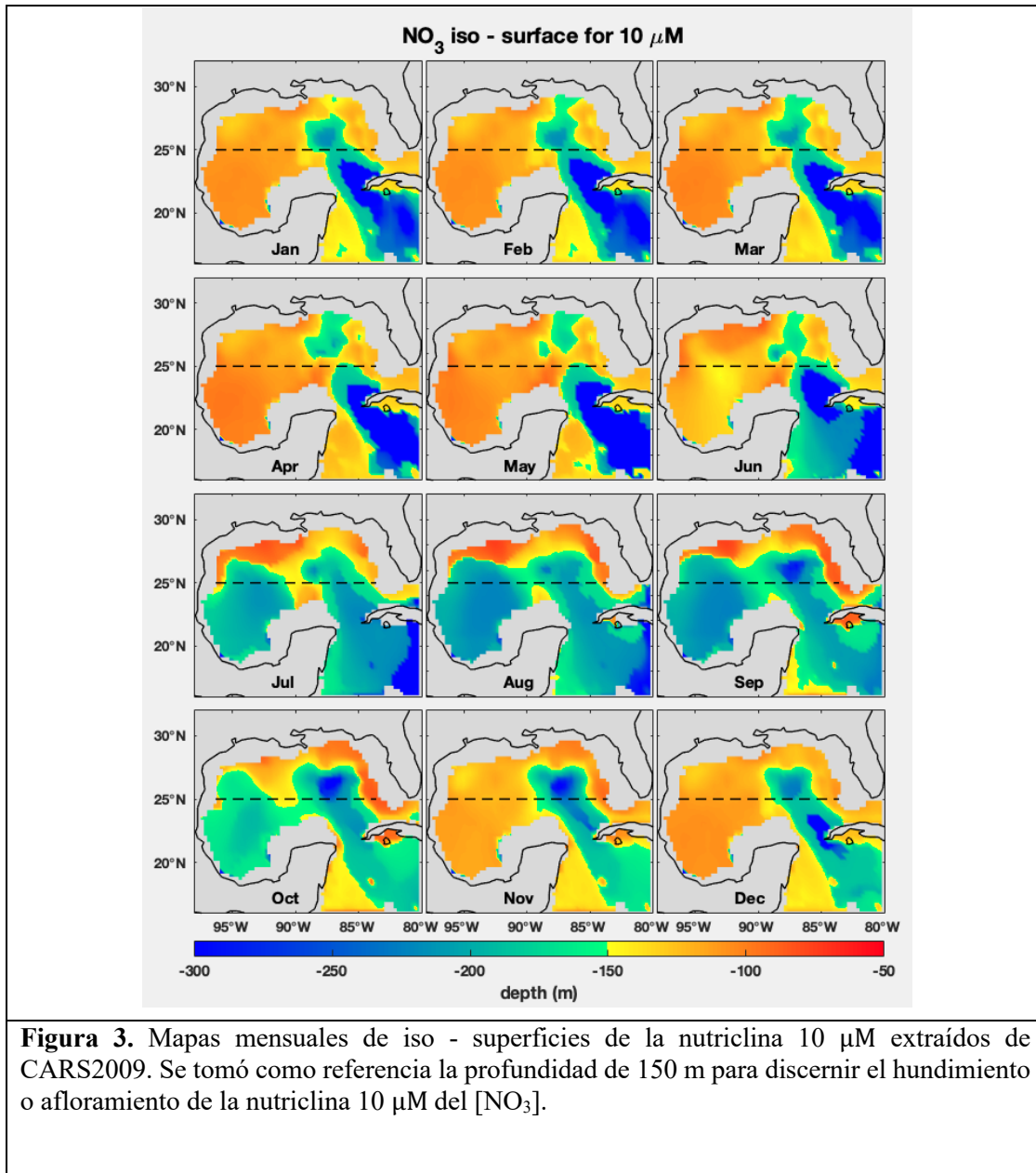
incursión del agua Caribeña que en verano conlleva a su vez la tendencia a la estratificación térmica y la profundización de la nutriclina, requiriendo un esfuerzo del viento mayor para que la capa de mezcla sea profunda (Müller-Karger et al. 1991). En la sección **3.10** de este capítulo, se muestra mediante diagramas T-S la señal del CSW sobre el CGW durante el verano.

3.2. Iso – superficies de nutrientes

Para discernir la existencia de la elevación/hundimiento mensual de la nutriclina y oxiclina en el GoM se hicieron mapas climatológicos de la distribución horizontal de iso - superficies de la concentración de nitratos $[\text{NO}_3]$ y $[\text{O}_2]$ a partir de la base de datos CARS2009. El aspecto mas importante que se observó entre ambas iso - superficies es que presentan un comportamiento en sincronía, lo cual es un indicio de la relación $[\text{NO}_3]$ y $[\text{O}_2]$. A continuación se describe el comportamiento de cada iso - superficie.

3.2.1 Climatología de la iso - superficie de los nitratos

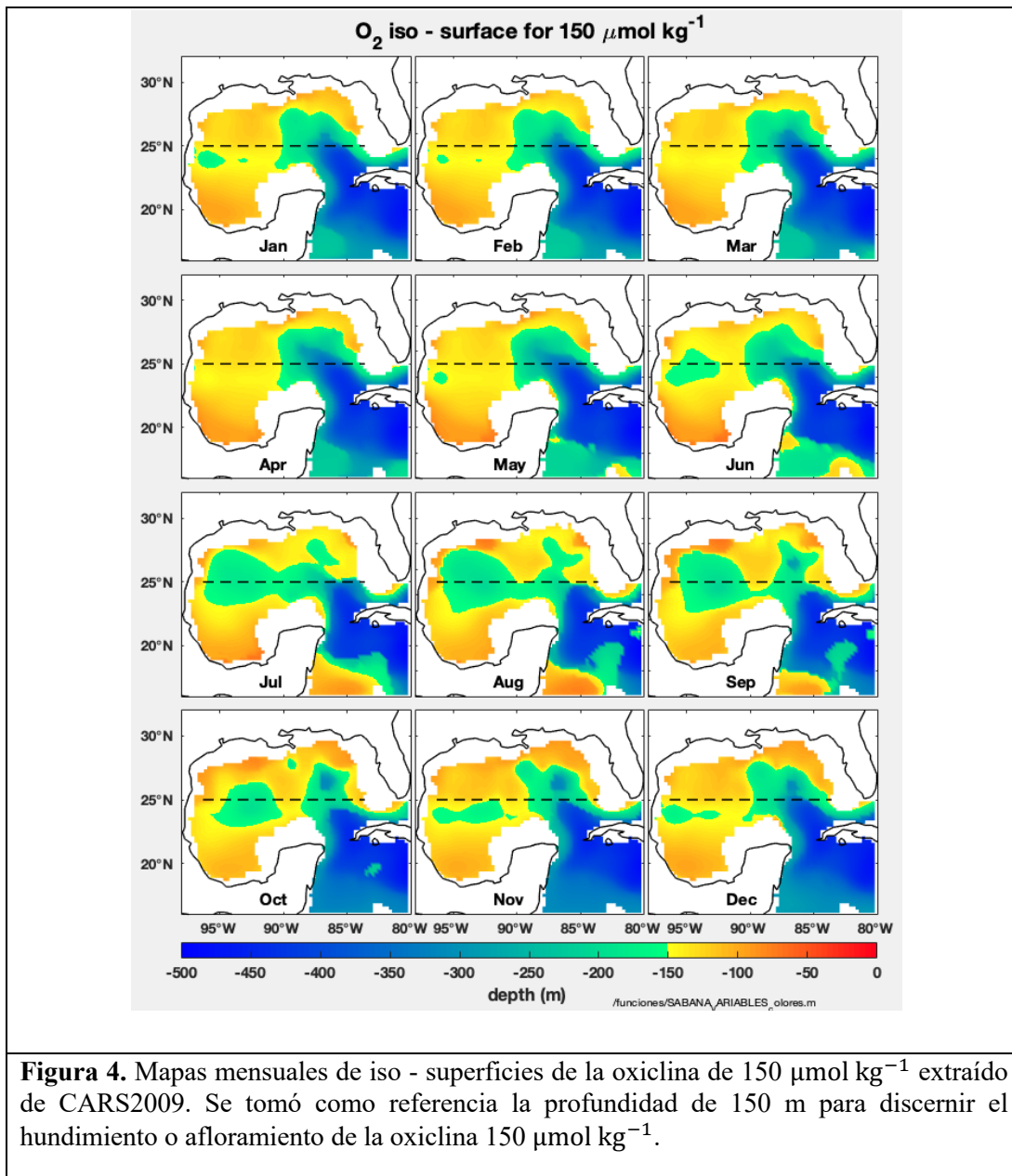
La Figura 3 muestra los mapas mensuales de las iso - superficies de $10 \mu\text{M}$, las cuales van de los 100 m hasta > 300 m en el GoM. El hundimiento/elevación de la iso - superficie se comporta de manera inversa en el occidente del GoM y la región de la CL. En la región occidental, de enero a mayo (invierno y primavera), la nutriclina es somera (~ 100 m) y en la región de CL es profunda con ~ 300 m (aún es más profunda al este del Canal de Yucatán > 300 m). Entre julio y octubre, cambia el patrón, la nutriclina tiende a aplanarse en ~ 200 m (Linacre et al., 2015, 2019); en el occidente se hunde y en la region de la CL se eleva. El comportamiento de la iso – superficie de la $[\text{NO}_3]$ muestra cierta similitud con la $[\text{O}_2]$ ya que las isosuperficies se hunden y elevan en sincronía.



3.2.2 Climatología de la iso - superficie del oxígeno

Al igual que los nitratos, la mayor variabilidad temporal del oxígeno se observó en la región comprendida entre la boca del golfo, y el corredor sobre la latitud de los 25°N (Figura 4). Durante los meses de diciembre a mayo, la oxiclina es más somera (100 a 150 m) en el interior del GoM. Mientras que, en la región sureste del GoM se profundiza gradualmente hasta los ~400 m hacia la región del canal de Yucatán. A partir de junio, el hundimiento de la oxiclina llega a los ~200 m y se extiende hacia el oeste (95 °W), alcanzando su máxima

cobertura en el golfo durante agosto a septiembre (verano). Durante este periodo, la profundidad de la oxiclina coincide tanto con la intrusión de la CL como con el desplazamiento hacia la parte central y oeste del golfo de los LCEs. De esta manera, el ingreso de aguas superficiales y subsuperficiales podrían estar ventilando al interior del golfo (masa de agua CGW). Por otro lado, durante los meses de otoño (octubre y noviembre) se llegó a detectar algunos hundimientos locales de las oxiclina. En contraste, en la región de la bahía de Campeche la iso - superficie de oxígeno se mantuvo casi estática en los 100 m.



Respecto a la iso - superficie en la región de la bahía de Campeche, se ha reportado (Perez-Brunius et al., 2013; Vazquez de la Cerda et al., 2005) la existencia de un ciclón semipermanente inducido por viento. Este mecanismo podría explicar el por que la oxiclina es más somera en la región de Campeche y además podría estar contribuyendo con agua con bajas concentraciones de O₂ cercas de la superficie (TACW contiene la Zona de Mínimo de Oxígeno). Por otra parte, para la costa nororiental se ha reportado que la [O₂] puede llegar a los 6 ml/L ($261 \mu\text{mol kg}^{-1}$), esto debido a un equilibrio dinámico entre las aguas superficiales y la atmósfera (Vidal et al., 1990; ídem, 1994).

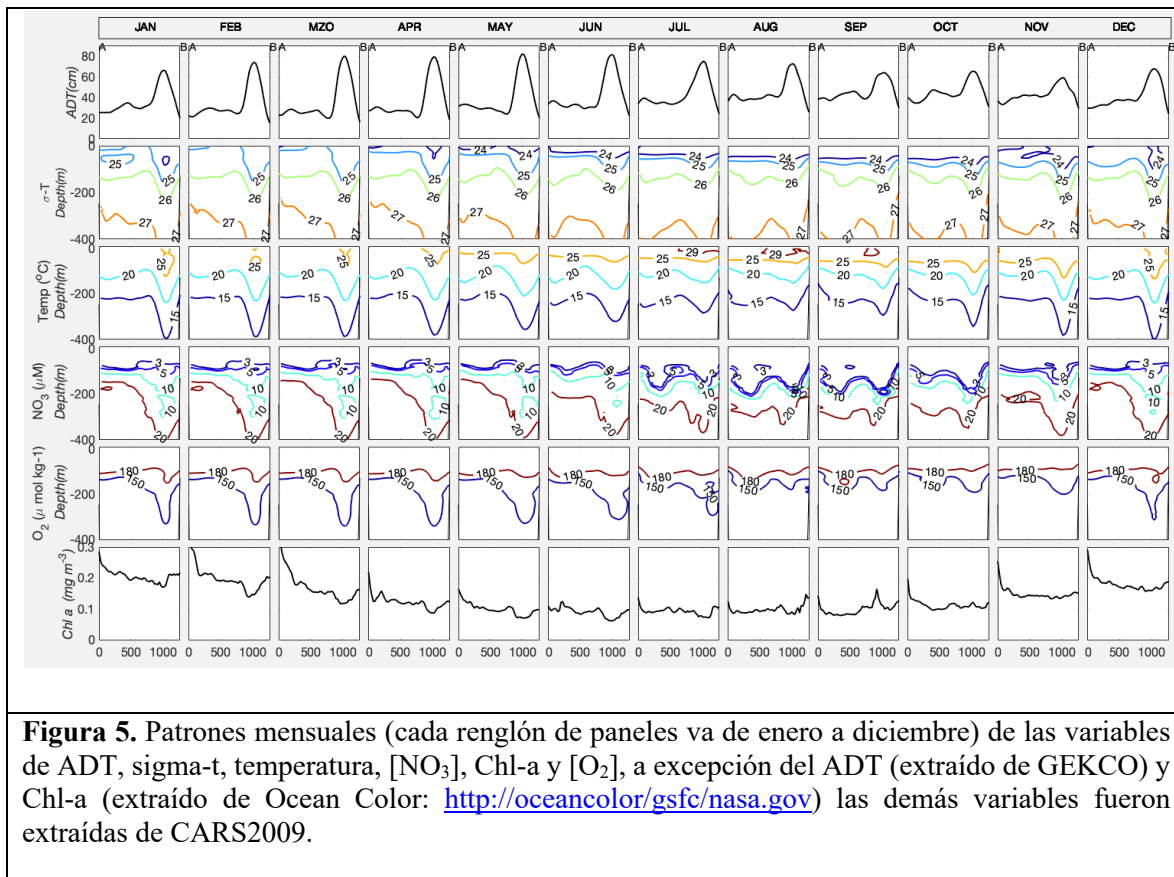
3.3. Relación entre las variables físicas, químicas y biológica

Para entender la relación entre las variables del ADT, Chl-a, densidad, temperatura, [NO₃], y [O₂] se construyeron secciones verticales de la distribución mensual climatológica sobre la línea zonal 25°N de cada variable. El propósito es establecer relaciones entre la elevación del CSW sobre la distribución vertical de las clinas y las variaciones superficiales en la concentración de la Chl-a. De antemano se sabe que las clinas de los nutrientes están afectadas por la mezcla vertical y el pico de fluorescencia sigue las inflexiones de la picnoclina (Damien et al, 2018; Linacre, et al. 2019. La picnoclina principalmente responde a los procesos de mezcla y la estratificación térmica en el caso del GoM (Martínez-López y Zavala-Hidalgo, 2009; Müller-Karger et al., 2015; Damien et al., 2018). Es necesario mencionar que se analizan conjuntamente tres bases de datos independientes que muestran relaciones consistentes entre ellas; base datos GECKO, climatológica CARS2009 y datos de Ocean Color.

3.3.1. Relación de la altura del agua del Caribe y las variables termohalinas

En la Figura 5 (paneles superiores de izquierda a derecha), resalta claramente el domo característico de la elevación del CSW (500 km ancho en la diagonal; ver Fig. 1) sobre la zona de influencia de la CL teniendo un efecto sobre las clinas de las otras variables que se muestran hundidas justo bajo el domo (ver secuencias de paneles inferiores). Estos hundimientos pueden ser el efecto hidráulico del núcleo de un volumen de agua superficial fluyendo hacia el norte en el oeste del Canal de Yucatán que se conoce como la CL. La elevación mínima del domo coincide con la incursión climatológica del agua del Caribe en

el verano (Delgado et al. 2019) y con los máximos del transporte en el Canal de Yucatán (Candela et al 2019). Se observa en el tiempo que cuando el domo esta elevado el nivel del agua en el resto del GoM esta en una elevación mínima; luego en el verano el domo disminuye su altura y el nivel del agua sube alrededor, lo cual podría ser un ajuste por conservación de masa (Chang y Oey 2010). Las contracorrientes profundas hacia el Mar Caribe podrían ser ajustes de la conservación de masa (Maul et al, 1985; Ochoa et al. 2001; Sheinbaum et al. 2002; Abascal et al. 2003; Candela et al. 2003; Chang y Oey, 2011; Candela et al. 2019).



El segundo y tercer renglones de paneles climatológicos de la Figura 5, muestran la evolución mensual de las clinas de la densidad y la temperatura, es claro que la densidad depende de la temperatura y las dos variables actúan en sincronía. Se observa durante los meses fríos, enero a marzo, agua más densa y fría en los primeros 50 m. Mientras que, en los meses de abril a noviembre superficialmente se empiezan a detectar agua de menor densidad

y cálida ($<24 \text{ kg m}^{-3}$; $>25^{\circ}\text{C}$) posiblemente debido a la penetración de agua del Caribe y del calentamiento estacional, lo cual, además produce una fuerte estratificación ubicada entre los 40 a 70 m. Por otro lado, la picnoclina se mantuvo alrededor de los 130 m durante todo el año en la región occidental y se hundió en enero, febrero y marzo en la CL ~ 240 m. En los meses de mayo a octubre, se observó una elevación de la picnoclina hasta una profundidad de 170 m en la CL. En resumen, en el verano aparece un lente superficial de agua de baja densidad, cálida y salina con las características de agua del Caribe que ingresa al GoM y se observa debajo un levantamiento de la picnoclina en la región de la CL.

3.3.2. Isoclinas de nitratos y el oxígeno

En el cuarto y quinto renglón de paneles de la Fig. 5, se muestran las climatologías de las clinas de $[\text{NO}_3]$ y el $[\text{O}_2]$ actuando en sincronía. Para analizarlas se tomó como referencia la isoclina de $10 \mu\text{M}$ y $150 \mu\text{mol kg}^{-1}\text{m}$ respectivamente, y para facilitar su descripción se dividió en dos regiones; occidental que va de 0 hasta 700 km de distancia y la región de la CL que es el resto de la distancia hacia el este del GoM.

En la región occidental, en los meses de enero a mayo, la nutriclina y la oxiclina se ubican a una profundidad somera de ~ 110 m, mientras que a partir de junio a octubre se profundizan ambas al máximo en agosto (~ 225 m). Se observa que la picnoclina y la nutriclina también mantienen un comportamiento similar, lo que confirma la relación entre ambas. Entonces la primera capa de agua en el invierno estaría ocupada por agua GCW y por debajo de esta la TACW la cual presenta características de altas concentraciones de nutrientes y bajo oxígeno y en el verano se sobrepone la CSW a ambas.

En la región de la CL, durante diciembre a mayo la nutriclina y oxiclina de referencia también tienden a hundirse hasta una profundidad máxima de ~ 300 m, y en los meses de verano tienden a elevarse hasta ~ 200 m. Como ya se dijo, la oxiclina y la nutriclina están influenciadas por un efecto hidráulico y por la fuerte mezcla vertical originada por los Nortes en invierno que promoverían una homogenización de los primeros 100 a 150 m de profundidad (Vidal et al., 1994; Damien et al., 2018). Sin embargo, no se descarta que la productividad generaría un aumento en las concentraciones del oxígeno.

3.4. Efecto de la incursión del agua Caribeña sobre las isóclinas y la Clorofila

Posiblemente en el GoM el principal forzante que modifica la profundidad de las isóclinas es la elevación de la CSW en concierto con la intensidad de los vientos que mezcla la columna de agua. La CSW, en el invierno, no incursiona al interior del GoM y la mayor parte de su volumen se concentra en el núcleo de la CL que tiende a fluir desde el Canal de Yucatán hasta el estrecho de Florida hundiéndose al máximo la nutriclina y oxiclina en esa región. Posteriormente durante los meses de verano incursiona la CL y se distribuye CSW al interior del GoM. Esta dinámica adelgaza la estructura vertical debajo de la LC y eleva la nutriclina y oxiclina, en tanto en el interior el agua CSW hunde ambas isóclinas hasta los 210 m de profundidad. Con respecto a las variables termohalinas, estas están sincronizadas entre ellas y presentan un desfase de seis meses con los nutrientes/oxígeno principalmente en la región de la CL.

En el invierno, sin la intrusión de agua del Caribe, la masa TACW cerca de la capa superficial CGW y con la presencia de fuertes vientos se favorece la disponibilidad de nutrientes (100 m) en el piso de la GCW cerca de la capa fótica facilitando la productividad (Müller-Karger 2015). Es importante señalar que, en el verano cuando se presenta el agua de Caribe (CSW), se detectan las mínimas concentraciones de nutrientes lo que la caracteriza como una de las más oligotróficas del mundo (Biggs and Ressler, 2001; Aguirre-Gómez y Salmerón-García, 2015). La presencia del agua oligotrófica del Caribe, causará una disminución en las concentraciones superficiales de Chl-a durante los meses de verano. Adicionalmente, el proceso anterior se combina con el hundimiento de la nutriclina originado por la incursión del agua del Caribe. Se ha reportado que las concentraciones superficiales máximas de Chl-a en promedio de 0.2 mg m^{-3} en el invierno y en el verano disminuyen a la mitad ($<0.1 \text{ mg m}^{-3}$; Pasqueron et al., 2017). Sin embargo, la integración vertical de las concentraciones de Chl-a en las estaciones del año mantienen valores constantes (Pasqueron et al 2017, esto sugiere una migración vertical de fitoplancton en busca de las condiciones óptimas de nutrientes, profundidad óptica y temperatura que mantienen constante la concentración de Chl-a vertical (Pasqueron et al 2017). Por lo cual, se podría deducir que el fitoplancton en el invierno se encuentra más cerca de la superficie (núcleo a 60 m; Pasqueron et al 2017) debido al aporte de nutrientes cerca de la superficie. En tanto en el verano, con el ingreso de aguas oligotróficas transportadas por la CSW forzarían al fitoplancton a migrar

a mayores profundidades buscando condiciones óptimas para fotosintetizar, es por ello que las concentraciones de Chl-a en superficie disminuyen ($<0.1 \text{ mg m}^{-3}$).

3.6. Transectos de Malla Fina en Marzo y Septiembre del 2016

En este trabajo se usan las observaciones de Malla Fina de marzo y septiembre del 2016 que cubren la zona de Perdido. Suponemos que las mediciones realizadas en la campaña de marzo corresponden a la estación de invierno, del mismo modo, las mediciones de septiembre corresponden al verano. No contamos con observaciones en los meses de transición, pero consideramos que por ser muy marcadas las estaciones de verano e invierno son suficientes las observaciones en esas épocas.

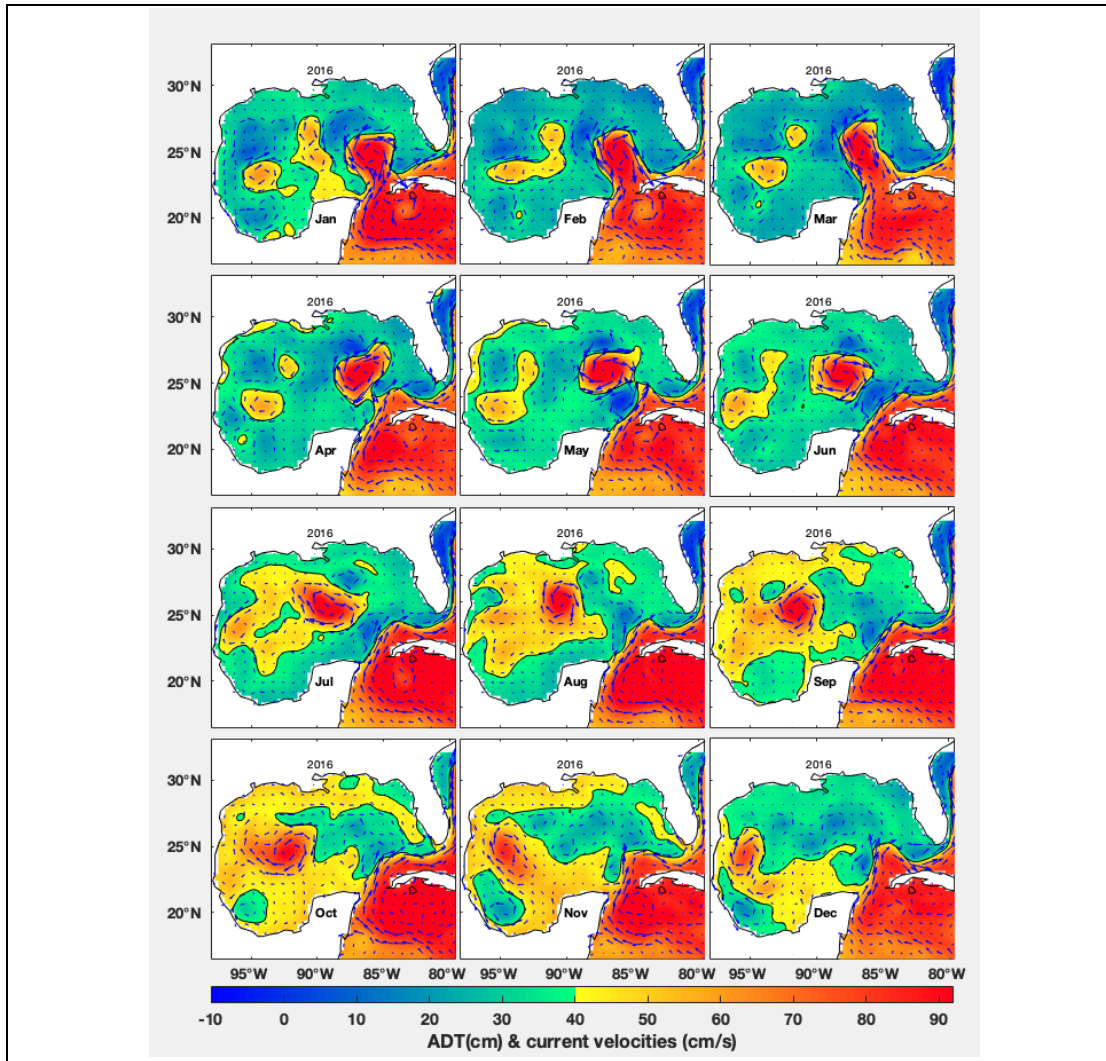


Figura 6. Evolución mensual de la topografía dinámica absoluta (ADT; en contornos de color) y las corrientes (flechas sobrepuestas) en el año 2016. Se tomó como referencia la isolínea de 40 cm de CWF.

Las condiciones superficiales del nivel del mar y su meso - escala durante el 2016 son mostradas en mapas de promedios mensuales de ADT y corrientes (Figura 6). En los meses de Enero a Marzo se observa la máxima incursión de la CL. Para el mes de abril, se observa el desprendimiento del LCE Poseidón (<https://www.horizonmarine.com/loop-current-eddies>) el cual presentó un diámetro de ~340 km desplazándose con una rapidez de 2.6 km/día hacia la zona de Perdido. Aunque el Poseidón aún no arriba a la zona de Perdido, Horizon Marine reportó remanentes del LCE Olympus en los meses de enero a marzo. Durante el mes de marzo cuando se encontraba el LCE Olympus en proceso de disipación, se observaron altas concentraciones superficiales de Chl-a ($>0.22 \text{ mg m}^{-3}$). Este incremento pudo ser debido a un filamento de alta concentración de Chl-a proveniente de la zona de la plataforma continental debido a la influencia del sistema de ríos Atchafalaya y Mississippi (visto en imagen satelital no presentada). Posteriormente, para los meses de verano, particularmente durante septiembre, se observaron bajas concentración de Chl-a ($<0.1 \text{ mg m}^{-3}$). Esto pudiera deberse al efecto conjunto de la circulación anticiclónica y a la incursión de agua del Caribe en el verano.

Durante el año 2016 estuvieron presentes dos LCEs y coexistieron los meses de marzo a junio; el LCE Olympus se presento de junio 2015 a junio 2016 y disipó en la zona de Perdido y el Poseidón se presento de abril 2016 a abril 2017 que apenas iniciaba su ciclo de vida (<http://horizonmarine.com/>) y estaba en tránsito hacia Perdido. En la región de Perdido en marzo (Figura 7a) se observa circulación ciclónica, aunque podría todavía haber afectación del remolino Olympus. Por otro lado, en septiembre (Figura 7b) la circulación es anticiclónica, posiblemente estimulada por la influencia de mesoescala del LCE Poseidón que esta acercándose. En ambas figuras (Figura 7 a y b) se observa actividad de mesoescala que podría enmascarar o acentuar la estacionalidad de las variables termohalinas y químicas de la región. En particular la influencia de los remolinos ciclónicos durante el verano, que podrían producir elevaciones de las clinas favoreciendo la productividad y concentraciones altas de Chl-a (Yao y Hoteit, 2015).

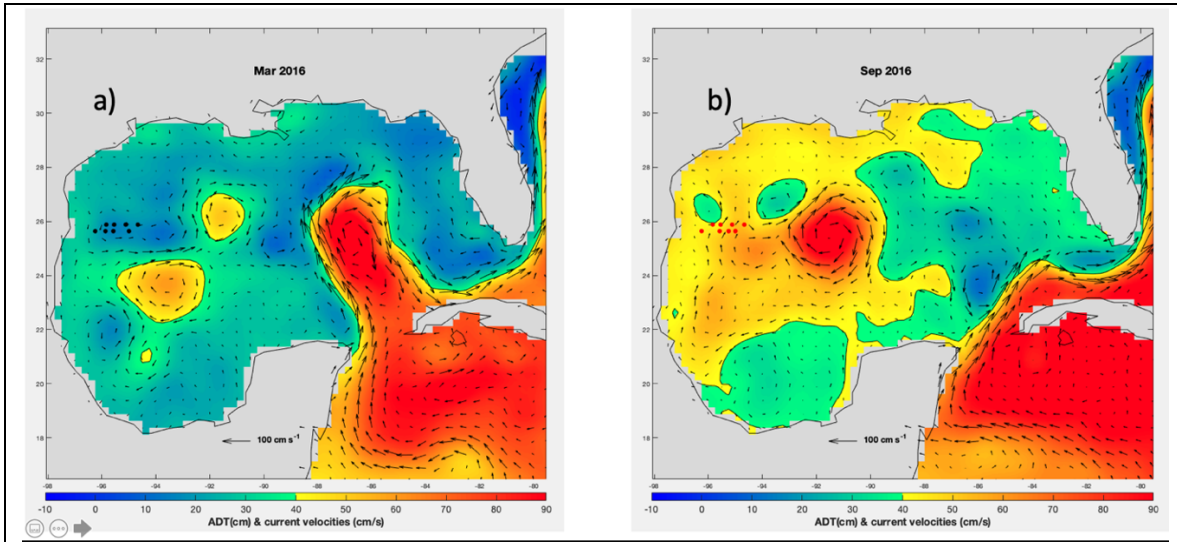
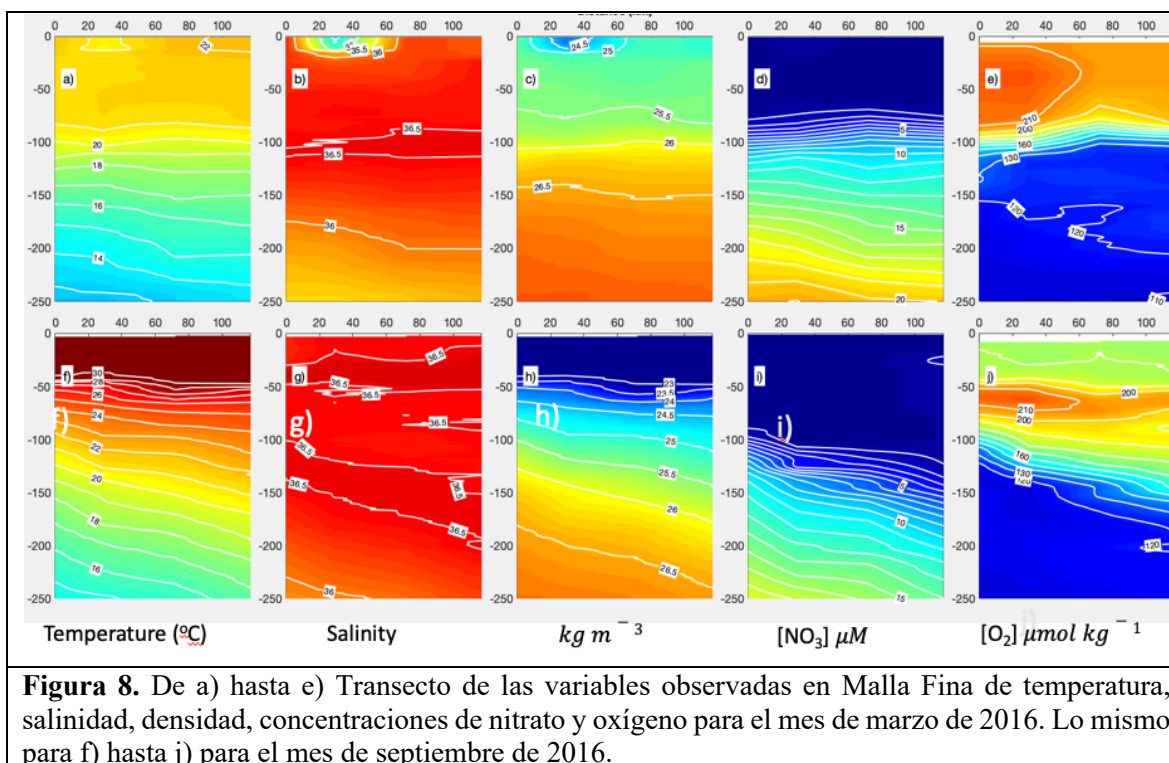


Figura 7. Campos espaciales de la topografía dinámica absoluta o frente del agua del Caribe (CWF) (contornos en color) y corrientes (flechas sobrepuestas) para el mes de a) marzo y b) septiembre de 2016. Se tomó como referencia los 40 cm de CWF (línea en color negro). En a) el anticiclón desprendido de la Corriente de Lazo (LCE), Olympus por disiparse y en b) el LCE Poseidón en tránsito hacia la zona de Perdido.

En la Fig. 8 se presentan las secciones verticales de Malla Fina en un transecto en la zona de Perdido a 120 km de distancia desde la plataforma continental oeste, ver Fig. 1, realizados durante el mes de marzo y septiembre del 2016. Las secciones corresponden a temperatura, salinidad, densidad, nitrato y oxígeno. En esta sección se pretende comparar el invierno y el verano con las climatologías de CARS2009. El mes de marzo se caracterizó por una columna de agua relativamente homogénea entre los 0 hasta los 60 - 80 m, con temperaturas de $\sim 22^\circ\text{C}$ y densidades de $24 - 25.5 \text{ kg m}^{-3}$, relativamente bajas, con $[\text{NO}_3]$ por debajo del umbral de medición y agua ventilada $[\text{O}_2] > 200 \mu\text{mol kg}^{-1}$ (Figura 8 a, c, d, e). Particularmente, entre los 20 y 40 km desde la plataforma, se observó un lente somero de agua (0 - 20 m) de baja salinidad 35.5 y menos denso posiblemente de origen fluvial (Fig. 8 b y c). Además, se observa en Fig. 8b una lengua de agua de alta salinidad > 36.5 a la profundidad de los ~ 100 m, tal vez procedente de la parte oceánica que se adelgaza hacia la costa oeste. Según las características de temperatura de $18 - 20^\circ\text{C}$ y densidad de $26 \sigma\text{-t}$, esta lengua de mayor salinidad se asemeja a las propiedades del GCW (Portela et al., 2018).



Mientras que en las estaciones más costeras (< 40 km), se observaron altas concentraciones de oxígeno en la capa superficial ($>200 \mu\text{mol kg}^{-1}$). Adicionalmente, también se observó un máximo sub superficial de oxígeno a ~ 45 m de profundidad, proveniente de la región costera. Este comportamiento del oxígeno es consistente con la profundidad ($\sim 48 - 60$ m) y magnitud del máximo de fluorescencia (datos hidrográficos de marzo no mostrados). Esto podría indicar que existe un posible acoplamiento de estas variables, dando como resultado un incremento en la actividad fotosintética durante el invierno.

En septiembre (Fig. 8 f y h) se observó una mayor estratificación de la capa de mezcla (40 - 50 m profundidad), con agua cálida ($\sim 30^\circ\text{C}$), menos densa ($\sim 22 - 23 \sigma\text{-t}$), con bajas concentraciones de oxígeno ($170 - 190 \mu\text{mol kg}^{-1}$), y oligotrófica (Fig. 8 f, h, i, j). Adicionalmente, se detectaron bajas concentraciones de $[\text{NO}_3]$ hasta 100 m cerca de las estaciones mas costeras. Mientras que en las estaciones más oceánicas se observó un hundimiento de la nutriclina hasta ~ 150 m. Lo anterior es atribuible a la fuerte estratificación, así como el posible consumo de nitratos debido a la actividad biológica en la zona eufótica

(se reporta que el 1% de irradianza calculado se encontró entre la profundidad de 123 - 148 m; datos de bitácora de crucero Malla Fina).

Con respecto a la variabilidad vertical de la salinidad (Fig. 8g) se distinguen claramente dos lenguas de máxima salinidad (~ 36.5) que se erosionan hacia la costa; la más superficial ($\sim 15 - 50$ m) se encuentra inmersa dentro de la capa de mezcla y por su señal de temperatura - densidad podría corresponder a un remanente de la masa de agua Superficial Caribeña (CSWr, por sus siglas en inglés; Portela et al., 2018); la profunda ($\sim 100 - 150$ m) podría corresponder a la masa de agua GCW descrita para marzo.

La distribución vertical del oxígeno (Fig. 8j) muestra máximos subsuperficiales ($>200 \mu\text{mol kg}^{-1}$) entre 50 y 70 m en la capa eufótica. Este máximo subsuperficial no coincide con los picos máximos de fluorescencia (83 y 98 m; datos de Malla Fina no mostrados) observados en septiembre. Esta discrepancia podría atribuirse a una mayor actividad de organismos del picofitoplancton (*Prochlorococcus* sp.) presentes a mayores profundidades, cuya biomasa no parece verse reflejada por la fluorescencia y por la concentración de pigmentos fotosintéticos (Linacre et al., 2015, 2019), o quizás, a la presencia de agua remanente rica en oxígeno de la condición invernal que queda atrapada por debajo de la capa de mezcla. Particularmente durante este periodo cálido la variabilidad a lo largo del transecto de las isotermas, isopícnas y oxiclínicas muestran un levantamiento hacia las estaciones costeras. Esta afirmación es congruente con observaciones satelitales y modelos numéricos que muestran la asociación entre el predominio de vientos favorables del suroeste y las anomalías frías de SST a lo largo de las costas de Tamaulipas, Veracruz, y el sur de Texas y Luisiana entre abril y agosto (Zavala Hidalgo et al., 2006). En otro escenario la influencia del LCE Poseidon en el tránsito hacia la Zona de Perdido (ver Fig. 7b) podría contribuir al hundimiento de las clínicas en las estaciones oceánicas de Perdido. Finalmente, no se descarta la posibilidad de que la estacionalidad, el evento de LCE, remolinos ciclónicos o anticiclónicos o la combinación sean responsables de la variabilidad observada por lo que debe complementarse este estudio con el análisis de datos de mayor temporalidad y cobertura espacial.

3.7. Datos climatológicos modelados con CARS

La tendencia climatológica de la distribución espacial de las variables en CARS2009 ressemble gran parte de las características estacionales observadas en el transecto longitudinal de Perdido entre las campañas de Malla Fina de marzo y septiembre de 2016. No obstante, algunas diferencias entre los valores observados y los modelados podrían atribuirse a la variabilidad interanual infringida por la mesoescala, por ejemplo, el efecto de un remolino ciclónico en marzo; y el de un LCE en disipación "*Olympus*" en las estaciones más oceánicas durante el mes de septiembre. En marzo, los valores de la sección climatológica CARS2009 de la temperatura y densidad (Fig. 9 a, c) muestran una capa relativamente homogénea hasta los ~90 m, la cual es ligeramente similar que la reportada en las observaciones de marzo (ver Fig. 8 a, c). Particularmente en CARS2009, en los primeros 20 m se extiende a lo largo del transecto una capa más cálida (22 - 23 °C), de menor salinidad (35 - 36), y de menor densidad ($<25 \text{ kg m}^{-3}$) (Fig. 9 a,b, c). Estas características pueden ser causadas por el incremento de los aportes fluviales y por precipitación. En este periodo, la magnitud de la temperatura y densidad en la capa superficial homogénea de los datos modelados con CARS es consistente con lo observado para marzo. Durante el verano (septiembre), la profundidad de la capa de mezcla observada (~40 m) es fielmente reproducida por la temperatura y densidad de CARS2009 (Fig. 9 f, h, j). Sin embargo, se observaron ciertas diferencias en la temperatura (~2°C menores) y densidad (0.5 kg m^{-3} mayores) atribuibles a la variabilidad local y de mesoescala.

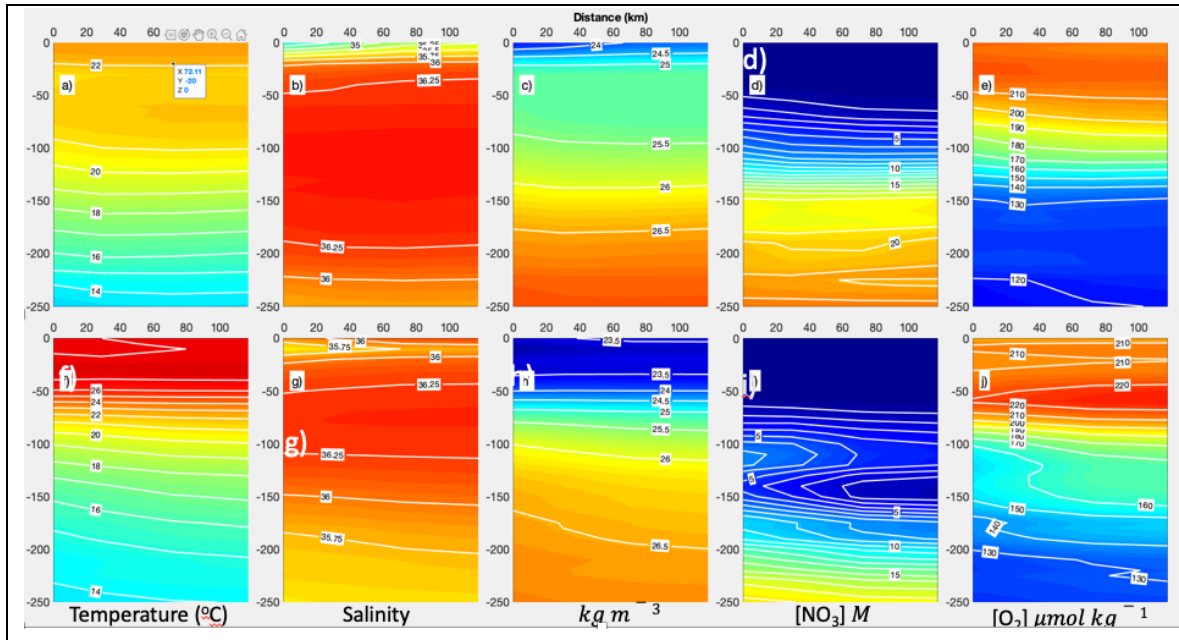


Figura 9. De a) hasta e) Transecto de las variables modeladas CARS2009 de temperatura, salinidad, densidad, concentraciones de nitrato y oxígeno para el mes de marzo. Lo mismo para f) hasta j) para el mes de septiembre.

Los datos de salinidad modelados durante septiembre (Fig. 9 g) describen un lente subsuperficial costero de baja salinidad, de menor magnitud respecto al de marzo, que se erosiona durante su transporte horizontal hacia las estaciones más oceánicas. Es probable que esta intrusión de agua menos salina este asociada al incremento estacional en los niveles de precipitación y aportes fluviales de baja temperatura durante ese periodo. No obstante esta característica no se observó en las mediciones del mes de septiembre. El oxígeno disuelto es una variable altamente influenciada por la temperatura y la actividad biológica, por lo que la fluctuación en uno o ambos factores puede resultar en las marcadas diferencias que se detectaron entre los valores observados en las campañas y los modelados por CARS2009.

En invierno por ejemplo, los datos de CARS2009 no reprodujeron de manera similar el gradiente de oxígeno de costa – océano que se observó en las mediciones. Por su parte el verano, prevaleció el núcleo subsuperficial de oxígeno detectado entre los 50 y 70 m, con magnitudes $>220 \mu\text{mol kg}^{-1}$. Así como en los transectos de Malla Fina, la distribución del nitrato modelado presenta una capa superficial agotada en nitratos que alcanza mayores profundidades en septiembre (~60m). Sin embargo, en septiembre el modelo describe una disminución atípica entre los 130 y 150 m y particularmente más acentuada hacia las estaciones oceánicas. Dado el gradiente del núcleo del nutriente, es posible que este incremento este relacionado con aportes desde la plataforma.

3.8. Climatología mensual de CARS2009 en la zona de Perdido

En la Fig. 10 se presenta el diagrama de Hovmöller de la climatología mensual de las variables modeladas por CARS2009 para la región de perdido. En los primeros 250 m de la columna de agua, el modelo muestra una marcada variabilidad estacional con una tendencia en la capa superficial a $< \sim 100$ m y otra diferente en la capa subyacente entre ~ 100 y 250 m. En la capa superficial, las mayores fluctuaciones tanto temporales como verticales se aprecian en la temperatura de 22 - 28 °C, densidad de 23.5 - 26 kg m^{-3} y oxígeno disuelto 180 - 230 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ (Fig. 10 a,c,d,e). Las mayores temperaturas superficiales y estratificación térmica están asociadas al incremento estacional en la insolación entre junio

y septiembre y al ingreso de agua del Caribe (Delgado, et al 2019), observándose en este último mes valores altos de hasta 27 °C a ~40 m de profundidad. La mayor variabilidad de la salinidad en esta capa superior se concentra principalmente en los primeros 30 m (Fig. 10 b). Su patrón estacional se sugiere está asociado al efecto de dilución causado por el régimen bimodal de la precipitación pluvial y aporte de ríos.

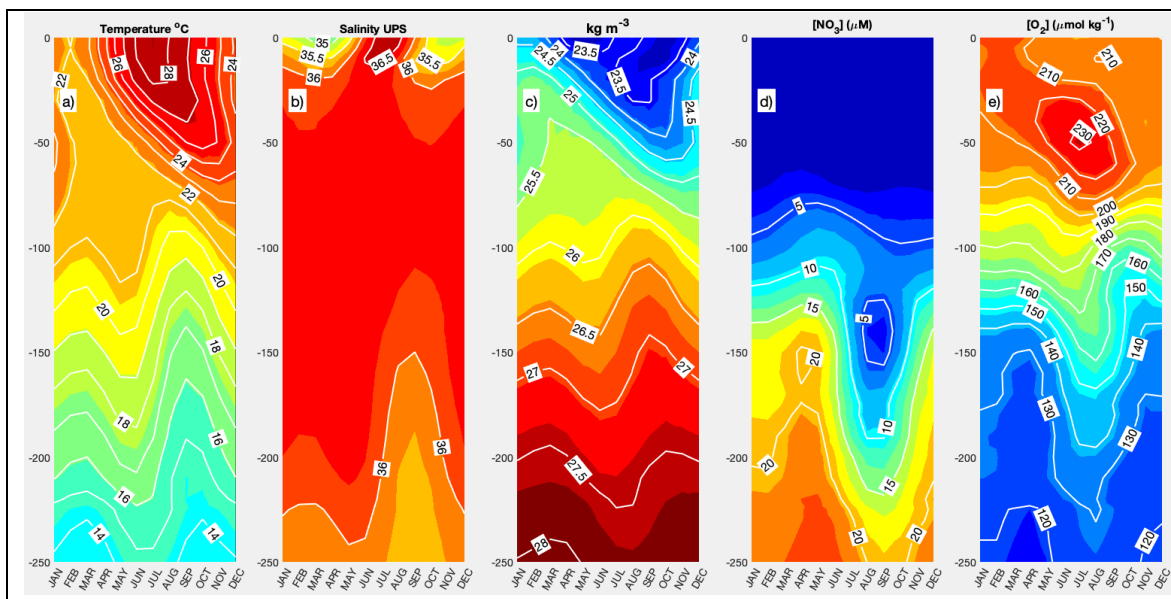


Figura 10. Diagramas Hovmöller) de las variables de temperatura, salinidad, densidad, nitratos y oxígeno en la región de Perdido.

Entre enero y marzo, el modelo presenta valores relativamente altos de oxígeno disuelto ($\sim 210 \mu\text{mol kg}^{-1}$) en los primeros 50 m que posiblemente son producto de la fotosíntesis y/o del mayor potencial de saturación de este gas en el agua e intercambio con la atmósfera. Hacia los meses cálidos, esta capa de altas concentraciones de oxígeno ($220 - 230 \mu\text{mol kg}^{-1}$) se hunde conformando un núcleo entre los 30 y 70 m posiblemente asociada al GCW (Cervantes-Díaz et al 2020 en revisión). Es probable que este núcleo de máxima concentración de oxígeno sea el remanente de agua de origen invernal. Curiosamente este núcleo deja de observarse a partir de octubre cuando comienza a restablecerse debido a la mezcla vertical.

La distribución de Nitrato presenta valores indetectables o cercanos al límite de detección en los primeros 70-90 m. No obstante entre marzo y mayo la nutriclina ($5 \mu\text{M}$) muestra un ligero asenso (de 10 - 20 m) cerca de la base de la capa eufótica que coincide con la incidencia de nortes y probablemente el comienzo de las surgencias costeras (Martínez-

Lopez y Zavala-Hdalgo, 2009). Durante este periodo, generalmente, predominan condiciones de mezcla invernal debido a la contribución de convección térmica y el forzamiento de los vientos Nortes.

En la capa subyacente entre ~100 y 250 m, las climatologías modelada muestran una tendencia bimodal de las variables hidrográficas, observándose elevaciones de las clinas entre febrero y marzo y entre julio y octubre. El mecanismo preciso que fuerza es muy probable a la circulación general de las masas de agua subsuperficiales y/o con procesos de mesoescala recurrentes dentro del Golfo ya descritos anteriormente.

3.9. Implicaciones de la incursión del agua del Caribe en la variabilidad de la nutriclina.

Actualmente el calentamiento global ha provocado cambios oceanográficos que disminuyen la productividad de los océanos (Polovina 2008). Igualmente el GoM experimenta cambios con consecuencias sobre la concentración superficial de la Chl-a. J.A. Delgado et al (2019) combinando mapas satelitales de ADT y de concentración de Chl-a confirmó una tendencia temporal de la intrusión de agua del Caribe al interior del GoM después del 2002 en los veranos.

Estacionalmente en el verano el agua menos densa del Caribe, cálida y además oligotrófica, estratifica la columna de agua por lo que los vientos débiles del verano difícilmente mezclan la columna para hacer disponibles los nutrientes del fondo (Müller-Karger et al 2001); además en el GoM la capa cálida se sobrepone a las preexistentes (masas de agua CGM y TACW) profundizando la nutriclina. Dicho de otra manera, la capa superficial de agua del Caribe tiene un efecto hidráulico que propicia el hundimiento de las clinas en el interior del GoM, esto de acuerdo a lo mostrado particularmente en la Chl-a. Particularmente, de seguir la tendencia de la intrusión de agua del Caribe al interior del GoM por el calentamiento global podría seguir acentuándose en el tiempo la disminución de Chl-a superficial con un efecto negativo en la cadena trófica.

Probablemente la ausencia del CSW en el invierno permite la presencia del GCW superficialmente (0 a 200 m de profundidad) y debajo de ella el TACW rica en nitratos. La TACW podría ser la fuente de nutrientes para superficie por la mezcla por viento en el invierno, posiblemente la cercanía de agua enriquecida a la superficie facilita las altas concentraciones de la Chl-a superficial que son típicas. En el verano, la inundación de agua

del Caribe (CSW) en el GoM que va de los 0 a los 90 m de profundidad, se posiciona sobre la masa de CGW. De lo anterior el agua TACW se profundiza y la mezcla por viento es débil en verano, dificultando la disponibilidad de los nitratos en la superficie de ahí las bajas concentraciones superficiales de Chl-a. Sin embargo, Pasqueron et al (2017) ha reportado que la concentración de Chl-a integrada verticalmente se mantiene constante en todo el año, por lo que tal vez el fitoplancton se hunde para posicionarse a la profundidad óptica donde fotosintetiza y aprovecha los nutrientes de la masa de agua TACW. Debido a ello el núcleo de fluorescencia se encontraría más profundo en el verano y las concentraciones de Chl-a serían mínimas en la superficie. Finalmente, las masas de agua profundas no son sensibles a la mesoescala superficial y mantienen sus características termohalinas y biogeoquímicas.

3.10. Diagramas T-S de Malla Fina marzo y septiembre 2016

Los diagramas TS de los primeros 500 m muestran la aparición estacional de masas de agua en la zona de Perdido y presentan similitudes entre las observaciones y el modelo CARS2009. También se detecta la tendencia del hundimiento de las clinas de $[\text{NO}_3]$ y oxigenación en los diagramas T-S tridimensionales resultado de comparar las observaciones recientes de los nutrientes con las variables del modelo CARS2009 (Fig. 11 a - d).

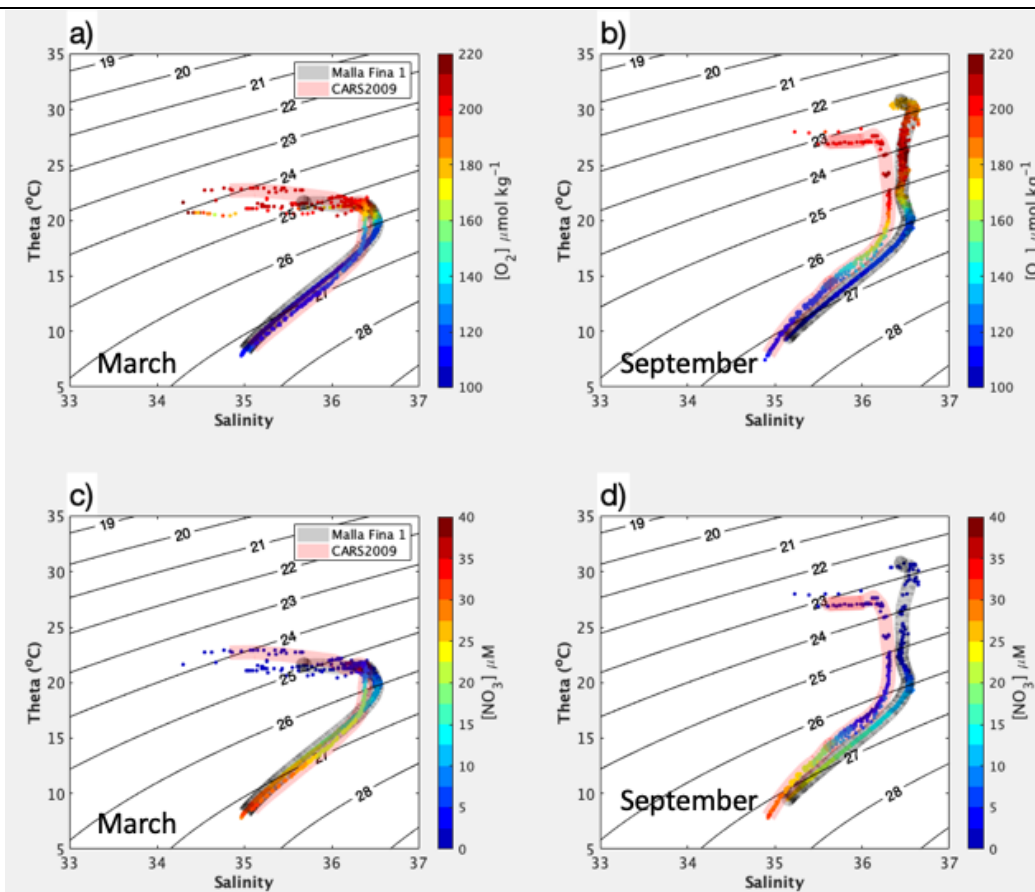


Figura 11. Diagramas T-S de Malla Fina 2016 y CARS2009: a) marzo y b) Septiembre en color concentración de $[O_2]$; c) y d) lo mismo pero en color la $[NO_3]$. Para diferenciar los datos de Malla Fina y CARS2009 se remarcan en color gris y en color rojo respectivamente.

La Fig. 11a muestra la distribución de las masas de agua presentes durante el mes de marzo mediante diagramas T-S. En este se puede observar la presencia de aguas frías, oxigenadas y ligeramente salinas asociadas principalmente al CGW (< 200 m; > 26 kg m $^{-3}$). Dichas características, indican la ausencia del CSW tanto en las observaciones como en los datos de CARS2009. Cabe resaltar, que durante marzo también se observó una fuerte señal de agua de baja salinidad en ambos perfiles (Malla Fina y CARS2009), esto posiblemente pudiera estar asociado a aportes de origen fluvial proveniente de los ríos Atchafalaya y Mississippi. En el diagrama T-S se pueden observar en colores, altas concentraciones de $[O_2]$ en superficie estas asociadas al CGW. Por debajo de esa pycnoclina de 26 sigma t, las bajas concentraciones de $[O_2]$ $< 120 \mu\text{mol kg}^{-1}$ presentan un descenso típico asociado al núcleo

del mínimo de oxígeno característico de la TACW. En resumen, el T-S de marzo presentó características similares entre los datos observados y el modelo por CARS2009. En un análisis reciente sobre la clasificación de las masas de agua superficiales, Cervantes et al. (2020; revisión) reporta que durante el invierno y primavera se detectan la presencia de dos masas de agua el CGW y TACW. Este patrón es consistente con lo observado en el diagrama T-S de la Fig. 11a.

El T-S del mes de septiembre (Fig. 11b) muestra que el modelo CARS2009 subestima las observaciones (deltas de 3.55°C y de 0.18 de salinidad), este patrón pudiera estar influenciado por el cambio oceanográfico que se presentó después del 2002 (Lindo-Atichati et al. 2015; J.A. Delgado 2019). A diferencia del T-S de marzo, en septiembre se detectaron en superficie condiciones más cálidas y salinas asociadas a la presencia del CSW. También una característica que resaltó durante este mes y que se puede observar en el diagrama T-S, es la señal de un núcleo sub-superficial de oxígeno de $\sim 220 \mu\text{mol kg}^{-1}$; detectado entre las densidades de 24 a 25, condición que no se observó en el T-S de marzo. Recientemente, Cervantes et al. (2020; en revisión) reportan que este máximo sub-superficial de $[\text{O}_2]$ sugiere estar relacionado con las características del GCW. Este máximo sub-superficial de $[\text{O}_2]$ es la señal invernal que queda atrapada hacia los meses de verano-otoño (Cervantes et al., 2020; en revisión). Ya en capas intermedias por debajo del CGW, se nota nuevamente la señal de la TACW con el mínimo de oxígeno ($\sim 100 \mu\text{mol kg}^{-1}$) el cual se encuentra más profundo en comparación con el mes de marzo. Aún cuando las observaciones del mes septiembre y el modelo CARS2009 muestran la presencia del CSW, ambos sets de datos muestran pequeñas discrepancias entre las concentraciones de $[\text{O}_2]$ y las variables termohalinas. Estas diferencias entre las observaciones y CARS2009 pueden deberse a la presencia de giros (LCEs: Olimpus y/o Poseidón), los cuales pudieran estar ejerciendo cierta influenciando entre las diferencias de la distribución de las variables termohalinas y el $[\text{O}_2]$.

El diagrama T-S de la Fig. 11c muestra las concentraciones de los $[\text{NO}_3]$ correspondientes al marzo. En el diagrama se pueden observar concentraciones menores a $10 \mu\text{M}$ de NO_3 por arriba de la picnoclina de los 26, la cual se encontró ubicada a $\sim 110 \text{ m}$ en ambos sets de datos (Malla Fina y CARS2009). Como se mencionó en las anteriores secciones, durante el periodo de invierno y primavera con la presencia de los Nortes se genera

una fuerte mezcla vertical, lo que promoverá un flujo de nutrientes de provenientes de capas sub-superficiales hacia la superficie (Damien et al., 2018). Por otra parte, durante el mes de septiembre se observa que la nutriclina (isolínea de $10 \mu M$) se profundiza (por debajo de la picnoclina de 26), esto debido a la incursión del CSW hacia el interior del golfo. Se a reportado que la entrada de agua menos densa y cálida (CSW) llega a formar una capa altamente estratificada (Portela et al., 2018), la cual pudiera ejercer una fuerte influencia en la profundidad de la nutriclina (profundizándolas). Este anterior mecanismo podría generar una limitación de nutrientes cerca de la superficie, forzando al fitoplancton a migrar a mayores profundidades.

En resumen, en el invierno, se observa una fuerte similitud entre las observaciones y CARS2009 donde ambos sets de datos presentan la usencia del CSW. Durante este periodo, destaco la presencia en superficie del CGW y por debajo de ella la TACW, con altas concentraciones de nutrientes y bajo contenido de oxígeno notándose estos rasgos a partir de la isopicna de los 26 sigma-t. En lo que respecta al verano, el agua CSW esta presente superficialmente sobre el CGW y la TACW tanto en las observaciones como en el modelo CARS2009. Además, se muestra un hundimiento de la nutriclina hasta la profundidad de los 200 m (ver Figs. 9i y 10i). Las diferencias de la concentración de la oxiclina entre CARS2009 y las observaciones es debido a los cambios oceanográficos después del 2002 y/o la variabilidad de mesoescala.

5. SUMARIO Y CONCLUSIONES

En este trabajo se sugiere que la incursión periódica del agua del Caribe hunde la nutriclina y la oxiclina, lo cual disminuye la concentración superficial de la clorofila en el verano. Esto se propone mediante el análisis combinado de bases independientes de datos de ADT, clorofila, climatologías de nitratos y el oxígeno (CARS2009), así como de observaciones obtenidas de las campañas Malla Fina de marzo y septiembre de 2016. No se analizaron las aguas profundas ya que no son susceptibles de ser modificadas por la mesoescala lo que les permite mantener sus características termohalinas y biogeoquímicas.

La primer evidencia del efecto del agua Caribeña sobre la concentración de la clorofila es detectada sobre las aguas profundas del GoM mediante el análisis de los patrones

de la desviación estándar del ADT >10 cm y las bajas concentraciones de Chl-a <1.2 $mg\ m^{-3}$ (Fig. 2 a y b). Ambos patrones de distribución espacial coinciden en una banda zonal a lo largo de la línea $25^{\circ}N$ del GoM. Este resultado, sugiere que la dinámica de la incursión del agua caribeña deja su huella oligotrófica debido a la profundización de la nutriclina.

La profundización de la nutriclina es debido al efecto conjunto de la intrusión del agua del Caribe (CSW) y a la circulación anticiclónica (J.A. Delgado et al 2019). El hundimiento de la nutriclina en el verano en la banda zonal de los $25^{\circ}N$ es muy probable sea una consecuencia hidráulica que ocurre de forma diferente en la región del occidente del GoM y la región de la Corriente de Lazo. Un volumen de agua cálida (CSW) cubre el agua preexistente de invierno (CGW y TACW). El volumen de agua caribeña se distribuye en el interior del GoM; la CL se adelgaza y la nutriclina sube en esa región mientras que en la región occidental del GoM la capa de agua engrosa y la nutriclina se hunde. Por otro lado, en el invierno la CL tiene un flujo mas directo de la Corriente de Yucatán al Estrecho de Florida, lo que engrosa la Corriente de Lazo y hunde la nutriclina en esa región, en tanto en el Occidente no hay agua del Caribe y la nutriclina se mantiene somera.

AGRADECIMIENTOS

This study was carried out as part of the PhD thesis research conducted by the lead author at the Faculty of Marine Science and the Oceanographic Research Institute (FCM-IIO / UABC), Postgraduate Coastal Oceanography Program, and it was supported by the Graduate Professional Development Mexican Program grants (PRODEP: DSA/103.5/16/5801), the National Institute of Technology of Mexico (TecNM) and the Mexican Energy Bureau and Hydrocarbons Mexican Trust, project 201441. This is a contribution of the Gulf of Mexico Research Consortium (CIGoM).

REFERENCES

- Abascal, A. J., J. Sheinbaum, J. Candela, J. Ochoa, and A. Badan: Analysis of flow variability in the Yucatan Channel. *J. Geophys. Res.*, 108, 3381, doi:10.1029/2003JC001922, 2003
- Aguirre-Gómez, R. and Salmerón-García, O.: Characterization of the western Caribbean Sea waters through in vivo chlorophyll fluorescence, *Rev. Mar. Cost.*, 7, 9–26, <https://doi.org/10.15359/revmar.7.1>, 2015.
- Badan, A., Candela, J., Sheinbaum, J., and Ochoa, J.: Upper-layer circulation in the approaches to Yucatan Channel. In: W. Sturges and A. Lugo-Fernandez (Eds.), *New Developments in the Circulation of the Gulf of Mexico*, Geophysical Monograph Series, 161, 57-69, 2005.
- Biggs, D. C., and Ressler, P. H.: Distribution and abundance of phytoplankton, zooplankton, ichthyoplankton, and micronekton in the deepwater Gulf of Mexico. *Gulf of Mexico Science*, (1), 7–29. <http://doi.org/10.18785/goms.1901.02>. 2001.
- Candela, J., Ochoa, J., Sheinbaum, J., López, M., Pérez-Brunius, P., Tenreiro, M., ... Arriaza-Oliveros, L.: The Flow through the Gulf of Mexico. *Journal of Physical Oceanography*, 49(6), 1381–1401. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-18-0189.1>, 2019.
- Candela, J. Yucatan Channel flow: Observations versus CLIPPER ATL6 and MERCATOR PAM models. *Journal of Geophysical Research*, 108(C12), 3385. <https://doi.org/10.1029/2003JC001961>, 2003
- Candela, J., Sheinbaum, J., Ochoa, J., Badan, A., and Leben, R.: The potential vorticity flux through the Yucatan Channel and the Loop Current in the Gulf of Mexico, *Geophysical Research Letters*, 29(22), 2059, <https://doi.org/10.1029/2002GL015587>, 2002.
- Chang, Y.-L., & Oey, L.-Y.: Loop Current Cycle: Coupled Response of the Loop Current with Deep Flows. *Journal of Physical Oceanography*, 41(3), 458–471. <https://doi.org/10.1175/2010JPO4479.1>, 2011.
- Damien, P., Pasqueron de Fommervault, O., Sheinbaum, J., Jouanno, J., Camacho-Ibar, V. F., and Duteil, O.: Partitioning of the Open Waters of the Gulf of Mexico Based on the Seasonal and Interannual Variability of Chlorophyll Concentration, *J. Geophys. Res.-Oceans*, TS12, 1–23, <https://doi.org/10.1002/2017JC013456>, 2018.
- Elliott, B. A.: Anticyclonic Rings in the Gulf of Mexico. *Journal of Physical Oceanography*. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1982\)012<1292:ARITGO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1982)012<1292:ARITGO>2.0.CO;2), 1982.
- Delgado, J. A., Sudre, J., Tanahara, S., Montes, I., Hernandez-Ayon, J. M., and Zirino, A.: Effect of Caribbean Water Incursion into the Gulf of Mexico derived from Absolute

Dynamic Topography, Satellite Data, and Remotely – sensed Chlorophyll-*a*, Ocean Sci. Discuss., <https://doi.org/10.5194/os-2019-58>, in review, 2019.

- Linacre, L., Durazo, R., Camacho-Ibar, V. F., Selph, K. E., Lara-Lara, J. R., Mirabal-Gómez, U., et al. Picoplankton carbon biomass assessments and distribution of Prochlorococcus ecotypes linked to loop current eddies during summer in the southern Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124. <https://doi.org/10.1029/2019JC015103>, 2019.
- Linacre, L., Lara-Lara, R., Camacho-Ibar, V., Herguera, J. C., Bazán-Guzmán, C., & Ferreira-Bartrina, V. Distribution pattern of picoplankton carbon biomass linked to mesoscale dynamics in the southern gulf of Mexico during winter conditions. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 106(October), 55–67. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2015.09.009>, 2015.
- Martínez-López, B., and Zavala-Hidalgo, J.: Seasonal and interannual variability of cross-shelf transports of chlorophyll in the Gulf of Mexico. *Journal of Marine Systems*, 77(1–2), 1–20. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2008.10.002>, 2009.
- Maul, G. A., Mayer, D. A., & Baig, S. R.: Comparisons between a continuous 3-year current-meter observation at the sill of the Yucatan Strait, satellite measurements of Gulf Loop Current area, and regional sea level. *Journal of Geophysical Research*, 90(C5), 9089–9096. <https://doi.org/10.1029/JC090iC05p09089>, 1985.
- Meunier, T., Pallás-Sanz, E., Tenreiro, M., Portela, E., Ochoa, J., Ruiz-Angulo, A., & Cusi, S. The Vertical Structure of a Loop Current Eddy. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123(9), 6070–6090. <https://doi.org/10.1029/2018JC013801>, 2018.
- Müller-Karger, F. E., Smith, J. P., Werner, S., Chen, R., Roffer, M., Liu, Y., Muhling, B., Lindo-Atichati, D., Lamkin, J., Cerdeira-Estrada, S., and Enfield, D.B.: Natural variability of surface oceanographic conditions in the offshore Gulf of Mexico, *Progress in Oceanography* 134:54-76, <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2014.12.007>, 2015.
- Müller-Karger, F. E., Walsh, J. J., Evans, R. H., and Meyers, M. B.: On the seasonal phytoplankton concentration and sea surface temperature cycles of the Gulf of Mexico as determined by satellites, *Journal of Geophysical Research*, 96(C7), 12645, <https://doi.org/10.1029/91JC00787>, 1991.
- Nowlin, A. E. Jochens, S. F. DiMarco, R. O. Reid, and M. K. How- ard, 2001: Deepwater physical oceanography reanalysis and synthesis of historical data: Synthesis report. OCS Study MMS 2001-064, U.S. Dept. of the Interior, Minerals Manage- ment Service, Gulf of Mexico OCS Region, New Orleans, LA, 528 pp.
- Pasqueron de Fommervault, O., Perez-Brunius, P., Damien, P., and Sheinbaum, J.: Temporal

- variability of chlorophyll distribution in the Gulf of Mexico: bio-optical data from profiling floats, *Biogeosciences*, 14, 5647-5662, <https://doi.org/10.5194/bg-14-5647-2017>, 2017.
- Portela, E., Tenreiro, M., Pallàs-Sanz, E., Meunier, T., Ruiz-Angulo, A., Sosa-Gutiérrez, R., and Cusí, S.: Hydrography of the central and western Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1–16. <http://doi.org/10.1029/2018JC013813>, 2018.
- Sheinbaum, J., J. Candela, A. Badan, and J. Ochoa: Flow structure and transport in the Yucatan Channel. *Geophys. Res. Lett.*, 29, 1040, doi:10.1029/2001GL013990, 2002.
- Sudre, J., Maes, C., and Garçon, V.: On the global estimates of geostrophic and Ekman surface currents, *Limnology and Oceanography: Fluids and Environments*, 3, 1–20, <https://doi.org/10.1215/21573689-2071927>, 2013.
- Vukovich, F. M. (2007). Climatology of ocean features in the Gulf of Mexico. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88(2), 156–157. <https://doi.org/10.1175/JPO2989.1>
- Yao, F., and Hoteit, I.: Thermocline regulated seasonal evolution of surface chlorophyll in the Gulf of Aden. *PLoS ONE*, 10(3). <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0119951>, 2015.
- Zavala-Hidalgo, J., Gallegos-García, A., Martínez-López, B. *et al.* Seasonal upwelling on the Western and Southern Shelves of the Gulf of Mexico. *Ocean Dynamics* **56**, 333–338 <http://doi:10.1007/s10236-006-0072-3>, 2006.
- Zavala-Hidalgo, J., Morey, S. L., O’Brien, J. J., and Zamudio, L.: On the Loop Current eddy shedding variability, *Atmósfera*, 19(1), 41–48, 2006.

CONCLUSIONES GENERALES

La dinámica del Golfo de México es forzada por la Corriente de Lazo y los remolinos desprendidos. Este trabajo reporta por primera vez el efecto de dicha dinámica sobre la concentración superficial de la clorofila en las aguas profundas. También analiza el efecto de la incursión estacional del agua del Caribe sobre los nutrientes para entender la relación con la disminución estacional de las clorofilas. En base al análisis de bases independientes de datos es posible decir que:

Capítulo I

1.- Las observaciones satelitales de topografía dinámica absoluta, corrientes superficiales de más de un cuarto de siglo, además de 20 años de datos de clorofila nos ha permitido confirmar el comportamiento estacional de la dinámica de la Corriente de Lazo y el agua caribeña. En este trabajo hemos confirmado la propuesta de los años 60's y 70's en la que reportaban la influencia máxima del agua del Caribe en el GoM. Se encontró que tiene una variabilidad temporal, siendo más fuerte en verano y más débil al final otoño e invierno. Además, se encontró que presenta un patrón mensual de extensión y retracción.

2.- Antes del 2002 el frente del agua caribeña fue menos intrusivo, las dimensiones de los anticiclones desprendidos de la Corriente de Lazo eran más pequeños y tenían un tiempo de menor. En el período 1993-2002 el ciclo de vida medio de los remolinos fue de 6.8 meses y que en el período 2003-2015 el ciclo de vida medio fue de 11.7 meses. Esta diferencia sugiere que después de 2003, volúmenes grandes de aguas oligotróficas del Mar Caribe invaden el GoM occidental y redujeron la superficie media Chl a concentraciones. Este trabajo muestra que la intrusión de CW por LC-LCEs se extiende más en el GoM occidental de lo que se conocía anteriormente.

3.- Se encontró también, que las concentraciones de la clorofila responden a la dinámica dentro del golfo influenciadas por el frente de la LC y de los remolinos anticiclónicos desprendidos.

Capitulo II

1.- Se evaluo la confiabilidad hidrográfica de CARS2009 en la region profunda del GoM al sur de la latitud 25 °N. Las concentraciones de los NO₃ y O₂ asociadas a los T-S en verano en CARS2009 muestran niveles de densidad similares a XIXIMI. La comparación estadística, mediante Diagramas de Taylor mostró, en todas las variables una alta correlación, así como una baja desviación estándar y errores cuadrático medio en los perfiles de CARS2009 respecto a los de XIXIMI.

2.- Se sugiere que las climatologías de CARS2009 pueden utilizarse para inicialiar modelos numéricos, pero que tambien dichas climatologías pueden ser utilizadas para describir patrones generales de variables químicas en la región mexicana del GoM tanto en verano como en invierno.

Capitulo III

1.- En este trabajo se detectó que la incursión periódica del agua del Caribe hunde la nutriclina, lo cual promueve a una profundización de las clorofilas principalmente en el verano. Esto se propone mediante el análisis combinado de bases independientes de datos de ADT, clorofila, climatologías de nitratos y el oxígeno (CARS2009), así como de observaciones obtenidas de las campañas Malla Fina de marzo y septiembre de 2016.

2.- La profundización de la nutriclina es debido al efecto conjunto de la intrusión del agua del Caribe (CSW) y a la circulación anticiclónica. El hundimiento de la nutriclina en el verano en la banda zonal de los 25°N es muy probable sea una consecuencia hidráulica que ocurre de forma diferente en la región del occidente del GoM y la región de la Corriente de Lazo.

3.- El volumen de agua caribeña se distribuye en el interior del GoM; la CL se adelgaza y la nutriclina sube en esa región mientras que en la región occidental del GoM la capa de agua engrosa y la nutriclina se hunde. Por otro lado, en el invierno la CL tiene un flujo mas directo de la Corriente de Yucatán al Estrecho de Florida, lo que engrosa la Corriente de Lazo y hunde la nutriclina en esa región, en tanto en el Occidente no hay agua del Caribe y la nutriclina se mantiene somera.

LITERATURA GENERAL CITADA

- Abascal A., J. Sheinbaum, J. Candela, J. Ochoa and A. Badan, 2003 : Structure and variability of the flow in the Yucatan Channel. *J. Geophys. Res.*, **108**, (C12), doi:10.1029/2003JC001922.
- Andrade, C. A. y E. D. Barton, 2001. Eddy development and motion in the Caribbean Sea. *J. Geophys. Res.*, **105** (C11), 26191-26201.
- Biggs, D. C. y F. E. Müller-Karger, 1994. Ship and satellite observations of chlorophyll stocks in interacting cyclone-anticyclone eddy pairs in the western Gulf of Mexico. *J. Geophys. Res.* **99**, 7371-7384.
- Blaas, M., C. Dong, P. Marchesiello, J. C. McWilliams y K.D. Stolzenbach, 2006. Sediment transport modelling on southern Californian shelves: A ROMS case study. *Cont. Shelf. Res.* in press.
- Brooks, D. A., 1984. Current and hydrographic variability in the northwest Gulf of Mexico. *J. Geophys. Res.*, **89**, 8022-8033.
- Candela, J., S. Tanahara, M. Crepon, B. Barnier y J. Sheinbaum, 2003. Yucatan Channel flow. Observations versus CLIPPER ATL6 and MERCATOR PAM models, *J. Geophys. Res.*, **108**, (C12), doi :10.1029/2003JC001961.
- CARS, s.f. Recuperado el 27/04/2012 de <http://www.cmar.csiro.au/cars>
- Carton, J. A. y Chao, 1999. Caribbean Sea eddies inferred from TOPEX/Poseidon altimetry and a 1/6 Atlantic Ocean model simulation. *J. Geophys. Res.*, **104**(C4), 7743-7752.
- Cetina, P., J. Candela, J. Sheinbaum, J. Ochoa, J. y A. Badan, 2006. Circulation along the Mexican Caribbean coast. *J. Geophys. Res.* **111**(C8).
- Chapman, D. C., 1985: Numerical treatment of cross-shelf open boundaries in a barotropic coastal ocean model, *J. Phys. Oceanogr.*, **15**, 1060--1075.
- De la Lanza Espino, G. ,1991. *Oceanografía de mares mexicanos*. Primera Edición, AGT Editor, S.A. México. 569 pp.
- Domínguez-Guadarrama, A., 2005. *Remolinos en el Canal de Yucatán* (Doctoral dissertation, MSc thesis, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, México, 36 pp.
- Du, M. y J.D. Kessler, 2012. Assessment of the spatial and temporal variability of bulk hydrocarbon respiration following the Deepwater Horizon oil spill. *Environmental science and technology*, **46**, 10499-10507.

- Dutkiewicz, S., M. J. Follows, J. G. Bragg. 2009. Modeling the coupling of ocean ecology and biogeochemistry. *Global biogeochemical Cycles*. **23**, doi: 10.1029/2008GB003405
- El-Sayed, S. Z., W.M. Sackett, y L.M. Jeffrey, 1972. Serial Atlas of the Marine Environment: Folio 22. Chemistry, Primary Productivity and Benthic Algae of the Gulf of Mexico. V. C. Bushnell Ed. American Geographical Society.
- Fratantoni, D.M. y P.L. Richardson, 1999. SOFAR float observations of an intermediate-depth eastern boundary current and mesoscale variability in the eastern tropical Atlantic Ocean. *J. of Phys. Ocean.*, **29**, 1265-1278.
- _____, 2001. North Atlantic surface circulation during the 1990's observed from satellite-tracked drifters. *J. Geophys. Res.* **106**, (C10), 22067-22093.
- Gallegos A., S. Czitrom, J. Zavala y A. Fernández, 1993. Scenario modelling of Climate change on the Ocean Circulation of the Intra-Americas Sea. In *Climatic change in the Intra-Americas Sea*, ed. by G.A. Maul, Edward Arnold Pub., London, 55-74.
- Gordon, A.L., 1967. Circulation of the Caribbean Sea. *J. Geophys. Res.*, **72**, 6207-6223.
- Gruber, N., H. Frenzel, S. C. Doney, P. Marchesiello, J. C. McWilliams, J. R. Moisan, J. J. Oram, G. K. Plattner y K. D. Stolzenbach, 2006. Eddy-resolving simulation of plankton ecosystem dynamics in the California Current System. *Deep Sea Res. I*. **53**, 1483-1516.
- Guerrero, L., J. Sheinbaum, y J. Candela, 2004. Tracking eddies in the Caribbean Sea using the AVISO altimetry analysis. In *Western Pacific Geophysics Meeting, Honolulu, Hawaii*. pag: 16-20.
- Gutknecht, E., I. Dadou, P. Marchesiello, G. Cambon, B. Le Vu, J. Sudre, V. Garçon, E. Machu, T. Rixen, A. Kock, A. Flohr, A. Paulmier y G. Lavik, 2013. Nitrogen transfers off Walvis Bay: a 3-D coupled physical/biogeochemical modeling approach in the Namibian upwelling system. *Biogeosciences*, **10**, 4117-4135.
- Gutknecht, E., I. Dadou, B. Le Vu, G. Cambon, J. Sudre, V. Garçon, ... & G. Lavik, 2013. Coupled physical/biogeochemical modeling including O₂-dependent processes in the Eastern Boundary Upwelling Systems: application in the Benguela. *Biogeosciences*, **10**(6), 3559-3591.
- Hernández-Guerra, A. y T.M. Joyce, 2000. Water masses and circulation in the surface layers of the Caribbean at 66 W. *Geophys. Res. letters*, **27**(21), 3497-3500.
- Hu, X., W. J. Cai, N. N. Rabalais y J. Xue, 2014. Coupled oxygen and dissolved inorganic carbon dynamics in coastal ocean and its use as a potential indicator for detecting water column oil degradation. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr2.2014.01.010>

- Joint Analysis Group (2010). Review of preliminary Data to Examine Oxygen Levels in the Vicinity of MC252#1, May 8 to August 9, 2010. Available at [http://www.noaa.gov/Sciencemissions/PDFs/JAG_Oxygen_Report%\(FINAL%20090410\).pdf](http://www.noaa.gov/Sciencemissions/PDFs/JAG_Oxygen_Report%(FINAL%20090410).pdf). Accessed January 21, 2012.
- Jouanno, J., J. Sheinbaum, B. Barnier, J. M. Molines, L. Debreu y F. Lemarié, 2008. The mesoscale variability in the Caribbean Sea. Part I: Simulations and characteristics with an embedded model. *Ocean Modelling*, **23**(3), 82-101.
- Marchesiello, P., J.C. McWilliams y A.Shchepetkin, 2001. Open boundary conditions for long-term integration of regional oceanic models. *Ocean modelling*, **3**(1), 1-20.
- Marshall, J. et al., 2002. North Atlantic climate variability: phenomena, impacts and mechanisms. *International Journal of Climatology*, **21**(15), pp.1863–1898.
- Merino, M., 1997. Upwelling on the Yucatan Shelf: hydrographic evidence. *Journal of Marine Systems*, **13**, 101-121.
- Monreal-Gómez, M. A., D. Salas-de-León, H. Velazco-Mendoza, 2004. The hydrodynamics of the Gulf of Mexico. *Environmental Analysis of the Gulf of Mexico*. Edit by Caso, M. *et al.*. SEMARNAT, INE, Instituto de Ecología A.C. Harte Research Institute for Gulf of Mexico Studies. Texas A & M University. Pag: 2-16.
- Montes, I., B. Dewitte, E. Gutknecht, A. Paulmier, I. Dadou, A. Oschlies, y V. Garçon, 2014. High-resolution modeling of the Eastern Tropical Pacific oxygen minimum zone: Sensitivity to the tropical oceanic circulation. *J. Geophys Res.*, **119**, 5515-5532.
- Morrison, J. M., and W. D. Nowlin Jr. 1977. Repeated nutrient, oxygen, and density sections through the Loop Current. *Journal of Marine Research* **35**:105-128.
- Murphy S.J., H.E. Hurlburt y J.J. O'Brien, 1999. The connectivity of eddy variability in the Caribbean Sea, the Gulf of Mexico and the Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, **98**, 1431-1453.
- Mooers, C. N. K., and G. A. Maul, (1998). Intra-Americas sea circulation, in *The Sea*, vol. 11, *The Global Coastal Ocean/Regional Studies and Synthesis*, edited by K. H. Brink and A. R. Robinson, pp. 140 – 157, John Wiley, Hoboken, N. J.
- Mueller-Karger, F. E., Walsh, J. J., Evans, R. H. And Meyers, M. B. (1991). On the seasonal phytoplankton concentration and surface temperature cycles of the Gulf of Mexico as determined by satellites. *J. Geophys. Res.*, **96**, 12645-12665.
- Nowlin, W. D., 1971. Water masses and general circulation of the Gulf of Mexico. *Oceanology*, **6**, 28-33.
- Oey, L. Y. (2004). Vorticity flux through the Yucatan Channel and Loop Current variability

- in the Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research C: Oceans*, **109**(10), 1–10.
<https://doi.org/10.1029/2004JC002400>
- Richardson, P. L., 2005. Caribbean Current and eddies as observed by surface drifters. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, **52**(3), 429-463.
- Secretaría de Marina. 1972. Informe de datos oceanográficos IV crucero VU/71-20. México, DF, México: Instituto Nacional de Pesca and Secretaría de Marina. 158 pp.
- Shchepetkin, A. F. y J.C. McWilliams, 1998. Quasi-monotone advection schemes based on explicit locally adaptive dissipation. *Monthly Weather Review*, **126**, 1541-1580.
- _____ y J. C. McWilliams, 2005. The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Modelling*, **9**, 347-404.
- _____ y J. C. McWilliams. 2009. Computational Kernel algorithms for fine-scale, multiprocess longtime oceanic simulations. *Handbook of Numerical Analysis*, 121-183.
- Simmons, H. L. y D. Nof, 2002. The squeezing of eddies through gaps. *J. of Phys. Ocean.* **32**, 314-335.
- Signoret, M., M.A. Monreal-Gómez, J. Aldeco y D.A. Salas de León, 2006. Hydrography, oxygen saturation, suspended particulate matter and chlorophyll-a fluorescence in an oceanic region under fresh water influence. *Estuarine Coastal and Shelf Science* **69**, 153-164.
- Tanahara, S. y M. Crepon, 2006. Caribbean Sea Circulation Comming from OGCM. Simulación y Modelado en Ingeniería y Ciencias. Vol 1 MF9-MF16 SVMNI Miguel Angel García & Hijo, México.
- Taylor, K. E., 2001. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **106**, 7183-7192.
- Veron, A.J., T. M. Church, I. Rivera-Duarte, y A.R. Flegal, 1999. Stable lead isotopic ratios trace thermohaline circulation in the subarctic North Atlantic. *Deep-Sea Research II*, **46**, 919-935.
- Vidal, M. V., F. V. Vidal y A.F. Hernández, 1990. Atlas oceanográfico del Golfo de México. Volumen II. *Instituto de Investigaciones Eléctricas*. 586 pp.
- _____, F.V. Vidal, A.F. Hernández, E. Meza y J. M. Pérez-Molero, 1994. Baroclinic flows, transports, and kinematics properties in a cyclonic-anticyclonic ring triad in the Gulf of Mexico. *J. Geophys. Res.*, **99**, 7571-7597.