



Universidad Nacional Autónoma de México

Facultad de Ciencias

Caracterización hidrográfica del Caribe Mexicano

T E S I S

Que para obtener el título de:

Licenciada en Ciencias de la Tierra

P r e s e n t a:

Valeria Jarumi Sosa Millán



Directora de Tesis

Dra. Cecilia Elizabeth Enríquez Ortiz.

Juriquilla, Querétaro, México; 2022



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Datos del Alumno

Valeria Jarumi Sosa Millán

Cel. 442 774 51 62

harumi.sosa@ciencias.unam.mx

Universidad Nacional Autónoma de México

Facultad de Ciencias

Unidad Multidisciplinaria de Docencia e Investigación

Licenciatura en Ciencias de la Tierra

417050373

Datos del Jurado

Presidente

Dr. Saúl Iván Hernández Hernández

UMDI-Juriquilla, Facultad de Ciencias, UNAM

Vocal

Dr. Rodolfo Rioja Nieto

UMDI-Sisal, Facultad de Ciencias, UNAM

Secretario

Dra. Cecilia Elizabeth Enríquez Ortiz

UMDI-Sisal, Facultad de Ciencias, ENES-Mérida, UNAM

Suplente

Dr. Ismael de Jesús Mariño Tapia

ENES-Mérida, UNAM

Suplente

Dr. José Carlos Pintado Patiño

ENES-Mérida, UNAM

Agradecimientos

A la Universidad Nacional Autónoma de México por las herramientas brindadas y toda la experiencia universitaria.

A la Facultad de Ciencias y en especial a la Unidad Multidisciplinaria de Docencia e Investigación, por abrirme sus puertas de forma atípica y brindarme una educación de gran calidad profesional y humana.

Al Centro Mexicano de Innovación en Energía Océano (CEMIE-Océano) y la línea investigación CLE1, por la oportunidad de integrarme al proyecto, proporcionarme los datos y otorgarme la beca que hicieron posible este trabajo.

A la Escuela Nacional de Estudios Superiores Mérida por el sinfín de aventuras y los conocimientos que adquirí durante mi semestre de intercambio.

Al Dr. Juan B. Morales Malacara por creer en mí y permitirme ingresar a la UMDI, sin él mi vida hoy sería muy diferente.

A la Dra. Cecilia Enríquez Ortiz, mi tutora y asesora de tesis, por la paciencia, herramientas, y enseñanzas, pero sobre todo por la calidez y tranquilidad que me transmitió durante todo el proceso de generación de tesis.

A Xaní y Mariana, compañeras del grupo de estudiantes de asesorados de Ceci, por recibirme con los brazos abiertos y hacer de Mérida un lugar más cálido para mí.

A los amigos que hice en la UMDI y que hasta hoy me acompañan, por su cariño, compañerismo, noches de desvelo y más.

A mi familia por acompañarme y apoyarme en tantos momentos. Especialmente a Fernanda, mi hermanita, a quien de corazón le dedico este éxito, con la ilusión de mostrarle que con determinación logrará sus sueños y hacerle saber que yo estaré ahí siempre para apoyarla.

A Mariana, por quererme, cuidarme y apoyarme en esta aventura, una de las muchas que nos esperan juntas.

Resumen

La Corriente de Yucatán forma parte del sistema de corrientes de frontera oeste del giro subtropical del Atlántico Norte y es particularmente intensa (> 1 m/s). Se encuentra en el Caribe Mexicano, en el noroeste del Mar Caribe, y se conecta con el Golfo de México a través del Canal de Yucatán. La isla de Cozumel se ubica en la región centro-norte del Caribe Mexicano, donde la corriente de Yucatán se intensifica, lo que la hace muy atractiva por el potencial para la producción de energía limpia. El Caribe Mexicano tiene además una gran importancia biológica, por su extensa biodiversidad, ya que alberga al Sistema Arrecifal Mesoamericano, que por su extensión constituye uno de los sistemas arrecifales más importantes del mundo. Su importancia climática también es notable, por su papel en la distribución de flujos de agua y calor; y tiene una gran importancia socioambiental, por la cantidad de bienes y servicios que ofrece a la población. El presente trabajo caracteriza la hidrografía (temperatura, salinidad, densidad, clorofila) aledaña a la isla de Cozumel utilizando datos del crucero oceanográfico CEMIE-1, realizado del 26 de abril al 5 de mayo de 2019. Dicho crucero se realizó como parte del proyecto “Centro Mexicano de Innovación de Energía del Océano” (CEMIE-Océano), el cual busca desarrollar e implementar tecnología para la generación de energía limpia a partir del océano, lo que implica también caracterizar las condiciones medioambientales de la región. Durante la campaña se realizaron mediciones *in situ*, con un perfilador *Conductivity, Temperature and Depth* (por sus siglas en inglés CTD), de la temperatura, salinidad, densidad, oxígeno disuelto y clorofila, hasta aproximadamente 1000 m de profundidad. Los datos fueron procesados para generar perfiles, mapas y transectos verticales que describen los campos de distribución vertical y horizontal de las variables hidrográficas en la columna de agua. A partir de los resultados obtenidos y de una profunda revisión literaria se encontró que la distribución vertical y horizontal de las variables hidrográficas medidas está fuertemente influenciada por los fenómenos asociados a las corrientes de frontera oeste y su interacción con el escarpado y angosto talud de la plataforma continental de Quintana Roo. Entre esos fenómenos se encuentra el levantamiento dinámico de las masas de agua generado por fricción de la Corriente de Yucatán con el fondo marino. Este fenómeno se manifiesta como un desplazamiento vertical del máximo de salinidad, observado hacia el oeste en la parte superior de la columna de agua, pronunciándose en el canal de Cozumel y hacia el norte. Gracias a este levantamiento es posible encontrar agua con características de capas intermedias tales como baja temperatura, mayor salinidad, menor concentración de oxígeno y mayor concentración de nutrientes distribuida en la capa superficial cerca del talud

continental y cerca de la subsuperficie. Como era de esperarse, se confirmó la presencia de masas de agua con origen al norte y sur del Atlántico con poca alteración.

Palabras clave: Caribe Mexicano, corriente de Yucatán, corriente de frontera oeste, hidrografía, masas de agua, surgencia.

Índice

Agradecimientos.....	4
Resumen	5
1. Introducción	12
1.1 Antecedentes	15
1.1.1 Circulación	15
1.1.2 Masas de agua.....	17
1.1.3 Hidrografía del Caribe Mexicano	19
1.2 Objetivos.....	21
1.2.1 Objetivo General:.....	21
1.2.2 Objetivos Particulares:.....	21
2. Marco Teórico	22
2.1 Corrientes de frontera oeste.....	22
2.2 Surgencias por fricción	25
2.3 Surgencias en la frontera oeste.....	27
2.4 Masas de agua.....	28
3. Zona de estudio	30
3.1 Descripción geológica.....	31
3.2 Descripción climatológica.....	33
3.2.1 Temperatura, humedad, precipitación.	33
3.2.2 Viento.....	34
3.3 Descripción oceanográfica.....	35
3.3.1 Corrientes.....	35
3.3.2 Oleaje	36
3.3.3 Mareas.....	37
3.3.4 Masas de Agua	38
3.3.5 Surgencias	38
4. Metodología.....	40
4.1 Obtención de datos <i>in situ</i>	40
4.1.1 Datos hidrográficos.....	41
4.1.2 Toma de muestras de agua	42
4.2 Procesamiento	43
4.2.1 Determinación de clorofila.....	43
4.2.2 Procesamiento de los datos de CTD en software Sea-Bird.....	44
4.2.3 Procesamiento de datos de CTD en software Matlab.....	45

4.2.4	Calibración de datos medidos con sensor de fluorescencia	45
4.2.5	Generación de gráficos, mapas y transectos verticales.....	46
4.2.6	Determinación de la profundidad de la capa de mezcla	47
5.	Resultados.....	48
5.1	Estructura térmica	49
5.1.1	Estructura vertical de la temperatura.....	49
5.1.2	Estructura horizontal de la temperatura.....	55
5.1.3	Relación de la temperatura con otras variables	56
5.2	Estructura salina.....	59
5.2.1	Estructura vertical de la salinidad	60
5.2.2	Estructura horizontal de la salinidad.....	63
5.2.3	Relación de la salinidad con otras variables	65
5.3	Estructura de la densidad	69
5.3.1	Estructura vertical de la densidad.....	69
5.3.2	Estructura horizontal de la densidad.....	72
5.3.3	Relación de la densidad con otras variables.....	73
5.4	Estructura del oxígeno disuelto	75
5.4.1	Estructura vertical del oxígeno disuelto	75
5.4.2	Estructura horizontal del oxígeno disuelto	79
5.5	Estructura de la clorofila.....	80
5.5.1	Estructura vertical de la clorofila.....	80
5.5.2	Estructura horizontal de la clorofila.....	83
5.5.3	Relación de la clorofila con otras variables.....	85
5.6	Diagrama T-S.....	87
6.	Discusiones.....	89
6.1	Características hidrográficas.....	89
7.	Conclusiones	96
8.	Bibliografía.....	98
9.	Anexo I	112

Lista de Figuras:

- Figura 1: Mapa del Giro oceánico subtropical del Atlántico norte que muestra las corrientes de frontera este y oeste. Fuente: Tracking the long distance dispersal of marine organisms: sensitivity to ocean model resolution (Putman, 2013). 23
- Figura 2: Mapa de la Zona de estudio que muestra la localización del Canal de Cozumel y enmarca la zona de estudio..... 31
- Figura 3: Mapa del mar Caribe que muestra las islas y subcuencas que lo conforman. Las flechas rojas indican las principales regiones de ingreso de flujo de agua..... 32
- Figura 4: Mapa de distribución geográfica de las estaciones (puntos) y transectos (líneas) de muestreo realizados durante el crucero CEMIE-1 alrededor de la isla de Cozumel, al Este de la península de Yucatán. En color amarillo muestra las estaciones donde se colectó agua para análisis de clorofila..... 40
- Figura 5: Roseta con CTD y botellas Niskin en Cubierta del Buque Oceanográfico Justo Sierra. Foto tomada de la web..... 42
- Figura 6: Gráfica de la regresión lineal de los valores de Clorofila medidos por el sensor CTD en el eje x vs los calculados en laboratorio en el eje y..... 46
- Figura 7 : Mapa de la región norte de la isla Cozumel indicando la zona de estudio de la campaña oceanográfica CEMIE-I. Se muestran las estaciones de medición de CTD y la localización de los transectos verticales elaborados. 48
- Figura 8: Profundidad de la capa de mezcla (m) calculado por el método de Karla Birol et al. (2002) a partir de los datos medidos in situ..... 51
- Figura 9 : Perfiles verticales de temperatura de todas las estaciones medidas, divididos con colores por región: naranjas al este, azules al oeste, verde al norte de la isla Cozumel... 52
- Figura 10: Transectos verticales de temperatura de la sección norte (a) y sur (b) en las localidades que se muestran en la Figura 7. 54
- Figura 11: Mapa que muestra la distribución térmica horizontal a 10 m..... 55
- Figura 12: Mapa que muestra la distribución térmica horizontal a 100 m de profundidad. 56
- Figura 13: Diagrama comparativo de temperatura vs. densidad dividido en capas superficial, termoclina y abisal por colores..... 57
- Figura 14: Diagrama comparativo de la temperatura vs. oxígeno disuelto, dividido en capas por colores..... 58
- Figura 15: Diagrama comparativo de Temperatura vs. clorofila, dividido en capas por colores..... 59
- Figura 16: Perfiles verticales de salinidad, divididos en regiones por colores. 61

Figura 17: Transecto norte (a) y sur (b) que muestra los patrones de distribución vertical de la salinidad de las localidades de la Figura 7, mostrando al oeste la península de Yucatán y al este el Caribe central.	63
Figura 18: Mapa de distribución horizontal de salinidad a 5 metros de profundidad en las localidades de la zona de estudio.	64
Figura 19: Mapa de distribución horizontal de salinidad a 150 m de profundidad que presenta la ubicación de los sitios de muestreo.....	65
Figura 20: Diagrama comparativo de Salinidad vs. densidad. Los colores indican la separación de los perfiles realizados al este y oeste de Cozumel.....	66
Figura 21: Diagrama comparativo de Salinidad vs Oxígeno que muestra en diferentes colores las capas de la columna de agua.....	67
Figura 22: Diagrama comparativo de salinidad y clorofila que muestra las capas de agua asociadas a un color.....	68
Figura 23: Perfil vertical de la Densidad en las localidades de la Figura 6. Los colores indican la separación de los perfiles realizados al este y oeste de Cozumel.....	70
Figura 24: Transectos verticales norte (a) y sur (b) de la densidad (kg/m ³).....	71
Figura 25: Mapa de distribución horizontal de la densidad alrededor de Cozumel a cinco m de profundidad	72
Figura 26: Mapa de distribución vertical de la densidad alrededor de Cozumel a los 10 m de profundidad.....	73
Figura 27: Diagrama comparativo de densidad vs. Oxígeno. Los colores indican la separación de los perfiles realizados al este y oeste de Cozumel.....	74
Figura 28 Perfiles de oxígeno disuelto alrededor de Cozumel. Los colores indican la separación de los perfiles realizados al este y oeste de Cozumel.	77
Figura 29: Transectos verticales de la región norte (a) y sur (b) de Cozumel que muestran la distribución del oxígeno.	78
Figura 30: Mapa de distribución horizontal del oxígeno disuelto alrededor de Cozumel a los 5 m de profundidad.....	79
Figura 31: Mapa de distribución horizontal del oxígeno disuelto alrededor de Cozumel a 30 m de profundidad.	80
Figura 32: Perfiles verticales de clorofila de todas las estaciones medidas, divididos con colores por región.....	82
Figura 33: Transectos verticales de clorofila de la sección norte (a) y sur (b) en las localidades que se muestran en la Figura 6.	83

Figura 34: Mapa de distribución horizontal de clorofila alrededor de Cozumel a 10 m de profundidad.....	84
Figura 35: Mapa de distribución horizontal de clorofila alrededor de Cozumel a 100 m. ..	85
Figura 36: Diagrama comparativo de clorofila vs. oxígeno. Los colores indican la separación de los perfiles realizados al este y oeste de Cozumel.....	86
Figura 37: Diagrama T-S del mar alrededor de Cozumel, en el que están delimitadas con recuadros las masas de agua identificadas de acuerdo con Gallegos (1996). Los colores indican la región de origen de los datos, en azul los ubicados al oeste y en naranja los del este.....	88
Figura 38: Mapa del Caribe Occidental que muestra con flechas la dirección general de las corrientes Caimán y de Yucatán; la ubicación de la región de Cabo Catoche con una estrella amarilla; y del canal de Cozumel, la región este de la isla y la cuenca de Caimán con rombos en color azul, naranja y rojo respectivamente (Carrillo et al., 2016).....	91

1. Introducción

Las características y propiedades de los mares y océanos del mundo están directamente relacionadas con los sistemas de circulación que fluyen en ellos al transportar masas de agua que llevan sedimentos, nutrientes y organismos con patrones de distribución particulares que modulan la hidrografía a diferentes escalas.

A nivel global, estas características son controladas por un sistema de circulación que consiste en un único bucle interconectado conocido como Circulación Meridional de Retorno (MOC por sus siglas en inglés). El cual, además es el principal encargado de redistribuir la energía térmica que recibe el planeta por la radiación solar, transportándola desde el Ecuador y los trópicos hacia los polos (Brown et al., 2004) moderando el clima terrestre (Webb, 2017).

La Circulación Meridional de Retorno del Atlántico (AMOC), es la rama de la MOC que regula el transporte de agua en el Océano Atlántico (W. Johns et al., 2002). Está conformada por un conjunto de corrientes de frontera este y oeste, que tienen componentes superficiales y profundas y por giros oceánicos que desplazan agua superficial y cálida hacia el norte del Atlántico al mismo tiempo que transporta agua fría y profunda hacia el sur (Klinger & Haine, 2019).

El Mar Caribe forma parte de la AMOC, específicamente del sistema de corrientes de frontera oeste de la región norte del océano Atlántico (Portela et al., 2018). A través de él circula la corriente del Caribe, una intensa corriente paralela a la línea de costa de Centro y Sudamérica que transporta masas de agua que alimentan a las corrientes de Lazo, Florida y del Golfo (Athié et al., 2011).

La corriente del Caribe es renombrada como corriente de Yucatán a lo largo de las costas mexicanas (Pérez et al., 1999). La circulación de esta corriente es de gran importancia, ya que atraviesa al Sistema Arrecifal Mesoamericano, el segundo arrecife de coral más grande del mundo. Para después salir a través del canal de Yucatán hacia el Golfo de México (Badan et al., 2005).

Las características oceanográficas del Caribe Mexicano se han estudiado a detalle en los últimos 40 años debido al reciente desarrollo de capacidades para realizar mediciones directas (Athié et al., 2011). Proyectos como Atlantis (1973), WOCE (1990-1998), Canek (1996-2022), entre otros, han permitido vislumbrar la circulación, estructura hidrográfica y fenómenos oceanográficos presentes en la región.

Conocer la oceanografía del Caribe Mexicano es de interés socioambiental a nivel local, regional y global. Local y regionalmente, la oceanografía influencia la producción biológica y pesquera, además de las condiciones meteorológicas asociadas que impactan el territorio mexicano (Carranza Fraser, 2018). La posición geográfica del Caribe Mexicano también le concede importancia regional, pues tiene una gran conectividad con otras cuencas marinas (Golfo de México, Atlántico Norte y Sur) que resulta en un fuerte intercambio de masas de agua, sedimentos, biota y nutrientes.

Globalmente el valor de la caracterización oceanográfica del Caribe Mexicano radica en su contribución en la predicción y análisis de posibles escenarios climáticos, pues influye directamente en los flujos de agua que arriban a la corriente del Golfo, una de las corrientes más intensas y trascendentes en la regulación del clima terrestre, debido a su papel en la distribución del calor; el cual se está viendo afectado por los efectos del calentamiento global (Lozier et al., 2016).

El incremento atípico de la temperatura del planeta (calentamiento global), es el resultado del incremento de la concentración de gases de efecto invernadero en la atmósfera debido a la intensificación del uso de combustibles fósiles desde el siglo XX durante la revolución industrial (Chapman, 2017). Sus efectos ya son visibles en procesos oceánicos tales como la disminución de la salinidad del Atlántico Norte y la ralentización de la corriente del Golfo a consecuencia del vertido de agua dulce proveniente del derretimiento de la capa de hielo de Groenlandia (fenómeno de gota fría) (Velazquez-Manoff & White, 2021).

Debido a la interconexión de la circulación oceánica, mientras en algunas áreas las corrientes marinas se suavizan o alentan, en otras se intensifican, por ejemplo la corriente de Yucatán en el Caribe Mexicano (Varela et al., 2018). Por ello es de particular importancia monitorear y vigilar los patrones de comportamiento de la corriente (de Yucatán) y sus posibles alteraciones, entre otras razones, por su potencial para producir energía limpia, mediante el uso de tecnologías que aprovechan corrientes, oleaje, gradientes térmicos y diferencias de salinidad, para disminuir el consumo de combustibles fósiles y sus efectos en el calentamiento global y el cambio climático (Silva Casarín, 2017).

El presente trabajo aporta información oceanográfica del Caribe Mexicano, específicamente en la región marina que rodea a la isla de Cozumel, mediante la descripción de su estructura hidrográfica a partir del análisis de datos de CTD y muestras de agua colectadas *in situ*. La información se obtuvo y forma parte de la generación de inventarios de características ambientales en los mares y zonas costeras de México, dentro

del marco del proyecto nacional “Centro Mexicano de Innovación en Energía del Océano (CEMIE-Océano)”, el cual tiene como objetivo principal la investigación y desarrollo de tecnologías que permitan aprovechar los recursos marinos del país para la generación de energía sustentable (EPOMEX & Campeche, 2018; Silva Casarín, 2017).

En adelante se presenta el trabajo realizado en esta tesis, organizado en las siguientes secciones:

1. Introducción (esta sección), presenta de manera breve el contexto dentro del que se desarrolla el trabajo, da información de los estudios de la circulación, masas de agua, e hidrografía que han sido realizados en el Caribe Mexicano y plantea los objetivos del estudio.
2. Marco Teórico, presenta información sobre los procesos oceanográficos que son relevantes en la región de estudio y necesarios para interpretar los resultados: las corrientes de frontera oeste, las surgencias por fricción, las surgencias de frontera oeste y las masas de agua.
3. Zona de estudio, ubica geográficamente la región del Mar Caribe en la que se realiza el estudio. Se describe la oceanografía, características batimétricas y clima que afectan a la región.
4. Metodología, describe los procedimientos realizados durante la campaña oceanográfica para la obtención de datos y muestras en la columna de agua; así como el tratamiento en laboratorio y computacional de los datos colectados.
5. Resultados, presenta la descripción de la distribución de los campos de temperatura, salinidad, densidad, oxígeno disuelto y clorofila. También identifica las características de las masas de agua presentes durante el estudio.
6. Discusiones, compara los resultados obtenidos con los reportados en estudios previos y relaciona las características encontradas con fenómenos locales.
7. Conclusiones, resume las características más relevantes de la estructura hidrográfica de la región de estudio durante el período de mediciones.

1.1 Antecedentes

En esta sección se reúne la información histórica de la circulación, masas de agua e hidrografía del Caribe haciendo énfasis en el Caribe Mexicano.

1.1.1 Circulación

La circulación del Mar Caribe y sus pasajes adyacentes ha sido investigada ocasionalmente y *a grosso modo* desde hace aproximadamente 100 años (Roemmich, 1981). Los estudios realizados en los últimos 30 años son más detallados y especializados gracias al uso de datos reales de gran precisión y el respaldo de datos de modelos numéricos que caracterizan los patrones de circulación de la región.

La circulación del Mar Caribe está dominada por la Corriente del Caribe, una corriente de frontera oeste que es parte del Giro subtropical del Atlántico Norte (Arnaiz-rodríguez et al., 2016; Cetina et al., 2006; Schmitz & Mccartney, 1993; Schmitz & Richardson, 1991; Sheinbaum et al., 2002) y forma parte de la Circulación Meridional de Retorno del Atlántico (AMOC) (Portela et al., 2018).

La corriente del Caribe ha sido descrita como la continuación de la corriente del Norte de Brasil, ya que agua de esta última avanza hacia la corriente de Guayana y se incorpora al Caribe (Gordon, 1967). Sin embargo, el flujo de la corriente del Caribe contiene agua proveniente del norte y sur del Océano Atlántico (Hernandez-Guerra & Joyce, 2000).

Desde el norte, el flujo de agua es principalmente la componente de la corriente del Golfo que retorna en dirección sur formando la corriente de las Canarias (*Figura 1*) que se incorpora a la Corriente Ecuatorial del Norte, para después ingresar al Caribe. Desde el sur, el flujo que ingresa al Caribe se forma cuando la corriente Sud-ecuatorial se fusiona con la corriente Norte de Brasil y se bifurca en dos brazos, uno de los cuales vira hacia el Atlántico norte y se une con la corriente Ecuatorial del Norte y la de Guayana (Rioja-Nieto et al., 2019; Smith et al., 1998).

La corriente del Caribe avanza con dirección predominante hacia el oeste a lo largo del margen continental de América del Sur, sobre las subcuencas marinas de Venezuela y Colombia (Candela & Beardsley, 1992; Donguy & Dessier, 1994; Murphy et al., 1999) hasta

llegar a la dorsal de Jamaica. Después, sobre la cuenca de Caimán el flujo vira hacia el noreste y la corriente recibe el nombre de corriente de Caimán. Finalmente cruza el Caribe Mexicano y se dirige hacia el Canal de Yucatán como la corriente de Yucatán.

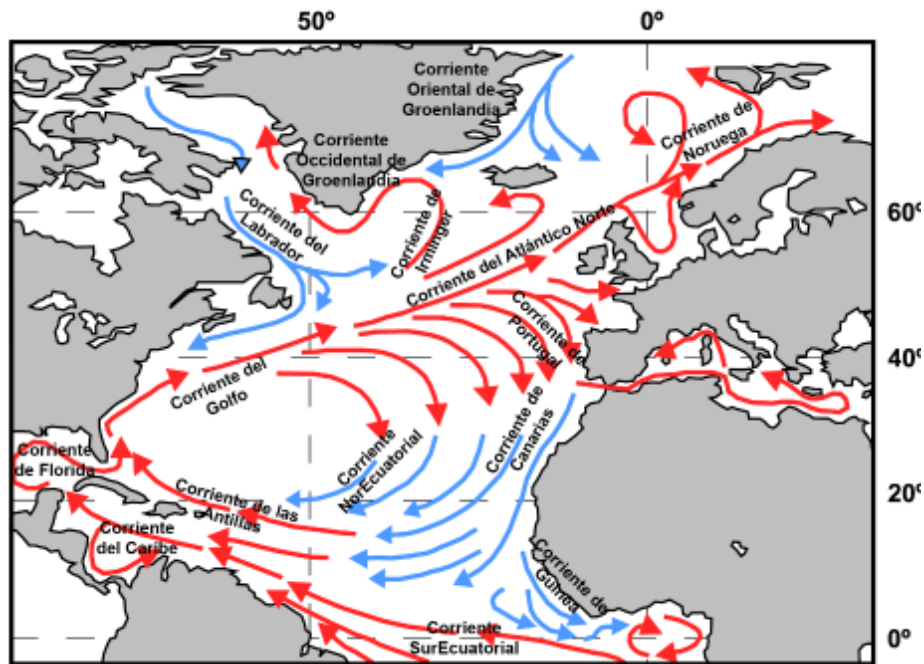


Figura 1: Principales corrientes superficiales del Atlántico Norte. En rojo se representan las corrientes cálidas y en azul las frías. Imagen modificada (Bartholomew, 1963).

El transporte promedio de la corriente del Caribe se ha estudiado a partir de comparaciones con el transporte de la corriente de Florida (W. Johns et al., 2002; Lee et al., 1995), pues la mayor parte del flujo que la alimenta se origina en el Atlántico y cruza el Canal de Yucatán, haciendo los flujos equiparables. Mediciones del flujo de entrada y salida a la cuenca del Caribe por los nueve pasajes de las Antillas y por el canal de Yucatán respectivamente (W. Johns et al., 2002) permitieron concluir un flujo neto de entrada de 28-31 Sv (Gordon, 1967; Model, 1950; Richardson, Schmitz and Niiler 1969), el cual se encuentra dividido en tercios aproximadamente iguales que cruzan por los pasajes entre las islas de Barlovento al sur de Martinica (~10 Sv), los pasajes de las islas de Sotavento entre Martinica y las islas Vírgenes (~8 Sv) y los pasajes de las Antillas Mayores entre Puerto Rico y Cuba (~10 Sv) (W. Johns et al., 2002).

Los eddies de mesoescala controlan gran parte de la variabilidad espacial y temporal del flujo del Mar Caribe (Kinder, 1985) mediante las “ondas de Eddy” (W. E. Johns et al., 1990), las cuales son generadas por el rompimiento de los eddies liberados en la retroflexión de la corriente del Norte de Brasil y que inciden por los pasajes de las Antillas

Menores (E. Johns et al., 1995). Los eddies que logran ingresar a la cuenca del Caribe llegan a tener tamaños de entre 100 y 500 Km y viajan a lo largo del eje de la corriente del Caribe (Fu & Holt, 1983). También han sido reportados remolinos anticiclónicos de ~200 km de diámetro viajando hacia el oeste en la parte norte del Caribe (Nyusten & Andrade, 1993), y remolinos ciclónicos en la parte sur.

La presencia de eddies al suroeste del Caribe, inicialmente se reportó a partir de modelos matemáticos (Gordon, 1967; Kinder, 1985). Sin embargo, fueron observados hasta el año 2000 por Andrade y Barton. Los eddies de esta región no son advectados desde la región este del Mar Caribe, sino que son generados y liberados en el Giro de Panamá-Colombia, una región de circulación ciclónica semipermanente también descubierta gracias a modelaciones numéricas (Nyusten & Andrade, 1993; Semtner, 1992; Wallcraft et al., 1992).

La circulación del Caribe también es influida por las surgencias costeras. Estas afectan principalmente las regiones sur y oeste de la cuenca (Andrade & Barton, 2000a; Castellanos & Varela, 2002; Muller-Karger & Castro, 1994; Muller-karger et al., 2004; Richards, 1960; Ruiz-Ochoa et al., 2012) y son originadas por diferentes procesos de mesoescala. Algunos ejemplos de surgencias son: la surgencia de Guajira y Margarita, localizadas cerca de la costa de Colombia y Venezuela respectivamente (Andrade & Barton, 2005), y la surgencia de Yucatán (Merino, 1997; Athié et al., 2011; Belousov et al., 1966; Bessonov et al., 1971; Bulanienkov & García-Díaz, 1975; Cochrane, 1966, 1968; Furnas & Smayda, 1987) localizada en Cabo Catoche, sobre el Banco de Campeche (A. O. Reyes-mendoza et al., 2017), la cual se describirá detalladamente en capítulos posteriores.

1.1.2 Masas de agua

La columna de agua del Mar Caribe puede ser diferenciada en una serie de capas con características particulares fáciles de reconocer (Morrison & Nowlin, 1982). Diversos autores (Gallegos, 1996; Gallegos & Czitrom, 1997; Kinard et al., 1974; Metcalf, 1976; Wüst, 1964) han identificado la presencia de cinco masas de agua principales (tabla de traducción en Anexo I): Caribbean Surface Water (CSW); North Atlantic Subtropical Underwater (SUW); Tropical Atlantic Central Water (TACW); Antarctic Intermediate Water (AAIW); y North Atlantic Deep Water (NADW).

Como se explica en el apartado 1.1.1, el origen de estas masas de agua es el Océano Atlántico y es ahí donde adquieren la mayoría de sus propiedades fisicoquímicas. Sin embargo en el Caribe se modifican por aportes de ríos, lluvias, surgencias, entre otros (Beier et al., 2017).

La capa superior de la columna de agua del Mar Caribe es controlada por la cálida y bien mezclada Caribbean Surface Water (Hernandez-Guerra & Joyce, 2000; Wüst, 1964). Esta capa se extiende de los 0 a los 100 m siendo más profunda en invierno, tiene temperaturas ≥ 25 °C, salinidad de entre 34.5 - 36.6 g/kg y densidades menores a 24.52 kg/m³ (Gallegos, 1996). Su formación es un proceso complejo que modula las propiedades físicas y biogeoquímicas de la Tropical Atlantic Central Surface Water (Corredor & Morell, 2001). Los factores principales involucrados en este proceso son la dilución del agua del Atlántico por descargas de agua dulce del río Amazonas y Orinoco (Kelly et al., 2000; Morrison & Smith, 1990; Muller-karger et al., 2004), los sistemas de precipitación, escorrentías locales, y las surgencias (Hernandez-Guerra & Joyce, 2000; Wüst, 1964).

La masa de agua North Atlantic Subtropical Underwater (SUW), también conocida como Subtropical Intermediate Water (M. Merino, 1997), North Atlantic Subtropical Subsuperficial Water (Aguirre Gómez & Salmerón García, 2015; Gunn, 1982) o Caribbean Subtropical Underwater (Enriquez et al., 2013). Es caracterizada por un máximo de salinidad con valores >36.6 g/kg ubicado alrededor de los 150 m (Morrison & Nowlin, 1982). Se extiende desde los 50 hasta los 250 m de profundidad, tiene temperaturas en un rango de 19 - 26°C y densidades de entre 24.24 – 26.25 kg/m³ (Salmerón & Aguirre, 2003; Wüst, 1964). Su región de origen se localiza bajo el Centro de Alta Presión del Atlántico Norte Azores, una región donde la evaporación excede a precipitación (Gallegos, 1996; Kinard et al., 1974; Metcalf, 1976).

Debajo de la SUW se encuentra la Tropical Atlantic Central Water (TACW), una masa de agua identificada por tener un mínimo de oxígeno disuelto con valores < 3 ml/l (Denne & Gupta, 1991). La TACW se localiza entre los 300 y 600 m de profundidad, tiene valores de temperatura relativamente fríos en un rango de 7.9 a 20 °C, salinidad entre 34.9 - 36.6 g/kg y densidades de entre 25.25 - 27.2 kg/m³ (Gallegos, 1996). Autores como Metcalf (1976) describen que la TACW recibe aportes del salino Atlántico norte y del menos salino Atlántico sur, específicamente del Domo de Angola (Portela et al., 2018).

En 1964 Wüst identificó dentro del Caribe la presencia de la Antarctic Intermediate Water (AAIW), la masa de agua intermedia más distribuida en el océano; basado en su baja salinidad con valores dentro del rango de 33.8 a 34.9 g/kg. Como rasgo característico, la

AAIW tiene una alta concentración de oxígeno disuelto (Stramma & England, 1999). Tiene temperaturas bajas entre 2 - 7.9 °C, densidades entre 27.2 - 27.47 kg/m³ y se encuentra a profundidades de 600 a 900 m (Gallegos, 1996). Es la masa de agua principal a profundidades intermedias en el Océano Atlántico Sur. Se forma en la capa superficial (200 m) al norte de la corriente Circumpolar del Antártico y al este del Pasaje de Drake (Álvarez et al., 2014; McCartney, 1982), donde una vez formada se subduce y dispersa hacia el norte a lo largo de América del Sur (Piola & Gordon, 1989)

Finalmente, en la parte más profunda de la cuenca del mar Caribe se encuentra la North Atlantic Deep Water (NADW), compuesta por agua fría y salada, con altos niveles de oxígeno disuelto (>4.3 ml/L) (Gallegos, 1996; Gallegos & Czitrom, 1997; Morrison & Nowlin, 1982). Se extiende desde los 900 m hasta el fondo y es la de mayor densidad en el Mar Caribe, con valores >27.47 kg/m³. Tiene temperaturas entre 1.5 - 6 °C y salinidad entre 34.9 – 35 g/kg. La NADW se origina en los Mares Nórdicos y el Mar de Labrador por la intensa interacción atmósfera-oceano-glaciares en el invierno en el Atlántico Subpolar oeste (Stramma et al., 2004).

1.1.3 Hidrografía del Caribe Mexicano

Las características hidrográficas del Caribe Mexicano son poco conocidas, en su mayoría son el resultado de estudios realizados en el Canal de Yucatán o el Caribe en general y de escasos estudios locales, como el realizado por Laura Carrillo (2016) en la parte oeste de la cuenca del Caribe (Carrillo et al., 2016; W. Johns et al., 2002). La limitada investigación de la región es consecuencia del reclamo de propiedad que realizó México después de la Conferencia Internacional de la Ley del Mar en 1973, tras evidenciar que forma parte de su Zona Económica Exclusiva e indicar que el país se responsabilizaría de su cuidado e investigación (M. Merino, 1997).

El Caribe Mexicano suele considerarse como la frontera entre el Caribe y el Golfo de México, por ello podría esperarse que presentara características propias de ambos mares. Sin embargo sus características son determinadas por la corriente de Yucatán (Cetina et al., 2006), la cual tiene una dirección predominante hacia el noroeste, velocidad media de 1.5 m/s y magnitudes que alcanzan valores de 3 m/s (Cetina et al., 2006).

Se ha observado que la batimetría y fisiografía de la región (e.g. isla de Cozumel) juegan un rol importante en el desarrollo de la Corriente de Yucatán, ya que al entrar en el

Canal de Cozumel experimenta una intensificación (Athie, G., 2004; citado por Cetina et al., 2006). La variabilidad de la corriente se orienta a lo largo de la costa, y está originada por la presencia de eddies, además del control topográfico (Andrade & Barton, 2000b; Carton & Chao, 1999; Molinari et al., 1981; Murphy et al., 1999; Oey et al., 2003; Richardson, 2005).

Eventos de surgencia en el Norte del Caribe Mexicano (Cabo Catoche) han sido reportados desde hace casi 50 años por investigadores de los Estados Unidos de Norteamérica (Cochrane 1966, 1968, 1969, Ruiz 19779) y expediciones Cubano-Soviéticas (Belousov et al., 1966; Bessonov et al., 1971; Bogdanov et al., 1968; Bulanienkov & García-Díaz, 1975). Sin embargo la mayoría de estos documentos no están disponibles en la literatura científica (M. Merino, 1997).

Parte de los esfuerzos realizados para entender esta surgencia se han enfocado en elucidar los mecanismos que la originan, pues se ha observado que el mecanismo de divergencia impulsado por viento puede no ser relevante al tratarse de una región de frontera oeste (M. Merino, 1997). En los años 70 se propuso (Cochrane, 1968, 1969) que la surgencia es causada principalmente por la fricción generada entre la Corriente de Yucatán y el fondo de la pendiente continental de la plataforma de Yucatán, generando un flujo de agua pendiente arriba ocasionado por la capa de Ekman de fondo.

Otro mecanismo de generación de surgencias fue propuesto por García en 1990. Este indicaba que la surgencia es causada por la unión de la Corriente de Yucatán y una contracorriente subsuperficial con dirección suroeste (Bulanienkov & García-Díaz, 1975). Sin embargo, la descripción completa del origen y desarrollo de la surgencia sigue siendo un tema de estudio con diversos aspectos que no han sido resueltos por completo (al presente, 2022).

Finalmente, otra particularidad del Caribe Mexicano son los aportes de agua dulce continental de origen subterráneo que recibe de la región kárstica de la Península de Yucatán que carece de escorrentías superficiales (Martin Merino & Otero, 1991). Debido a la regularidad de este aporte, la descarga de agua subterránea induce variaciones de salinidad en la región e incluso en las aisladas lagunas costeras (M. Merino et al., 1990).

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo General:

Caracterizar la hidrografía de la región del Caribe Mexicano que rodea a la isla San Miguel de Cozumel, mediante el análisis de los datos de temperatura, salinidad, densidad, clorofila y oxígeno disuelto que fueron colectados in situ del 26 de abril al 5 de mayo de 2019, como parte de la generación de un inventario nacional de recursos oceánicos dentro del proyecto CEMIE-Océano.

1.2.2 Objetivos Particulares:

- Describir los patrones de distribución vertical y horizontal de los campos de las variables hidrográficas medidas *in situ*.
- Describir las diferencias en los patrones de distribución de las variables hidrográficas de las regiones marinas al este y oeste de Cozumel.
- Identificar las masas de agua y las características locales que se presentan durante el estudio.

2. Marco Teórico

Se presenta información relevante sobre los principales procesos oceanográficos con influencia en la zona de estudio. Se compone de 4 secciones: (1) Corrientes de frontera oeste; (2) Surgencias por fricción; (3) Levantamientos por frontera oeste; (4) Masas de agua.

2.1 Corrientes de frontera oeste

La principal energía que recibe la capa superficial del océano además de la radiación solar, es aquella transferida de la atmósfera como resultado de la fricción de masas de aire moviéndose sobre él en forma de viento. La dirección e intensidad de los vientos varía geográficamente, dando origen a patrones de viento a los que se acopla el océano cuando las masas de aire arrastran agua de la capa superficial del océano, generando fenómenos de gran escala como las corrientes oceánicas superficiales (Boucher et al., 1991; Webb, 2017).

Las corrientes superficiales afectan los primeros 100 – 200 m de la columna de agua, lo que es equivalente a un 10% del total del agua oceánica (Webb, 2017). Generalmente su movimiento tiene la misma dirección que el viento que las ha creado, pero se ve influenciado por la presencia de masas continentales y el efecto Coriolis, resultando en el siguiente patrón de circulación general: Entre el ecuador y 30° de latitud (ambos hemisferios) el agua es impulsada por los vientos alisios y se desplaza de este a oeste (corriente ecuatorial). Al encontrarse con el continente, el flujo de agua vira hacia latitudes mayores a lo largo de los márgenes oeste de las cuencas oceánicas y después de redirige hacia el oeste entre 30° y 60° de latitud, y debido a la fuerza de Coriolis regresar al ecuador por impulso de los vientos del este como corriente de frontera este. Entre 60° y los polos el agua fluye de este a oeste, impulsada por los vientos polares del este (Webb, 2017).

El efecto Coriolis desvía las corrientes hacia la derecha de la dirección del viento en el Hemisferio Norte y hacia la izquierda en el Hemisferio Sur (Webb, 2017). Lo que resulta en la formación de un patrón de circulación con forma de espiral llamado Giro, que se mueve en sentido horario (anticiclónico) en el Hemisferio Norte y en sentido antihorario (ciclónico) en el Hemisferio Sur (Boucher et al., 1991).

La rotación de los giros depende del efecto Coriolis. Sin embargo, también es influenciada por el movimiento del agua subsuperficial, el cual es controlado por el transporte de Ekman. Este transporte consiste en la transferencia del movimiento friccional de la capa superficial del agua a la capa inmediatamente debajo de ella; que a su vez lo transfiere a la capa subyacente y así sucesivamente hasta que la fuerza disminuye y desaparece (Webb, 2017).

Los desplazamientos de las capas subyacentes, además de disminuir en magnitud, también son desviados de su curso original (a la derecha en el hemisferio norte, izquierda en el hemisferio sur) debido al efecto Coriolis, lo que crea un patrón conocido como espiral de Ekman, que penetra cerca de 100 m de profundidad (capa de Ekman) antes de que el movimiento se detenga. Gracias a estos efectos y desplazamientos del agua, el movimiento neto de la capa de Ekman tiene una dirección neta de 90° con respecto a la dirección original del viento (transporte de Ekman) (Webb, 2017).

El transporte de Ekman en los Giros anticiclónicos dirige el transporte de masa hacia el centro de estos. Como resultado, el agua se apila en el centro, incrementando la altura superficial del mar en el centro del giro y generando un gradiente de presión con respecto a los bordes del mismo (Webb, 2017).

La circulación de los Giros de gran escala (*Figura 2*) está conformada por dos tipos de corrientes, nombradas en relación con la región geográfica por la que fluyen como: las de frontera oeste, las cuales llevan agua del ecuador a latitudes más altas y son caracterizadas por ser intensas, estrechas y profundas; y las de frontera este, que transportan agua fría desde altas latitudes hacia la zona ecuatorial, son más lentas y tienen mayor área de distribución (Talley et al., 2011; Webb, 2017).

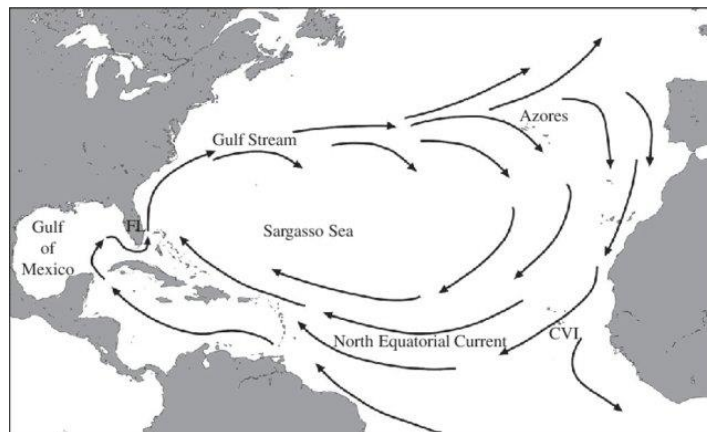


Figura 2: Mapa del Giro oceánico subtropical del Atlántico norte que muestra las corrientes de frontera este y oeste. Fuente: Tracking the long distance dispersal of marine organisms: sensitivity to ocean model resolution (Putman, 2013).

Las corrientes de frontera oeste han sido una muy importante área de investigación desde alrededor de 1965 (Siedler et al., 2013). Debido a ello se conoce que las corrientes de frontera oeste son fuertes y persistentes, que transportan agua cálida y rica en nutrientes desde el ecuador hacia los polos, contribuyendo al transporte meridional global de calor y a la moderación del clima terrestre. Típicamente, tienen una anchura de cerca de 100 km, velocidades del orden de 100 cm/s y volumen de transporte entre 30 y 100 Sv (Siedler et al., 2013).

Se originan en las corrientes ecuatoriales, impulsadas por los vientos Alisios, además, algunas forman parte del patrón global de circulación termohalina, propiciando el intercambio de masas de agua entre giros y cuencas oceánicas (Siedler et al., 2013).

Las corrientes de frontera oeste experimentan el fenómeno de intensificación del oeste, que es causado por el efecto de la fuerza de Coriolis (Webb, 2017). Debido a este fenómeno, las corrientes se vuelven considerablemente más fuertes que las de frontera este, como resultado del incremento en la magnitud del efecto de la fuerza de Coriolis a mayores latitudes (Webb, 2017).

Cuando las corrientes de frontera oeste se encuentran cerca del ecuador, el flujo hacia el oeste experimenta una fuerza de Coriolis débil, por lo que su desviación hacia los polos no ocurre hasta que la corriente está completamente en el lado oeste de la cuenca oceánica. Esto causa que las corrientes se muevan a través de un área estrecha y en consecuencia más profunda que se acelera cerca de los polos (intensificación del oeste) (Klinger & Haine, 2019; Webb, 2017).

Las corrientes de frontera este, por el contrario, al tener su origen más cerca de los polos, se desvían hacia el ecuador más rápidamente, por lo que se distribuyen en un área mucho más amplia y son más suaves. Este desbalance en la intensidad del flujo, da origen a una asimetría de las corrientes, la cual resulta en el desplazamiento del centro de rotación del Giro oceánico del medio de la cuenca hacia el noroeste de la misma (Klinger & Haine, 2019; Webb, 2017).

Finalmente, ambas corrientes transportan el mismo volumen de agua, sin embargo en el lado oeste debe atravesar un área más estrecha, por lo que debe intensificarse, es decir viajar más rápido para poder transportar la misma cantidad de agua en el mismo tiempo que el lado este donde el flujo es más lento (Webb, 2017).

2.2 Surgencias por fricción

Las surgencias o afloramientos son procesos oceanográficos que transportan agua de niveles profundos o subsuperficiales hasta la capa superficial del océano (*Mateos-Jasso 2009.pdf*, n.d.) durante periodos de tiempo relativamente largos que van de días a semanas (Kämpf & Chapman, 2016). Son de gran importancia debido a que levantan masas de agua frías y ricas en nutrientes, que al entrar a la zona fótica (capa superficial) propician alta producción primaria en regiones que comúnmente son oligotróficas y poco productivas (Enriquez & Mariño, 2015; Lund-hansen & Vang, 2003; Webb, 2017).

El agua de mar es incompresible, debido a ello el volumen vertical del flujo que asciende en un evento de surgencia ocurre sólo gracias a que el mismo volumen de agua por unidad de tiempo se aleja lateralmente de la zona por un movimiento de divergencia (parcelas de agua alejándose la una de la otra (Klinger & Haine, 2019)) del agua en la capa superficial (Kämpf & Chapman, 2016).

El fenómeno de divergencia oceánica y en consecuencia las surgencias, pueden ser impulsadas por diferentes mecanismos, como el viento y las corrientes oceánicas (Roughan & Middleton, 2002). Las principales formas de surgencia son las impulsadas por el viento en regiones costeras y ecuatoriales y también se ven afectadas por el movimiento rotatorio de la tierra y sus efectos asociados como la fuerza de Coriolis (Kaempf & Chapman, 2016).

En las surgencias costeras del hemisferio norte, el viento sopla en dirección paralela con la costa a su izquierda, de forma que genera un arrastre horizontal y transmite su movimiento a las capas subsuperficiales, con un desplazamiento resultante de agua hacia mar adentro, creando en la superficie un espacio abierto para que agua del fondo se desplace verticalmente por la componente del transporte de Ekman conocida como succión de Ekman (Aguiar et al., 2014; Kaempf & Chapman, 2016).

Diversos autores han mostrado que las surgencias pueden ser fortalecidas o generadas cuando las isotermas (líneas imaginarias que definen regiones con la misma temperatura) son desviadas hacia la superficie por efecto de las corrientes oceánicas (Thévenin, 2019). Existen varios mecanismos que generan esta desviación, entre ellos el de la interacción de las corrientes oceánicas con un fondo marino con pendiente, el cual causa que la corriente sea desviada pendiente arriba. Este proceso es observado principalmente a latitudes medias en las costas oeste del océano, donde pasan las intensas corrientes de frontera oeste cerca del talud continental (Thévenin, 2019).

Las corrientes oceánicas interactúan con diferentes fronteras como la interfase aire/agua o el suelo marino. Cuando esto ocurre se genera una fuerza de fricción entre las interfases debido a las diferencias en sus propiedades físicas y dinámicas (Salon et al., 2008). La acción de esta fuerza sobre diferentes partes de la columna de agua, es empleada como parámetro para dividirla en tres capas principales: (1) la capa límite superficial, caracterizada por fricción debido al forzamiento del viento sobre ella; (2) el océano interior, donde los efectos de fricción son mínimos y es caracterizado por su balance geostrófico; (3) la capa límite del fondo (Salon et al., 2008).

La capa límite de fondo se encuentra cerca del suelo marino, en ella la fricción entre el agua y el fondo marino disipa energía del interior del océano (Salon et al., 2008) y afecta la velocidad y estructuras de turbulencia dentro de las corrientes oceánicas. Además tiene un papel importante en los eventos de surgencia generados por la interacción de la corriente con la topografía (Salon et al., 2008).

La fricción entre la capa límite de fondo del océano y el fondo marino genera una fuerza de igual magnitud y en sentido opuesto del flujo de las corrientes oceánicas sobre el agua que fluye cerca del fondo. La trayectoria de este nuevo flujo también es desviada por el efecto Coriolis, resultando en un transporte de Ekman de sentido opuesto al generado en la superficie de la columna de agua. Este transporte (transporte de Ekman de fondo) es de particular interés en las plataformas continentales de frontera oeste, pues desplaza el agua costa adentro sobre la pendiente de la plataforma y talud continental, alimentando el flujo de agua que asciende a la capa superficial de la columna de agua en eventos de surgencia (Perlin et al., 2007).

Las corrientes oceánicas también pueden verse intensificadas por mecanismos de origen topográfico o climático. Como resultado, las corrientes cerca del fondo se aceleran, incrementando la fricción y el transporte de Ekman de fondo (Roughan, 2001) dando origen a surgencias más intensas o de mayor duración.

Se puede concluir entonces que las surgencias por fricción están estrechamente relacionadas con la velocidad de las corrientes oceánicas y las características del fondo marino.

2.3 Surgencias en la frontera oeste

Las corrientes oceánicas interactúan con las cuencas marinas lateral y verticalmente. Esta interacción es de interés en los márgenes del océano ubicados al oeste de las regiones subtropicales, donde circulan las intensas y profundas corrientes de frontera oeste (Corriente del Golfo, Corriente del Caribe, Corriente de Brasil; Corriente Agulhas, Corriente Somalí, Corriente de Kuroshio y la Corriente Australiana del Este) que en su dinámica con el talud continental pueden impulsar flujos de agua pendiente arriba y generar surgencias costeras (Kämpf & Chapman, 2016; Thévenin, 2019).

Se ha observado que las surgencias en las fronteras oeste pueden ocurrir o intensificarse debido al transporte de Ekman de fondo que genera la fricción entre la corriente (capa límite) y el suelo marino (surgencia por fricción de fondo). Sin embargo, Gibbs *et al.* en 1998 encontraron que este forzamiento por sí solo no siempre es suficiente para generar surgencias de gran intensidad (Roughan & Middleton, 2002), por lo que se requiere de otros mecanismos físicos para su generación y mantenimiento.

Los mecanismos adicionales que intervienen en los eventos de surgencia que han sido descritos hasta ahora, también están relacionados con la interacción entre las corrientes de frontera oeste, su variabilidad y la plataforma continental. Estos mecanismos son: (1) la invasión de la corriente sobre la plataforma continental; (2) la separación de la corriente de la plataforma continental; (3) variaciones topográficas (Aguiar *et al.*, 2014).

Debido al aumento en su intensidad, las corrientes oceánicas de frontera oeste presentan una variabilidad que les permite desplazarse hacia la costa a cualquier latitud. Este fenómeno conocido como “invasión de la corriente”, preestablece condiciones favorables para eventos de surgencia como el levantamiento de las isotermas mientras se acercan a la costa. Este levantamiento, que suele ser paralelo a la topografía de la plataforma continental, actúa en conjunto con la fricción de fondo y puede generar surgencias de gran intensidad; importantes por su papel en el enriquecimiento de nutrientes de la capa superficial del océano (Oke & Middleton, 2000).

Otra fase de la variabilidad de las corrientes de frontera oeste, es su separación de la costa siguiendo su curso hacia los polos. La región donde esto ocurre es de gran importancia en la dinámica oceánica y es caracterizada por una altamente variable circulación a lo largo de la costa. Las surgencias oceánicas son favorecidas por esta separación, influyendo en las propiedades del agua y en la productividad biológica

(Schaeffer & Roughan, 2015). La generación de surgencias en regiones de separación se debe a que en el punto de separación cerca de la costa comúnmente se encuentra un remolino o eddy ciclónico que a través de bombeo de Ekman, puede elevar la termoclina al punto de que la región se preconditiona para surgencias (Roughan & Middleton, 2002).

Las variaciones topográficas como el estrechamiento o ensanchamiento de la plataforma continental y cambios en la orientación de la línea de costa pueden influenciar las características dinámicas de las corrientes como su fuerza y dirección, y en consecuencia los procesos de surgencia impulsadas por corrientes (Aguiar et al., 2014). Por ejemplo, a partir de simulaciones numéricas se dio a conocer que el estrechamiento de la plataforma (convergencia de las isóbatas) genera un efecto embudo que acelera las corrientes y como resultado también incrementa la fricción del fondo, generando transporte de Ekman de fondo y surgencias (Aguiar et al., 2014; Oke & Middleton, 2000).

Estos mecanismos no son excluyentes, por lo que pueden actuar en conjunto para generar surgencias de gran intensidad. La investigación de este tema aún se encuentra activa, así como el continuo descubrimiento de mecanismos de importancia.

2.4 Masas de agua

Mucho de lo que se conoce hoy acerca de las corrientes oceánicas (circulación termohalina) y el cambio climático ha sido inferido a partir de estudios sobre la heterogeneidad y patrones de la distribución de las propiedades del agua, tales como la temperatura, salinidad, oxígeno disuelto y nutrientes (W. J. Emery, 2003).

Estas propiedades pueden observarse con técnicas de medición hidrográficas, de las cuales la más moderna emplea sistemas electrónicos de medición vertical (perfiladores) como los CTD. Estos tienen una alta resolución en la medición de propiedades como la temperatura y salinidad. Sin embargo, los datos de oxígeno disuelto y clorofila que se obtienen con el instrumento deben ser corroborados con muestras de agua, que son colectadas a diferentes profundidades, en botellas acopladas a una roseta (un muestreador integrado con sistemas electrónicos para perfilar la columna de agua) (W. J. Emery, 2003).

Gracias a los análisis hidrográficos, a lo largo y profundo del océano se han encontrado cuerpos de agua con propiedades sobresalientes, a los que se les refiere como masas de agua. El origen de las masas de agua se da en un área particular del océano y tienen una

historia de formación específica. Sus propiedades como temperatura, salinidad y variables geoquímicas son específicas y diferentes de las de los cuerpos de agua que las rodean, además de que su volumen es cuantificable. (W. J. Emery, 2003; W. Emery & Meincke, 1986)

El concepto de masa de agua, adaptado de la meteorología (masa de aire), es ampliamente debatido. Mientras algunos oceanógrafos consideran a las masas de agua como bloques de construcción que moldean la estructura vertical del océano, otros oceanógrafos las toman como una forma de describir y puntualizar las características prominentes en la distribución de propiedades en el agua oceánica (W. Emery & Meincke, 1986). En el presente trabajo el concepto será empleado como identificador del núcleo de propiedades termohalinas que construyen los “bloques” del océano (W. J. Emery, 2003).

La estructura del océano existe por la mezcla vertical y horizontal de diversas masas de agua que arriban a una región oceánica. Durante el transporte por el océano, las propiedades de las masas de agua se diluyen gradualmente, pero se preservan lo suficiente como para poder identificar la zona donde el núcleo adquirió sus características básicas (región de formación) (W. J. Emery, 2003).

Hasta ahora es aceptado que las masas de agua con características de temperatura y salinidad bien definidas son creadas por procesos superficiales en locaciones específicas. Después se hunden y mezclan lentamente con otras masas de agua mientras se desplazan por el océano. Estos movimientos son en extremo lentos, por lo que generalmente es difícil medirlos. Es más fácil deducir los movimientos y la fuerza de la mezcla a partir de la distribución de las propiedades termohalinas del agua (Tomczak & Godfrey, 1994).

Tradicionalmente las masas de agua han sido divididas en aguas superficiales, intermedias, profundas y abisales. Las masas superficiales tienen el mayor rango de propiedades, pues son fuertemente influenciadas por las fluctuaciones en la interfaz atmósfera/océano, y físicamente ocupan un espacio pequeño dentro del océano. Las masas de agua profundas y abisales, tienen un rango de propiedades muy restringido, pero ocupan una porción sustancial del océano, pasan mucho tiempo aisladas de la superficie por lo que tienen largos periodos de vida y poca erosión de sus propiedades (W. J. Emery, 2003)

Las masas de agua generalmente reciben el nombre del área de mayor residencia (i.e. Agua Intermedia del Atlántico Norte). Esto puede generar ambigüedad ya que el mismo nombre puede ser usado para masas de agua bien definidas o simplemente para agua

encontrada en una región particular. Para evitar esta confusión se estableció que las masas de agua serán siempre identificadas con letras mayúsculas. Por ejemplo, el término agua intermedia puede ser empleado para intrusiones ocasionales de agua a una profundidad intermedia. En contraste Aguas Intermedias se usa para masas de agua bien definidas (Tomczak & Godfrey, 1994).

Finalmente, para la descripción de las masas de agua comúnmente se hace uso de gráficos comparativos propiedad vs. propiedad, los cuales permiten identificar fácilmente las características prominentes del agua. El más popular de estos gráficos es el diagrama TS, el cual asocia la temperatura vs la salinidad. En los diagramas TS, las masas de agua se identifican como un segmento de curva característica, por lo que el diagrama podrá estar compuesto por varias masas de agua, permitiendo conocer el camino que han tomado para llegar hasta ese punto final (W. J. Emery, 2003).

3. Zona de estudio

El Caribe Mexicano está ubicado en la región noroeste del mar Caribe, dentro del tercio oeste de la cuenca de Yucatán. Al norte es delimitado por el Canal de Yucatán y al oeste por la costa este de la península de Yucatán, la cual tiene ~400 Km de longitud, y está alineada en dirección aproximada norte-sur dentro de las latitudes $18^{\circ}11'$ y $21^{\circ}36' N$ (Rioja-Nieto et al., 2019). Además, el Caribe Mexicano tiene al centro como rasgo característico la presencia de la isla Cozumel ($36'' N$ y $86^{\circ} 56'$), que divide al Caribe Mexicano en las secciones, este y oeste, de las cuales la primera está comprendida por el Canal de Cozumel (Ward, 2004).

La zona de estudio de este trabajo se encuentra al noroeste del Caribe Mexicano y al suroeste del Canal de Yucatán. Se comprende por la región marina ubicada entre las latitudes $20^{\circ} 23''$ y $20^{\circ} 49'' N$ y las longitudes $86^{\circ} 59''$ y $86^{\circ} 35'' W$ (*Figura 3*), que incluyen la parte norte de la isla de Cozumel, el Canal de Cozumel y el canal al este de la isla.

En este capítulo se presentan las características geológicas, hidrográficas y climáticas de la región que alberga a la zona de estudio, mencionando brevemente información sobre el Caribe y enfocándose en el Caribe Mexicano.

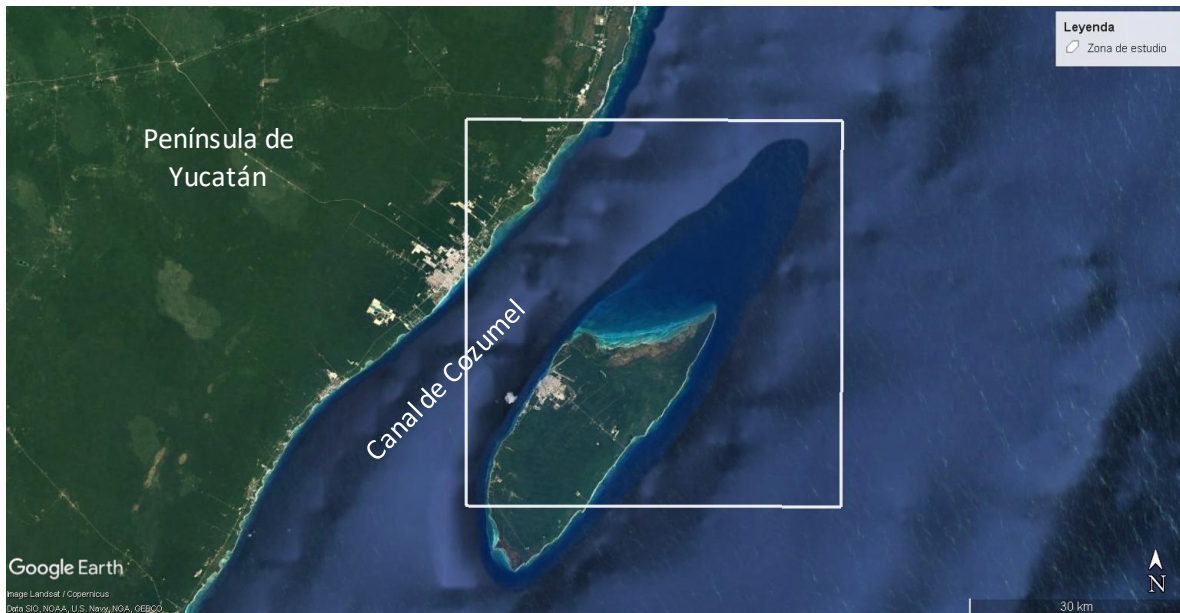


Figura 3: Mapa de la Zona de estudio que muestra la localización del Canal de Cozumel y enmarca la zona de estudio.

3.1 Descripción geológica

El mar Caribe es el mar marginal más grande del Océano Atlántico, tiene un área de aproximadamente 2 710 200 km² (Ernesto & Santos, 2011) y un volumen de 6.48 x 10⁶ km³ (Maul, 1996). Considerado del tipo semicerrado, sus flancos oeste y sur son delimitados por Centro y Sudamérica; mientras que al norte y este lo delimita el arco insular conformado por las Antillas Mayores y Menores (Smith et al., 1998).

La batimetría del mar Caribe tiene profundidades que van desde 2000 m hasta >6000 m, se conforma por la cuenca de Yucatán (~4500 m), la cuenca de Colombia (4000-4400 m), la cuenca de Venezuela (4800 m) y la cuenca de Granada (3000 m); que a su vez son separadas por la poco profunda cresta de Caimán, la muy profunda y estrecha fosa de las Caimán (>6000 m), la Elevación de Nicaragua (3000 m), la Dorsal de Beata (2500-3500 m) y la Dorsal de Aves (2000 m), respectivamente (Figura 4) (Donovan, K. Stephen; Jackson, 1994).



Figura 4: Mapa del mar Caribe que muestra las islas y subcuencas que lo conforman. Las flechas rojas indican las principales regiones de ingreso de flujo de agua.

La Cuenca de Yucatán está rodeada al sur por la fosa de las Caimán, al oeste por la Península de Yucatán y al norte por la parte occidental de la isla de Cuba. Su fondo es esencialmente de origen oceánico y es caracterizado por ser de tipo cárstico, puede ser dividido en tercios de acuerdo con las topofomas presentes, de las cuales resalta la presencia de fallas extensionales de tendencia norte-noreste y sur-sureste, las cuales dan origen a un sistema de bloques por fallamiento (secuencia horst - graben) en la región (Donovan & Jackson, 1994).

Dentro de la porción oeste de la cuenca de Yucatán, desarrollada sobre un horst, se encuentra la isla Mexicana de San Miguel de Cozumel, una isla carbonatada del tipo de bloque de falla (Ward, 2004). Cozumel tiene 53 km de longitud, aproximadamente 16 km de ancho y un área de cerca de 540 km² (Ward, 2004). Está rodeada por dos canales paralelos a la línea de costa, el canal de Cozumel donde la profundidad del agua alcanza los 400 m y un canal al este de la isla con profundidades de hasta ~2000 m (Athié et al., 2011; Donovan & Jackson, 1994; Uchupi, 1973)

El canal de Cozumel es un pasadizo marino de 50 km de longitud y aproximadamente 18 km de ancho (Alcérreca-huerta et al., 2019). En comparación con el resto del Caribe, este canal es poco profundo. Sin embargo, tiene un rol importante en la circulación local debido a la escarpada pendiente que acompaña a la plataforma continental de Yucatán y Cozumel (Ward, 2004).

3.2 Descripción climatológica

El océano y la atmósfera están estrechamente relacionados a través de la transferencia de calor y humedad mediante procesos de evaporación y precipitación, que a su vez generan cambios en la presión atmosférica y con ello sistemas de vientos con influencia sobre la dinámica del océano. En el Caribe los patrones atmosféricos son controlados por sistemas de diferentes escalas, descritos a continuación.

3.2.1 Temperatura, humedad, precipitación.

El clima en el Caribe está regulado por diferentes mecanismos como la Oscilación del Sur – El Niño (ENSO), la migración de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ), la Oscilación Multidecadal del Atlántico Norte, la Corriente de Chorro de Bajo Nivel del Caribe y la Sequía de Medio Verano. Estos en conjunto con la temperatura superficial del mar regulan los patrones de distribución de precipitación, humedad y evaporación (Hidalgo et al., 2015)

La temperatura superficial del Mar Caribe es controlada por la Alberca Cálida del Hemisferio Oeste (WHWP por sus siglas en inglés), definida como una región del océano superficial cubierta por cálidas aguas con temperaturas iguales o mayores a los 28.5 °C (Wang & Enfield, 2001). Su extensión es variable, en invierno boreal es casi inexistente, mientras que durante primavera abarca el Pacífico Central Mexicano y se expande hacia el Caribe y Golfo de México a finales del verano y se mantiene hasta principios de invierno (Enfield et al., 2006). A medida que se desarrolla se observa un aumento en la temperatura superficial y humedad en la tropósfera resultado de procesos de evaporación (Al, 2006).

En el Caribe, los patrones de precipitación presentan una distribución bimodal con una temporada de secas de diciembre a abril y una de máxima humedad durante mayo-junio a octubre-noviembre. Se presentan dos máximos de precipitación en junio y septiembre-octubre, los cuales son separados por un periodo de poca lluvia conocido como la sequía de medio verano, el cual decrece su amplitud desde América Central hacia el este del Caribe (Moron et al., 2016; Wilkinson, n.d.). También pueden presentarse lluvias leves en invierno generadas por frentes fríos del norte (Rioja-Nieto, R et al., 2019).

El Caribe Mexicano tiene un clima tropical cálido subhúmedo (de acuerdo con la clasificación de Köppen) como resultado de su latitud, alta insolación y baja elevación sobre el nivel del mar (De la Barreda et al., 2020). Su variación interanual es principalmente definida por la precipitación regional.

3.2.2 Viento

Los vientos en la región del Caribe son modulados por fenómenos atmosféricos de diversas escalas, como los vientos Alisios, generados en el extremo oeste del Centro de Alta Presión Subtropical del Atlántico Norte (NASH), la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ por sus siglas en inglés) y la Corriente de Chorro de Bajo Nivel del Caribe (CLLJ) (Durán-Quesada et al., 2020).

El Centro de Alta Presión Subtropical del Atlántico Norte (NASH), se localiza entre las Bermudas y Azores, alrededor de los 30°N. Este sistema anticiclónico se suma a los vientos Alisios del este sobre el lado sur de su circulación (Tomczak & Godfrey, 1994). Su máximo de presión migra mes con mes en un patrón elipsoidal. Durante el verano, el NASH se intensifica y su frontera oeste se extiende del sur al este de Estados Unidos de América, induciendo un fuerte viento del este a través del Caribe, llevando aire cálido y húmedo sobre regiones tropicales como el Caribe (Durán-Quesada et al., 2020; Martínez et al., 2019).

El viento sobre el Caribe se ve influenciado por la migración hacia el norte de la Zona de Convergencia Intertropical, una banda de baja presión de lluvia y nubosidad intensa que se extiende longitudinalmente semi-paralela al Ecuador (Schneider et al., 2014). Esta se mueve desde su posición más al sur en invierno (sobre la cuenca del Amazonas, cerca de Ecuador) a su posición más al norte en el verano (Frontera Costa Rica – Nicaragua) (Poveda et al., 2006).

Una vez aproximándose al Caribe, los vientos Alisios se intensifican formando la Corriente de chorro de bajo nivel del Caribe, con velocidades $>13 \text{ m s}^{-1}$ (Wang, 2007; Wang & Lee, 2007) desde el mes de mayo hasta alcanzar su máximo de aproximadamente 16 m/s en julio. Esta corriente transporta humedad sobre el Caribe y América central, sin embargo no necesariamente implica más precipitación ya que las inestabilidades necesarias para ello son debilitadas por la intensidad del viento; esta intensificación del viento es la responsable de la sequía de medio verano presente en la época de máxima precipitación sobre el Caribe (Durán-Quesada et al., 2020).

El Caribe Mexicano, es dominado por los vientos Alisios del cuadrante este, que varían del noreste al sureste y tienen magnitudes de 6 a 10 m s⁻¹. Estos ocurren todo el año, pero son más constantes de mayo a octubre. Durante el final de otoño e invierno, los vientos Alisios se ven interrumpidos por vientos de norte a noreste, que son resultado del paso de frentes fríos que pueden durar varios días, generando condiciones de tormenta.

Además esta región es influenciada por la llegada de tormentas tropicales y huracanes especialmente entre los meses de junio y noviembre, cuando el agua es más cálida, aunque también puede ocurrir fuera de estos meses (W. Johns et al., 2002; Rioja-Nieto et al., 2019).

3.3 Descripción oceanográfica

Las características oceanográficas del Caribe Mexicano son en gran parte adquiridas como resultado de la compleja circulación general y procesos de diversas escalas que ocurren dentro de la cuenca del Caribe. A continuación, estas características serán descritas.

3.3.1 Corrientes

El mar Caribe actúa como embudo que recibe agua proveniente del Atlántico Norte y Sur que se dirige hacia el Golfo de México (Chérubin & Richardson, 2007). Este transporte se realiza a través de la corriente del Caribe, una cálida corriente de frontera oeste que circula paralela a la línea de costa oeste del Caribe. Regionalmente esta corriente recibe diferentes nombres, como corriente de Caimán en un sitio y corriente de Yucatán en otro (Carrillo et al., 2016).

La circulación en el Caribe Mexicano es dominada por la Corriente de Yucatán, una rápida y relativamente estrecha corriente de frontera oeste, con velocidad promedio de 1.5 m/s que puede alcanzar los 2.4 m/s en algunas zonas (Athié et al., 2011; Cetina et al., 2006). Ésta corriente fluye con dirección noreste/noroeste (Chávez et al., 2003; Maul, 1977; Ochoa et al., 2003), desde el sur de Bahía Espíritu Santo hasta el canal de Yucatán

(Cetina et al., 2006). Y su transporte promedio es de 23 Sv (± 3 , desviación estándar) (Athié et al., 2011).

El desarrollo de esta corriente es fuertemente influenciado por la presencia de la isla de Cozumel. Esta isla divide el flujo de la corriente de Yucatán en dos secciones, pero a pesar de ello ambas mantienen su curso hacia el norte en una trayectoria paralela a la isla y a la Península de Yucatán (Athié et al., 2011; Centurioni & Niiler, 2003; Cetina et al., 2006). La partición del flujo es de gran importancia oceanográfica debido a que la sección que cruza el Caribe Mexicano cerca de la Costa de Yucatán, en el canal de Cozumel, experimenta una intensificación que se ve reflejada en las altas velocidades que alcanza (Cetina et al., 2006).

La intensificación de la corriente en el canal de Cozumel se relaciona con dos eventos principales: el paso de remolinos que desplazan la zona central del núcleo de la corriente de Yucatán (Athié et al., 2011); y el fuerte cambio topográfico que atraviesa la corriente al fluir de la cuenca de Caimán con ~4000 m de profundidad, hacia la cuenca de Yucatán (Ezer et al., 2005).

Finalmente, observaciones recientes en el canal de Cozumel confirman que la corriente presenta una dirección predominante a lo largo del canal con una velocidad promedio de 1.1 m/s a 30 m de profundidad y un transporte de 5.1 Sv (Chávez et al., 2003), lo que representa alrededor del 20% de transporte observado en el canal de Yucatán (Athié et al., 2011).

3.3.2 Oleaje

El oleaje dentro del Caribe es considerado como intermedio o bajo y responde a la variabilidad espacial y temporal de los sistemas de vientos predominantes: los vientos Alisios, la Corriente de Chorro de Bajo Nivel del Caribe (por sus siglas en inglés CLLJ), la localización de la Zona de Convergencia intertropical (ITCZ por sus siglas en inglés); entre otros (Vega et al., 2020).

El oleaje presenta un comportamiento bimodal con dos periodos de viento. El oleaje máximo se presenta durante la época de baja precipitación entre los meses de diciembre-enero-febrero y junio-julio-agosto. También presentan dos periodos de oleaje débil

asociados a la época húmeda de altas precipitaciones entre los meses de marzo-abril-mayo y septiembre-octubre-noviembre (Iii & Sea, 2009).

En el Caribe Mexicano el oleaje sigue de cerca el comportamiento del viento. Se aproxima desde el sur-sureste la mayor parte del año, con intensos periodos de olas altas durante el invierno. El 90% de las olas incidentes son de baja energía y son caracterizadas por una altura de ola (H_s) entre 0.5 y 1.5 m, con un periodo promedio (T_m) de 4 a 6 s (Rioja-Nieto et al., 2019; Ruiz de Alegria-arzaburu et al., 2013).

En otoño e invierno (octubre-marzo) los frentes fríos generan olas con dirección norte de mayor energía con H_s de ~2 m y de periodos largos entre ~6-8 s. De junio a octubre, los sistemas tropicales y los huracanes pueden esporádicamente generar olas grandes con H_s ~ 6-12 m y T_m ~ 6 -12 s (Marino Tapia et al 2008).

Se ha reportado una bimodalidad en la frecuencia del ingreso de olas y dirección durante condiciones de huracán. Presentando oleaje de fondo desde el sureste, con periodos de entre 10-20 s y H_s = 8 m que interactúan con olas de 9 m impulsadas por el viento, principalmente asociados a tormentas (Rioja-Nieto et al., 2019; Ruiz de Alegria-arzaburu et al., 2013).

3.3.3 Mareas

El nivel del mar en el Caribe es influenciado por mareas de pequeña amplitud de origen astronómico, y puede ser modificado por las condiciones atmosféricas y oceanográficas, así como por corrientes de gran escala (Rioja-Nieto et al., 2019).

Las mareas son un fenómeno de poca importancia en la región. Se caracterizan por ser semidiurnas y de rango micromareal debido a que los componentes de marea en el nivel del mar típicamente no exceden los 0.17 m, con amplitudes de marea viva y muerta que alcanzan los 0.2 m y 0.4 m (González et al., 2007; Ruiz de Alegria-arzaburu et al., 2013).

3.3.4 Masas de Agua

La columna de agua del Caribe Mexicano comparte características con el resto del Caribe. Generalmente es descrita como un sistema de cinco capas: Una cálida y relativamente diluida capa de mezcla que se extiende de 0 a 100 m de profundidad; una relativamente cálida y salina capa subsuperficial centrada alrededor de los 150 m (50-250 m); una capa de temperaturas intermedias y relativamente diluida, con un bajo contenido de oxígeno disuelto, con una profundidad de 300-600 m; Una capa fría y con una característica baja salinidad que se extiende de los 600 a los 900 m de profundidad; y finalmente una fría y casi homogénea capa profunda de los 900 m hasta el fondo (Aguirre Gómez & Salmerón García, 2015).

Las capas previamente descritas son asociadas a cinco masas de agua con origen en el Atlántico Norte y Sur. En el mismo orden de descripción son (Carrillo et al., 2016):

- Caribbean Surface Water (CSW) - 4% del volumen del Caribe
- North Atlantic Subtropical Underwater (SUW) - 5% del volumen del Caribe
- Tropical Atlantic Central Water (TACW) - 12% del volumen de Caribe
- Antarctic Intermediate Water (AAIW) – 6% del volumen del Caribe
- North Atlantic Deep Water (NADW) – 73% del volumen del Caribe.

Para información más detallada sobre las masas de agua revisar la sección 1.1.2 de esta tesis.

3.3.5 Surgencias

En Cabo Catoche, localizado en el extremo noreste de la península de Yucatán, ocurren eventos de surgencia que durante las estaciones de primavera y verano son intensos y promueven un enriquecimiento biológico a todos los niveles tróficos (Surgencia de Yucatán) (O. Reyes-mendoza et al., 2019). Esta región se localiza entre el Mar Caribe y el Golfo de México, en el borde este de la ancha y poco profunda plataforma continental al norte de la Península de Yucatán (Enriquez & Mariño, 2015).

Durante los eventos de la surgencia de Yucatán, asciende agua subsuperficial del Caribe de la masa de agua North Atlantic Subtropical Underwater, que recibe el nuevo nombre de Yucatán Upwelled Water (Carrillo et al., 2016). Es caracterizada por tener temperaturas entre 16 y 22.5°C; salinidades entre 36.1 y 36.6 g/kg; y concentraciones de

nitratos, fosfatos y silicatos de entre 8 – 14 $\mu\text{m L}^{-1}$, 1.2 - 1.7 $\mu\text{mol L}^{-1}$ y 4.5 - 7.3 $\mu\text{mol L}^{-1}$ respectivamente (M. Merino, 1997; O. Reyes-mendoza et al., 2019; Ruiz-castillo et al., 2016).

El agua que asciende, emerge en cabo Catoche, después de haber recorrido el escarpado y estrecho borde este de Yucatán a una profundidad de 220 – 250 m y se dirige hacia el oeste por la plataforma de Yucatán para posicionarse alrededor de 10 – 70 m de profundidad (Jouanno, et al., 2018).

El agua de la Surgencia de Yucatán muchas veces no llega a la superficie, lo que conduce a la formación de una columna de agua altamente estratificada conformada por un domo subsuperficial (M. Merino, 1997). El tiempo estimado que esta masa de agua tarda en emerger desde su profundidad de origen hasta la plataforma de Yucatán es de alrededor de 46 – 139 h (Enriquez et al., 2013; M. Merino, 1997).

El mecanismo que origina esta surgencia se relaciona con la escarpada naturaleza topográfica de la región (por transporte de Ekman de fondo, y separación de la corriente), mientras que el viento parece no ser un factor principal en su generación, aunque puede afectar el movimiento de la masa de agua una vez que esta se encuentra ya sobre la plataforma continental localizada al norte de la península de Yucatán (Cochrane, 1966; Enriquez & Mariño, 2015; M. Merino, 1997).

4. Metodología

En esta sección se describe la obtención y tratamiento de los datos hidrográficos de alta resolución y muestras de agua marina empleados en este estudio para el análisis y descripción de la región marina alrededor de la isla de Cozumel.

4.1 Obtención de datos *in situ*

Del 26 de abril al 5 de mayo de 2019 al norte de la isla de Cozumel se realizó el crucero oceanográfico CEMIE-1 a bordo del buque *Justo Sierra* de la Universidad Nacional Autónoma de México, como parte del proyecto Centro Mexicano de Innovación de Energía Océano (CEMIE-Océano), el cual es auspiciado por la Secretaría de Energía (SENER) y el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT).

Durante la campaña se realizaron mediciones en 16 estaciones localizadas a lo largo de cuatro transectos alrededor de la isla de Cozumel (*Figura 5*). Las coordenadas e información detallada de cada estación se muestran en la *Tabla 1*.

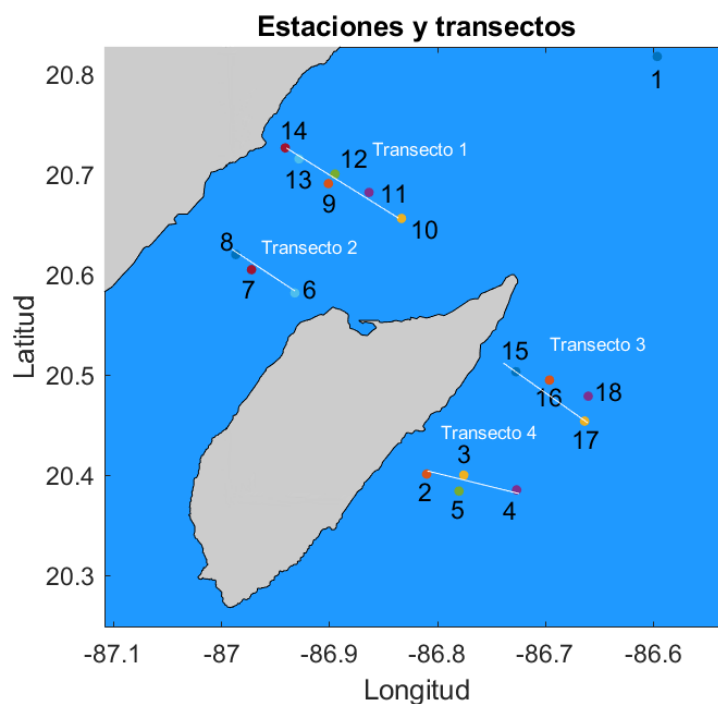


Figura 5: Mapa de distribución geográfica de las estaciones (puntos) y transectos (líneas) de muestreo realizados durante el crucero CEMIE-1 alrededor de la isla de Cozumel, al Este de la península de Yucatán. En color amarillo muestra las estaciones donde se colectó agua para análisis de clorofila.

Tabla 1: Localización geográfica de las estaciones realizadas durante la campaña CEMIE-1.

Estación	Lance	Latitud (N)	Longitud (W)	Hora (hh/mm/ss)	Fecha (dd/mm/aaaa)	Profundidad (m)
SV	1	-86.60	20.82	02:01:00 a. m.	29/04/2019	521
19	2	-86.81	20.40	12:31:00 p. m.	29/04/2019	225
20	3	-86.78	20.40	04:37:00 p. m.	29/04/2019	500
13	4	-86.73	20.39	08:34:00 p. m.	29/04/2019	1000
20	5	-86.78	20.39	01:47:00 a. m.	30/04/2019	400
25	6	-86.93	20.58	01:13:00 p. m.	30/04/2019	250
7	7	-86.97	20.61	04:35:00 p. m.	30/04/2019	400
24	8	-86.99	20.62	08:22:00 p. m.	30/04/2019	400
21	9	-86.90	20.69	11:27:00 p. m.	30/04/2019	425
2	10	-86.83	20.66	01:28:00 p. m.	01/05/2019	200
1	11	-86.86	20.68	04:32:00 p. m.	01/05/2019	400
21	12	-86.89	20.70	07:49:00 p. m.	01/05/2019	400
ROS01	13	-86.93	20.72	12:05:00 a. m.	02/05/2019	320
ROS02	14	-86.94	20.73	01:05:00 a. m.	02/05/2019	183
16	15	-86.73	20.50	03:15:00 p. m.	02/05/2019	350
15	16	-86.70	20.50	07:13:00 p. m.	02/05/2019	450
14	17	-86.66	20.45	11:24:00 p. m.	02/05/2019	800
14	18	-86.66	20.48	12:38:00 a. m.	03/05/2019	250

4.1.1 Datos hidrográficos

Durante la campaña oceanográfica se realizaron 18 lances (16 diurnos, 2 nocturnos) de la roseta Carrusel SBE 32 – Seabird con un CTD Sea-Bird SBE 911 Plus llegando a profundidades máximas entre 180 m y 1000 m (*Tabla 1, columna 7*).

En cada lance se realizaron mediciones a lo largo de toda la columna de agua con los tres sensores principales y dos auxiliares del CTD Sea-Bird SBE 911 Plus: conductividad (SBE 4C) ± 0.0003 S/m; temperatura (SBE 3plus premium) ± 0.001 °C; presión (DigiQuartz® Pressure sensor) ± 0.015 %; oxígeno disuelto (SBE 43) ± 0.2 $\mu\text{mol/kg}$; clorofila (ECO AF) con sensibilidad 0.02 $\mu\text{g/L}$ (Electronics, 2016).

Los datos medidos fueron almacenados directamente en la computadora a través de la unidad de plataforma 11 Plus Decklet, la cual además de suministrar energía al CTD,

decodificó y transfirió los datos a la computadora, permitiendo su visualización en tiempo real. Terminando el crucero, como parte del presente estudio, los datos fueron transformados y procesados detalladamente mediante el uso de diferentes programas; este procedimiento se describe más adelante en la sección 4.2.

4.1.2 Toma de muestras de agua

En 14 estaciones (*Figura 5*), se tomaron muestras de agua marina empleando las 12 botellas Niskin (con una capacidad de 10 L cada una) con las que también fue equipada la roseta Carrusel SBE 32 – Seabird durante la campaña CEMIE-1 (*Figura 6*). La finalidad del muestreo fue entre otros estudios, la de medir la concentración de clorofila en las distintas estaciones y a distintas profundidades para comparar estos datos reales con la señal adquirida por el sensor auxiliar de fluorescencia ECO-AFL Sea-Bird integrado en el CTD y realizar así el proceso de calibración de los datos continuos colectados por este último.

Las muestras se tomaron abriendo cuatro botellas Niskin en tres niveles de profundidad: cerca de la superficie (en promedio ~6.83 m), en la profundidad del máximo de clorofila (el cual fue determinado a partir de la visualización de los datos en tiempo real a aproximadamente 79.2 m) y en el fondo (variable en cada localidad).

Inmediatamente después de la colecta, se obtuvieron submuestras, que fueron filtradas al vacío a una presión aproximada de -14 psi y almacenadas en botellas de plástico a una temperatura de congelación de -20 °C, con la finalidad de conservar sus características para su posterior análisis en tierra.

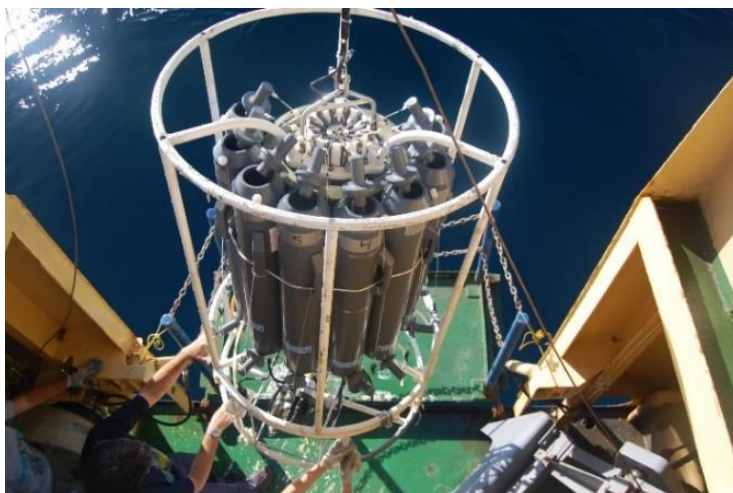


Figura 6: Roseta con CTD y botellas Niskin en Cubierta del Buque Oceanográfico Justo Sierra. Foto tomada de la web.

4.2 Procesamiento

En este apartado se describen las metodologías empleadas para la extracción y estimación de la clorofila; el tratamiento y limpieza de los datos obtenidos con CTD; la calibración del sensor de fluorescencia ECO-AFL Sea-Bird; y el cálculo de la profundidad de la capa de mezcla alrededor de Cozumel.

4.2.1 Determinación de clorofila

La estimación de clorofila se realizó en los laboratorios del Instituto de Ecología (INECOL), siguiendo el método tricromático de Aminot & Rey (2000), a su vez basado en la ecuación de Jeffrey & Humphrey de 1975 (Aminot, 2000).

Para el análisis, las muestras de agua marina fueron filtradas con membranas de nitrocelulosa de 0.45 μm de apertura (Millipore-tipo HA), se extrajo la clorofila con acetona al 90% y fue medida por duplicado con un espectrofotómetro GENESYS UV a absorbancias de 750, 664, 647 y 630 nm; posteriormente estos valores fueron sustituidos en la *ecuación 1* que expresa la concentración de clorofila en mg/m^3 , y se obtuvo una concentración en un rango entre 0 y 0.753 mg/m^3 .

$$\text{Chlorofila } a = (11.85 * (E_{664} - E_{750}) - 1.54 * (E_{647} - E_{750}) - 0.08 (E_{630} - E_{750})) \\ * V_e / L * V_f$$

Ecuación 1

Donde:

L= Paso de luz en centímetros de la celda

V_e = Volumen extraído en mililitros

V_f = Volumen filtrado en litros.

Las concentraciones de clorofila estimadas en los tres niveles de profundidad (Tabla 2, Anexo I) fueron utilizadas para la calibración del sensor de fluorescencia ECO-AFL Sea-Bird, procedimiento descrito en la sección 4.2.4.

4.2.2 Procesamiento de los datos de CTD en software Sea-Bird

El primer procesamiento que se realizó a los datos crudos es específico para el tipo de CTD empleado (Sea-Bird SBE 911 Plus). El programa utilizado (SBE Data Processing versión 7.26.7) se descarga de forma gratuita en el sitio web del fabricante del instrumento y se conforma por módulos con rutinas y subrutinas que permiten transformar los datos hexadecimales y eliminar datos de mala calidad. En este estudio, los datos de los 18 lances de CTD se procesaron con este programa.

El primer módulo aplicado a los datos crudos fue *Data Conversion*, en él los archivos en formato hexadecimal fueron convertidos a unidades convencionales y se eligieron las variables y unidades de salida, en este caso longitud [grados], latitud [grados], temperatura °C, conductividad $\mu\text{S}/\text{cm}$, oxígeno disuelto mg/l , fluorescencia mg/m^3 .

El siguiente módulo, *Align CTD*, elimina el desfase en la medición causado por la diferencia de los tiempos de respuesta de los sensores; los valores empleados para alinear los datos fueron 0.73 s para la conductividad y 3 s para el oxígeno.

Posteriormente, en el módulo *Cell thermal mass*, se aplicaron filtros pasabajas para corregir la conductividad, con la configuración para el filtro A de 0.03 s y para el B de 0.15 s.

En el módulo *Derive EOS-80* se calculó la profundidad con la opción de agua salada en m, salinidad práctica en g/kg y densidad sigma-theta en kg/m^3 , a una latitud de 20.4°N ; y se aplicó corrección Tau.

En el módulo *Derive TEOS-10* se calcularon los parámetros termodinámicos salinidad absoluta (g/kg) y densidad (kg/m^3). (Para mayor información de las ecuaciones EOS-80 y TEOS-10 visitar (IOC SCOR, 2010)).

En el último módulo, *Split*, los datos fueron promediados, divididos cada 0.5 m, agrupados por bajada o subida y finalmente exportados en formato ASCII, con terminación *.cnv.

Dentro del mismo programa se obtuvieron los archivos de las botellas Niskin utilizadas en cada estación. Para ello, en el módulo *Data conversión* se configuran archivos de salida ASCII y tipo de archivo *.ros.

Finalmente, en el módulo *Bottle summary* se seleccionaron las variables de salida y se exportaron los datos.

4.2.3 Procesamiento de datos de CTD en software Matlab

El segundo procesamiento de los datos de CTD, realizado aplicando rutinas y subrutinas en el programa Matlab, consistió en el ordenamiento y limpieza manual de los datos, elaboración de perfiles, diagramas comparativos e interpolaciones para la generación de mapas y transectos.

Se importaron los datos de CTD al programa Matlab y se eligieron las variables de trabajo: temperatura, salinidad, densidad, oxígeno disuelto y clorofila.

Se generaron perfiles de cada variable por estación y se realizó inspección visual para eliminar los datos espurios. El criterio para determinar que fueran datos espurios fue el de eliminar aquellos datos por arriba de dos desviaciones estándar.

Se corrigieron los datos de clorofila, que tenían un desfase en el valor de calibración, recorriendo a cero los valores de los perfiles que aparecían negativos (procedimiento descrito en la sección 6.2.4).

Este procedimiento de limpieza de datos se realizó por duplicado para asegurar la calidad de los mismos.

4.2.4 Calibración de datos medidos con sensor de fluorescencia

Los datos del sensor de fluorescencia fueron calibrados utilizando la concentración de clorofila de las muestras de agua marina colectadas in situ (sección 4.2.1). Para ello se calculó la regresión lineal comparando ambos datos (CTD y laboratorio) tal como lo muestra la *Figura 7*, en donde se observa que los valores tienen un coeficiente de determinación de 0.69 y se obtuvo la ecuación de la recta $y=1.2x + 0.63$; de esta ecuación, la "x" fue reemplazada por cada valor tomado por el sensor y esta nueva información fue integrada a la base de datos final.

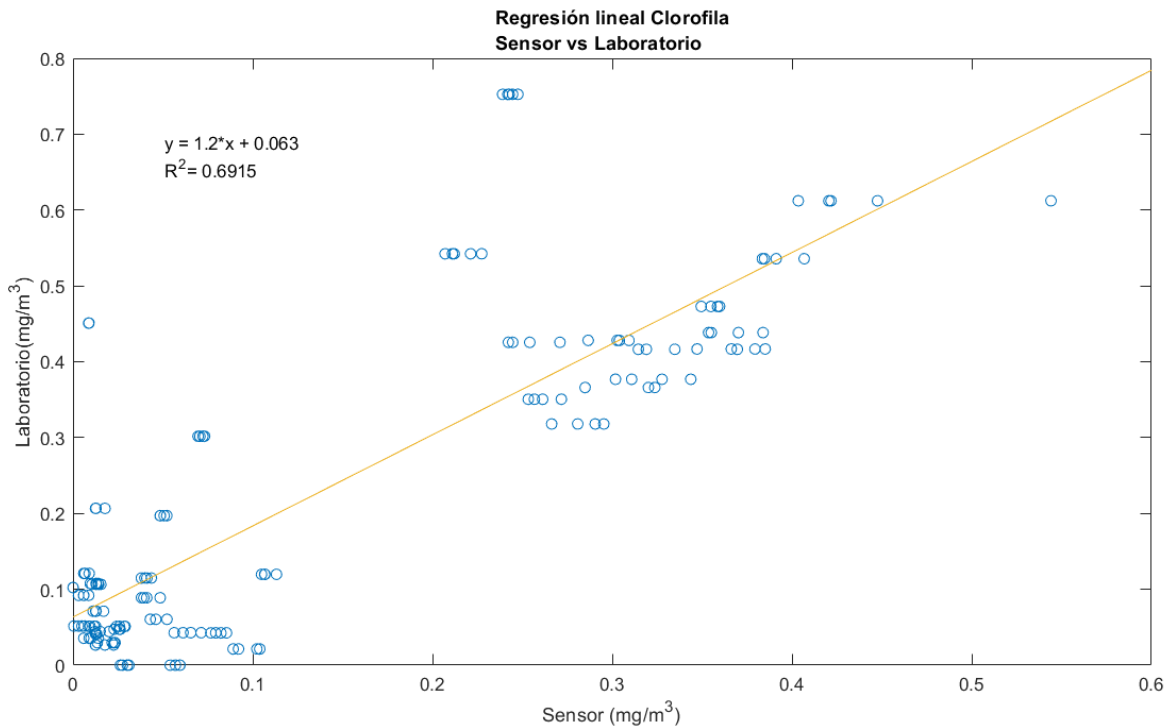


Figura 7: Gráfica de la regresión lineal de los valores de Clorofila medidos por el sensor CTD en el eje x vs los calculados en laboratorio en el eje y.

4.2.5 Generación de gráficos, mapas y transectos verticales

Con los datos procesados y calibrados, se graficaron perfiles de las cinco variables de trabajo (temperatura, salinidad, densidad, oxígeno disuelto y clorofila). Estos permitieron ilustrar los cambios en el comportamiento de una variable y su relación con la profundidad.

Los datos se interpolaron con el método de Barnes (Barnes, 1994a, 1994b; Daley, 1993) y Griddata. Con los campos interpolados se generaron mapas y transectos verticales respectivamente. Se generaron mapas de distribución horizontal de cinco m a 350 m de profundidad.

Se generaron mapas de dos transectos verticales, ubicados uno en la región norte y otro en la región sur, ambos integrando los transectos medidos al este y oeste de la isla Cozumel.

También se generaron gráficos comparativos de variable vs. variable, incluyendo un diagrama de Temperatura-Salinidad para identificar las masas de agua con la clasificación de Gallegos de 1996 (Carrillo et al., 2016).

4.2.6 Determinación de la profundidad de la capa de mezcla

La profundidad de la capa de mezcla se obtuvo siguiendo la metodología propuesta por Kara Birol et. al (2002). Con esta metodología se obtuvo la profundidad en metros de las dos secciones que conforman a la capa isotérmica: superior, donde la variación de temperatura es casi nula; e inferior, donde la variación de temperatura es ligeramente mayor. Esto fue realizado a partir del perfil de temperatura y ésta se asumió como la profundidad de la capa de mezcla.

El criterio empleado para definir la profundidad de la capa isotérmica o capa de mezcla se dividió en tres etapas (Kara Birol et al., 2000). La primera consistió en la selección de la temperatura a 10 m de profundidad como valor de referencia (T_{ref}), esto con la finalidad de eliminar posibles sesgos en las mediciones de los perfiles debido a los efectos de la superficie del océano.

En la segunda etapa se realizó la búsqueda en el perfil de una región de temperatura uniforme. Se definió como una región “bien mezclada” de temperatura, a cualquier par de valores de temperatura (T_n) a profundidades adyacentes a la profundidad de la T_{ref} dentro del perfil, los cuales difirieran menos de un décimo $\pm \Delta T = 0.8 \text{ } ^\circ\text{C}$.

En la tercera etapa, después de encontrar la región de temperatura uniforme, el valor de referencia T_{ref} se modifica por el valor de temperatura T_n encontrado en la parte más baja de la región uniforme. A partir de este nuevo punto de referencia se buscó la profundidad donde la temperatura hubiera cambiado ΔT y fue denominada T_b .

De esta manera la profundidad de la capa de mezcla o T_b es conformada por una región uniforme y una de mayor cambio de temperatura, que en conjunto cumplen la condición $T_b = |T_{ref} \pm \Delta T|$.

5. Resultados

Este capítulo incluye los resultados del análisis de datos de CTD colectados durante la campaña oceanográfica CEMIE-1 alrededor de la isla de Cozumel para la caracterización de la hidrografía e identificación de masas de agua en esta tesis.

Los datos procesados describen la distribución espacial vertical y horizontal, de los campos de temperatura, salinidad, densidad, oxígeno disuelto y clorofila a través de mapas y transectos interpolados obtenidos con las estaciones de la *Figura 8*. Para ello se calculó la profundidad de la capa de mezcla, se realizaron gráficos de los perfiles verticales de cada variable y gráficos comparativos entre las variables, de los cuales se muestran aquellos con los rasgos más distintivos; y los gráficos restantes se encuentran enlistados en el Anexo II.

La información analizada se presenta en regiones individuales, comprendidas por un conjunto de estaciones específicas (*Figura 8*). Las regiones fueron clasificadas de acuerdo con su ubicación alrededor de la Isla de Cozumel en: norte, noreste, noroeste, sureste y suroeste. También se presentan los transectos de la región norte y la región sur, que muestran la distribución por ambos flancos de la isla.

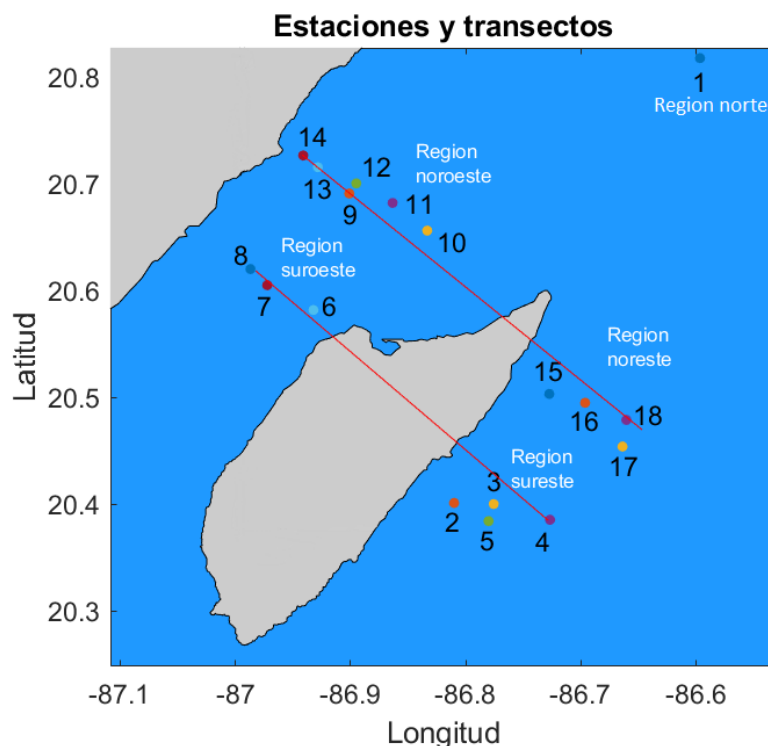


Figura 8 : Mapa de la región norte de la isla Cozumel indicando la zona de estudio de la campaña oceanográfica CEMIE-1. Se muestran las estaciones de medición de CTD y la localización de los transectos verticales elaborados.

5.1 Estructura térmica

La distribución espacial de la temperatura en el océano no es homogénea. Presenta gradientes de diferente magnitud en su estructura vertical y horizontal como resultado de diversos procesos dinámicos como la radiación solar, vientos, tormentas, entre otros (Brown et al., 2004). En esta sección se explica el comportamiento de los campos de temperatura y sus gradientes en el mar alrededor de la isla de Cozumel durante la campaña oceanográfica CEMIE-1.

5.1.1 Estructura vertical de la temperatura

La estructura vertical de la temperatura se encuentra sujeta a los procesos de calentamiento y enfriamiento asociados a la transferencia de calor por radiación solar y a la interacción con la parte baja de la atmósfera. Este calentamiento genera una capa de temperatura homogénea ubicada en la superficie del océano, formando la capa de mezcla, la cual puede extenderse desde los 10 hasta los 100 m de profundidad (E.Gill, 1982).

Debajo de la capa de mezcla, en la termoclina, la temperatura del agua disminuye drásticamente en un estrecho segmento vertical de la columna de agua. Esta capa es característica de océanos templados y tropicales, y puede extenderse desde los 200 m hasta los 1000 m de profundidad (Talley et al., 2011)

Subyaciendo a la termoclina y hasta el fondo marino, se la capa abisal. Esta capa cuyo grosor puede variar de metros a kilómetros se caracteriza por tener una mayor estabilidad térmica con la profundidad, la cual se debe a la poca o nula influencia de la radiación solar y a los largos tiempos de residencia del agua (Talley et al., 2011).

A continuación, se describe la estructura térmica vertical alrededor de la isla de Cozumel, desde el 26 de abril al 5 de mayo de 2019.

Capa de Mezcla

La capa de mezcla presentó temperaturas cálidas de ~ 27 °C cerca de la superficie y 26 °C en la base de la capa. Su espesor fue variable en toda la zona de estudio (*Figura 9*), en la región norte su espesor fue en promedio de 65.5 m. Dentro del canal de Cozumel, cerca de la costa de la península de Yucatán la profundidad promedio fue de 55 m, la cual se profundizó a lo ancho del canal hasta alcanzar un espesor promedio de 75 m en la costa oeste de la isla de Cozumel. Al este de la isla se encontró el máximo espesor de la capa de mezcla de toda la zona de estudio de 110 m, que disminuyó a ~ 100 m hacia mar abierto.

También se observó que la capa de mezcla se comprende por una sección superior que está más cerca de la superficie y presenta temperaturas con una tasa de cambio asociada a la profundidad baja, y por la subyacente sección inferior que presenta una tasa de cambio con la profundidad mayor.

La sección superior presentó una temperatura promedio de 27 °C. Su espesor también fue variable en toda la zona de estudio, respetando el patrón de distribución de la capa de mezcla total, con un espesor promedio de 56 m, que sin embargo es menor dentro del canal de Cozumel (~ 46 m) con respecto al espesor de la sección al este de la isla de Cozumel (63 m).

La sección inferior por su parte presentó una temperatura promedio aproximadamente un grado menor que la sección superior (26 °C). Su espesor general también respetó el patrón de distribución de espesor de la capa total, pero tuvo menores dimensiones que la sección superior alcanzando 16 m en la región noreste, 40 m en la región sureste y un promedio de 13.5 m dentro del canal de Cozumel, siendo ligeramente mayor en la región suroeste (14) que en la noroeste (13.25).

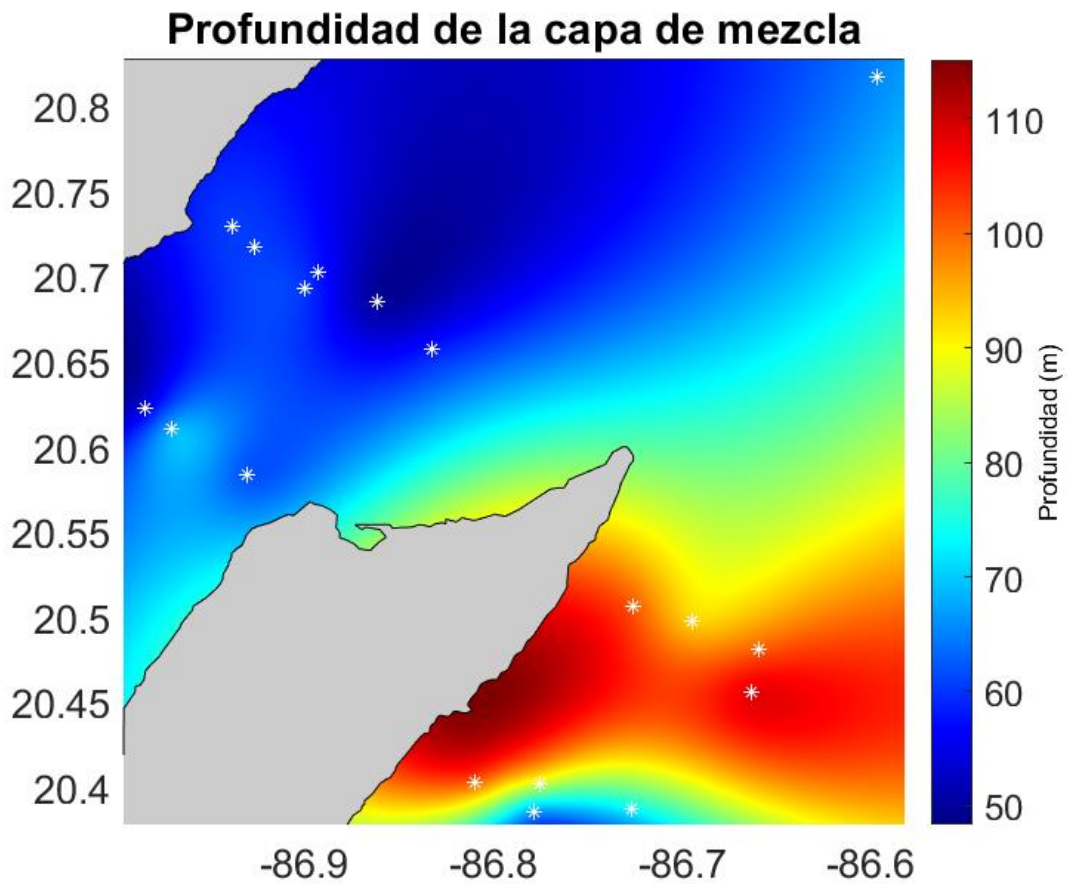


Figura 9: Profundidad de la capa de mezcla (m) calculado por el método de Karla Birol et al. (2002) a partir de los datos medidos in situ.

Perfiles

La distribución vertical de la temperatura muestra perfiles similares en todas las regiones de la zona de estudio con la particularidad de que los perfiles dentro del canal de Cozumel se encuentran levantados ~50 m con respecto a aquellos ubicados al este de la isla (*Figura 10*).

Se observó una capa de mezcla de aproximadamente 70 m de profundidad. Presentó temperaturas relativamente constantes cercanas a los 28 °C en los primeros 20

m, siendo ligeramente más fría la región norte; y en los siguientes 50 m, la temperatura de la capa de mezcla desciende gradualmente a ~ 27 °C.

Debajo de la capa de mezcla, la termoclina se extendió desde ~ 70 m a ~ 400 m de profundidad y se observó que la temperatura descendió 16 °C. Los perfiles muestran un levantamiento en la distribución vertical de la temperatura dentro del canal de Cozumel (colores fríos) y en la región norte hasta los 200 m, por lo que se encuentra agua más fría que al este de la isla de Cozumel (colores cálidos) a la misma profundidad. A la vez se observó una mayor dispersión de profundidad que disminuye hacia la base de la termoclina en los perfiles dentro del canal de Cozumel.

La última capa de la columna de agua, conocida como capa abisal o profunda se extendió desde 400 m hasta 1000 m de profundidad la temperatura mostró cambios importantes de temperatura al decrecer 6 °C.

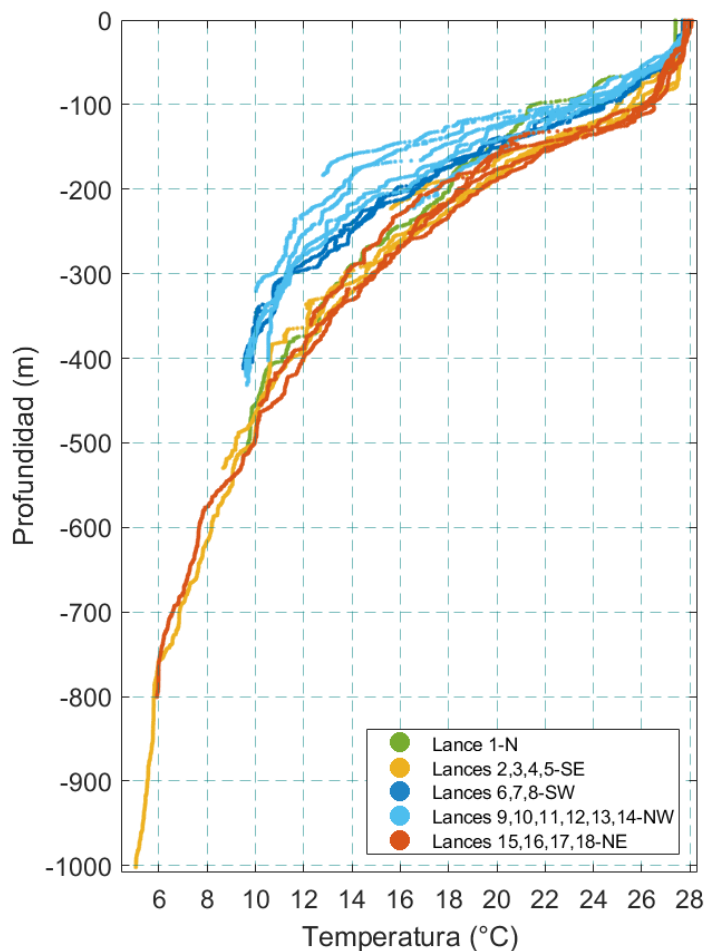


Figura 10 : Perfiles verticales de temperatura de todas las estaciones medidas, divididos con colores por región: naranjas al este, azules al oeste, verde al norte de la isla Cozumel.

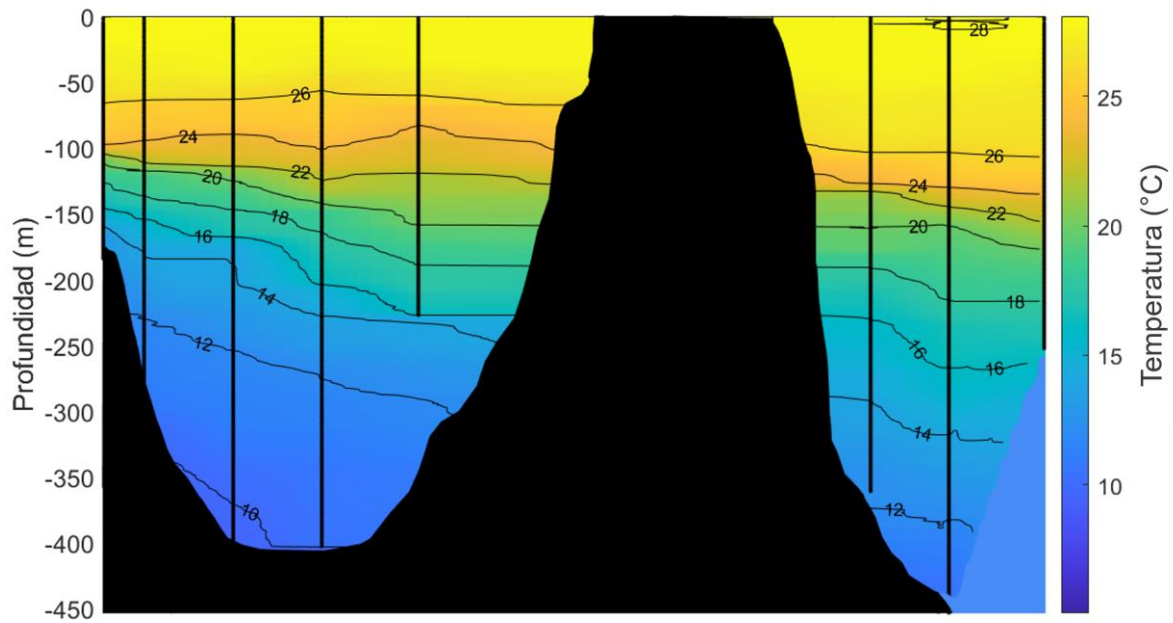
Transectos

Para observar en su totalidad la estratificación térmica en toda el área de estudio, se elaboraron transectos a partir de interpolaciones de los datos procesados a lo largo de dos cortes transversales, uno al norte y otro al sur (en las localidades señaladas en la *Figura 8*). Ambos incluyen a las estaciones de los dos flancos de la isla de Cozumel. De izquierda a derecha comienzan en la costa de la península de Yucatán, atraviesan el Canal de Cozumel, se interrumpen por la isla de Cozumel y continúan al este con dirección hacia el Caribe Central. Se graficaron isotermas cada 2°C y se muestran con colores amarillos las zonas más cálidas y en colores azules las más frías.

La estructura térmica vertical, conformada por capa de mezcla, termoclina y capa abisal presentó un levantamiento hacia el oeste en ambos lados de la Isla. En el transecto norte (*Figura 11, a*) el levantamiento de las capas incrementó con la profundidad, y generó isotermas (regiones con la misma temperatura) con grandes pendientes, especialmente en el Canal de Cozumel. En la región sur (*Figura 11, b*) se repite el patrón vertical, pero en menor proporción, lo que resultó en una columna de agua con isotermas de apariencia casi horizontal. En ambos transectos se encontró una temperatura de 10°C en el fondo, en el canal de Cozumel (al oeste de la isla) a una profundidad de 400 m; mientras que, al este de Cozumel, la temperatura a esta misma profundidad fue dos °C más cálida.

Dentro de la capa de mezcla, al este de Cozumel, se observaron lentes con una temperatura de 28 °C en ambos transectos. En el transecto norte el lente térmico fue detectado en los dos perfiles más cercanos a Cozumel y tuvo un grosor de 28 m. En el transecto sur el lente fue de menor tamaño, pues midió 10 m de espesor y únicamente fue detectado en el perfil más lejano a la isla.

a)



b)

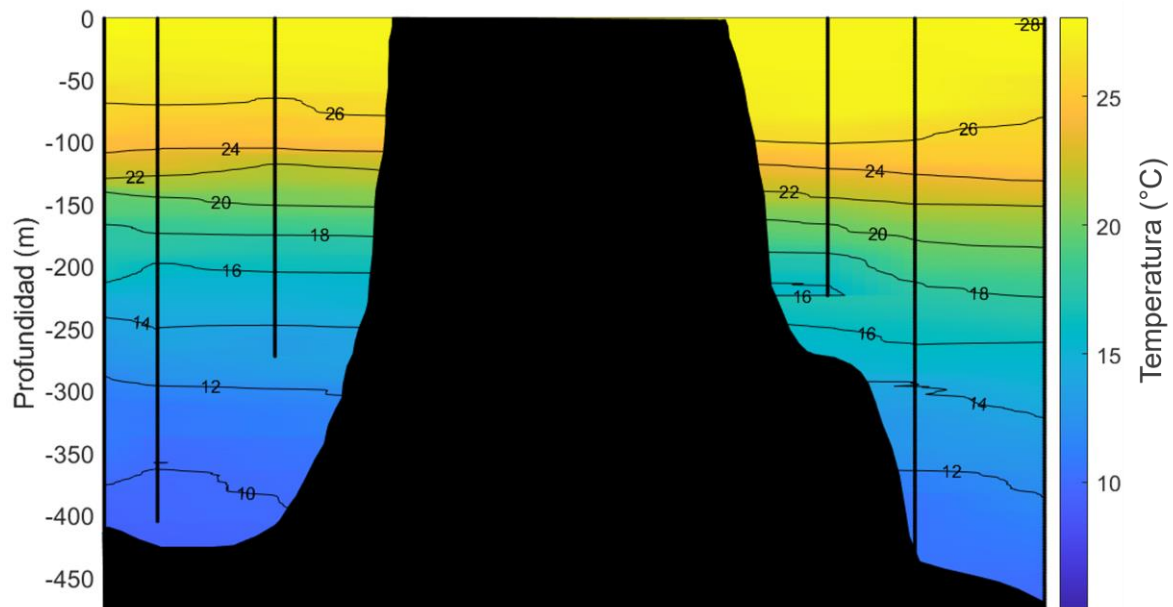


Figura 11: Transectos verticales de temperatura de la sección norte (a) y sur (b) en las localidades que se muestran en la Figura 8.

5.1.2 Estructura horizontal de la temperatura

Para el análisis de los patrones horizontales de la temperatura se elaboraron mapas de distribución horizontal de a partir de la interpolación de los datos procesados del crucero CEMIE-1.

La estructura térmica horizontal mostró cambios de temperatura en una escala de centésimas de grado centígrado, por lo que se consideró relativamente uniforme. La distribución de estos pequeños cambios térmicos presentó dos patrones generales, el primero de ellos se extendió de 0 a 10 m de profundidad, en la capa superficial de la columna de agua y el segundo a partir de 20 m de profundidad hasta el fondo.

El patrón de la capa superficial de la columna de agua (*Figura 12*) reflejó la presencia de agua ligeramente más fría (color azul) al norte y noreste de la zona de estudio. Mientras que en la región sur – suroeste se encontró agua ligeramente más cálida (color amarillo). También se observó que a mayor profundidad los puntos de menor y mayor temperatura estaban ubicados más cerca este y oeste respectivamente.

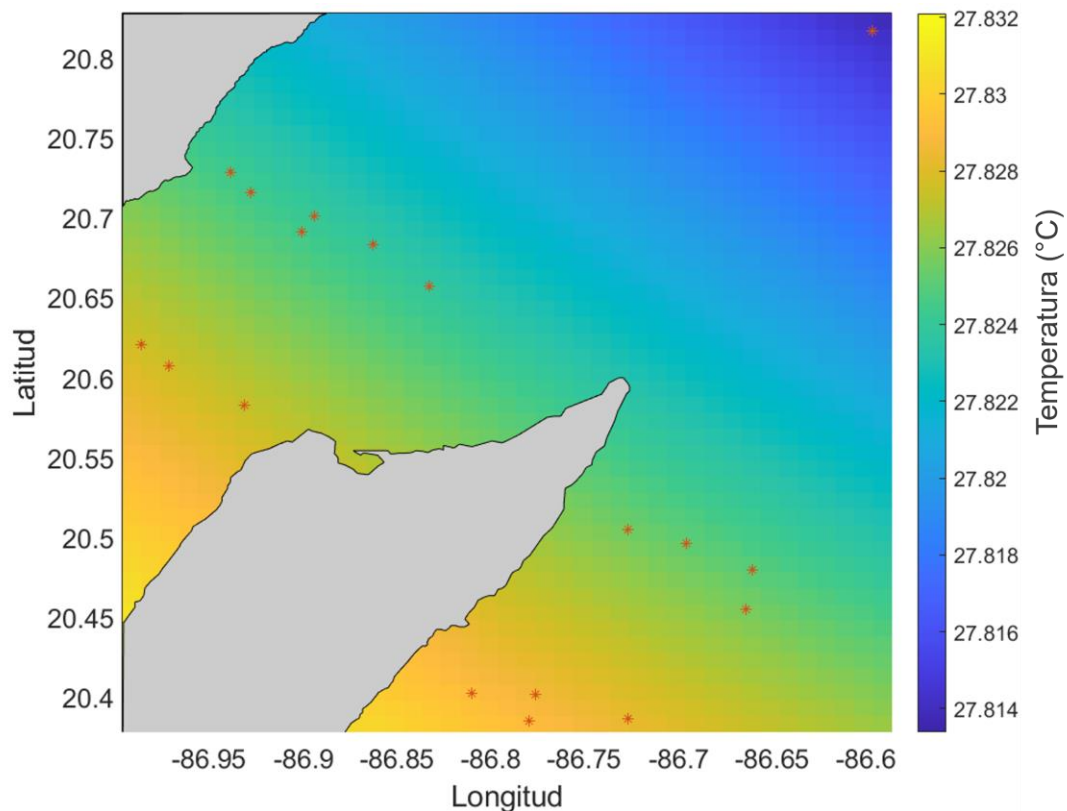


Figura 12: Mapa que muestra la distribución térmica horizontal a 10 m.

El segundo patrón de distribución térmica horizontal que va de los 20 m hasta los 350 m de profundidad se muestra en la *Figura 13* (mapa a 100 m de profundidad). En él la zona ligeramente más fría se encontró al noroeste, cerca de la costa de la Península de Yucatán y se observó que a mayor profundidad la zona se amplió hacia el sureste. En la región sureste se encontró la región ligeramente más cálida, que fue perdiendo extensión con la profundidad.

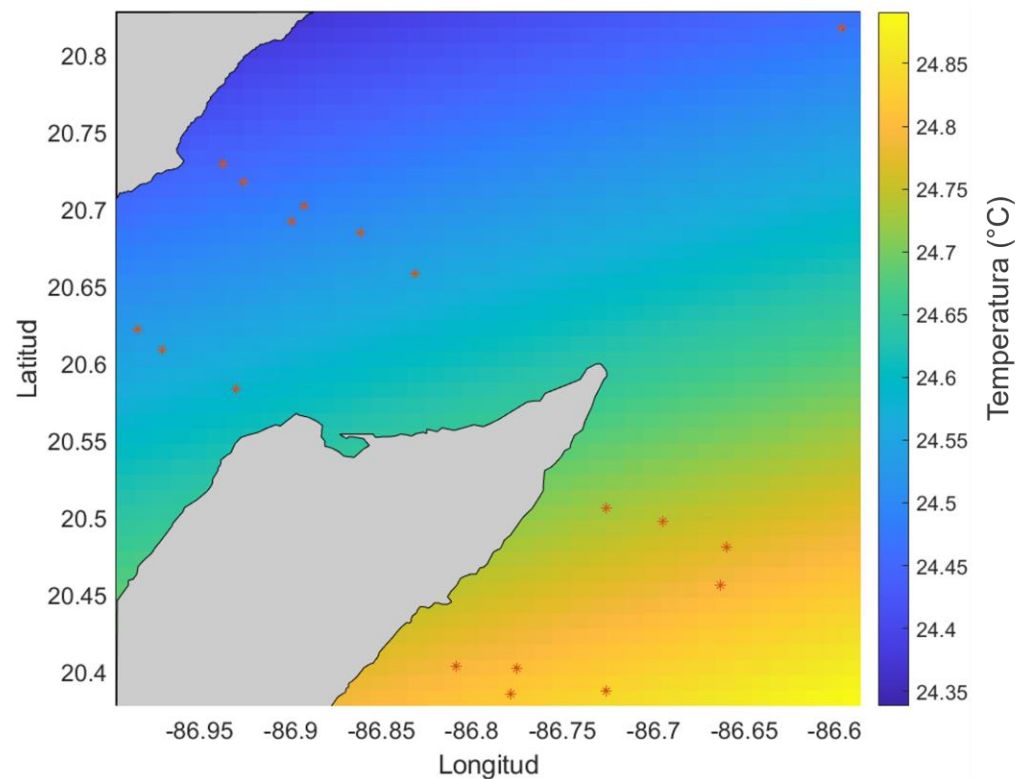


Figura 13: Mapa que muestra la distribución térmica horizontal a 100 m de profundidad.

5.1.3 Relación de la temperatura con otras variables

A través de diagramas entre variables se puede ahondar en el análisis de la estructura de la columna de agua, ya que muestran la relación entre los rasgos característicos de cada variable y no solo con la profundidad, como lo hacen los perfiles.

En esta sección se muestra la relación de la temperatura con la densidad, el oxígeno disuelto y la clorofila. La relación con la salinidad (diagrama T-S) se describe individualmente en la sección 5.6, debido a su importante papel en la identificación de masas de agua.

Temperatura vs. Densidad

La temperatura y densidad presentaron una relación inversa no lineal (*Figura 14*), donde a mayor temperatura ($>26\text{ }^{\circ}\text{C}$), menor densidad ($\sim 1023\text{ kg/m}^3$) y a menor temperaturas ($5\text{ }^{\circ}\text{C}$), mayor densidad ($\sim 1032\text{ kg/m}^3$). También se observó la separación de las mediciones en temperaturas menores a los $19\text{ }^{\circ}\text{C}$; la cual evidenció que el cambio de densidad con la temperatura fue menor en el canal de Cozumel.

El cambio de la densidad con la temperatura varió en todas las capas que conforman la columna de agua. En la capa de mezcla se observó que el cambio en la densidad fue mayor que el de la temperatura, pues se registró un aumento de aproximadamente 1.5 kg/m^3 con un decrecimiento de $3\text{ }^{\circ}\text{C}$. En la termoclina y la capa abisal el cambio de densidad fue más suave que el de la temperatura; en ellas la densidad aumentó aproximadamente 2.5 kg/m^3 y 4.5 kg/m^3 y la temperatura decreció $8\text{ }^{\circ}\text{C}$ y $12\text{ }^{\circ}\text{C}$ respectivamente

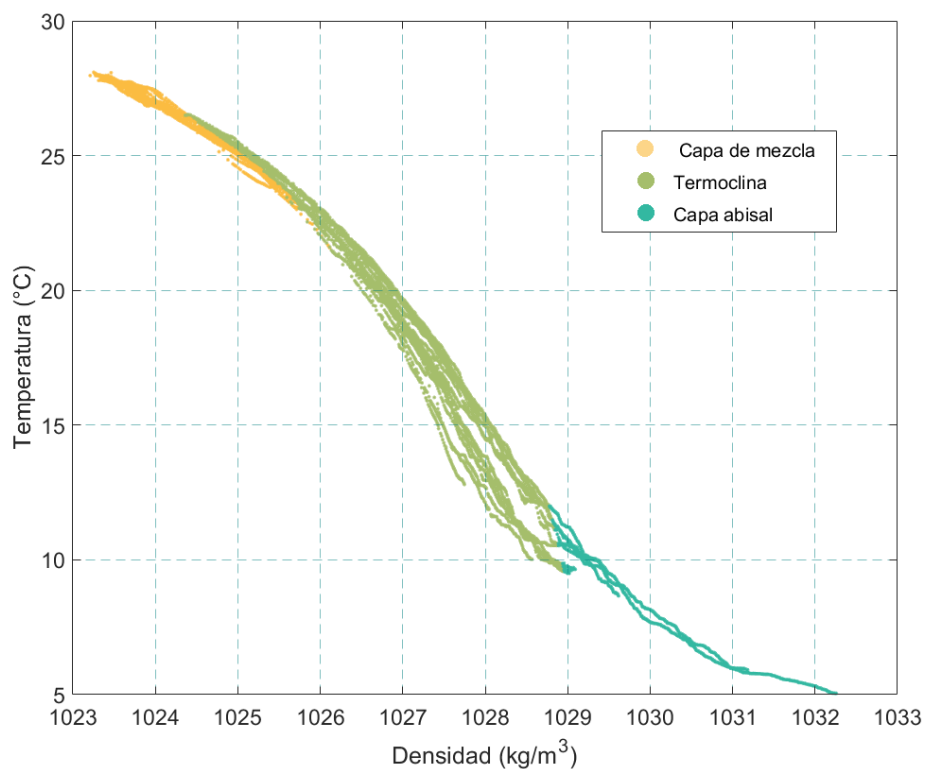


Figura 14: Diagrama comparativo de temperatura vs. densidad dividido en capas superficial, termoclina y abisal por colores.

Temperatura vs. oxígeno

La *Figura 15* muestra que se registraron dos máximos de oxígeno. El primero de ellos (~ 6.3 mg/l) se encontró en la capa de mezcla, asociado a temperaturas mayores a 26 °C. El segundo máximo (~5.5 mg/l) se encontró en la parte más baja de la capa abisal, asociado a una temperatura de 5 °C.

Por debajo de la capa de mezcla se observó que la concentración de oxígeno disminuyó gradualmente junto con la temperatura hasta los 9 °C. En la termoclina, a temperaturas entre 21 °C y 16 °C, la concentración de oxígeno se mantuvo relativamente constante. Sin embargo, en la parte superior de la capa abisal se encontró el mínimo de oxígeno (3.8 mg/l) asociado a una temperatura de ~ 9.5 °C. A temperaturas menores a los 9°C la concentración de oxígeno aumentó rápidamente.

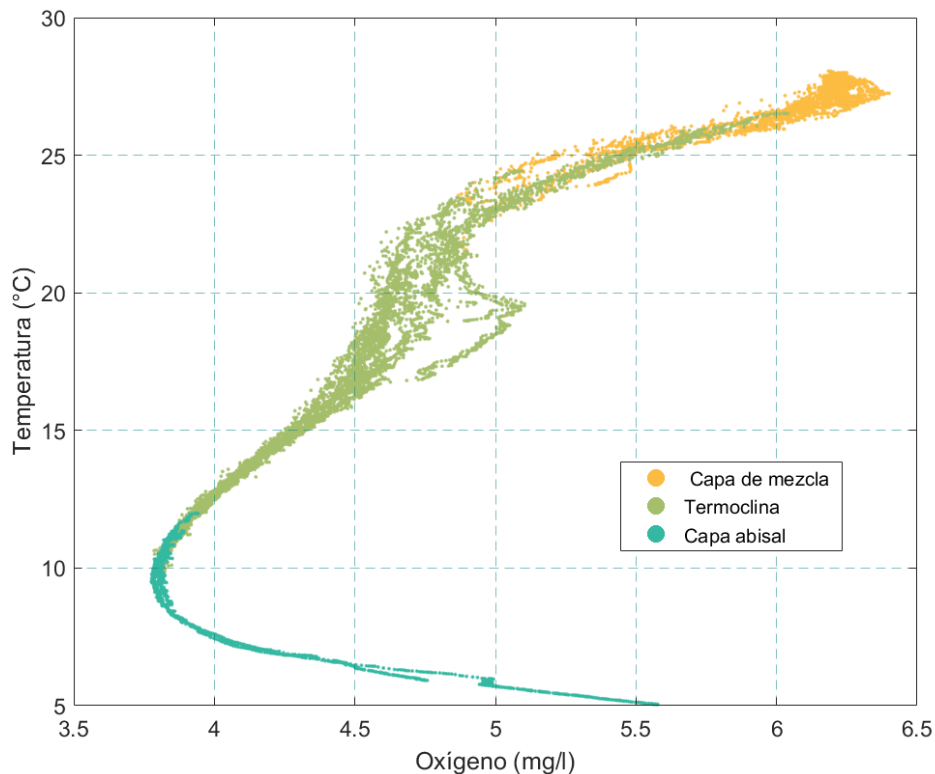


Figura 15: Diagrama comparativo de la temperatura vs. oxígeno disuelto, dividido en capas por colores.

Temperatura vs. Clorofila

La *Figura 16* muestra la relación entre la temperatura y la clorofila. En ella se observa la presencia de clorofila, únicamente en la capa de mezcla y parte superficial de la termoclina, en un rango de temperaturas de 28 °C – 21 °C. El máximo de clorofila de 0.55 mg/l se encontró a los 26 °C. Por debajo de los 20 °C ya no se registró presencia de clorofila ni en la termoclina, ni en la capa abisal.

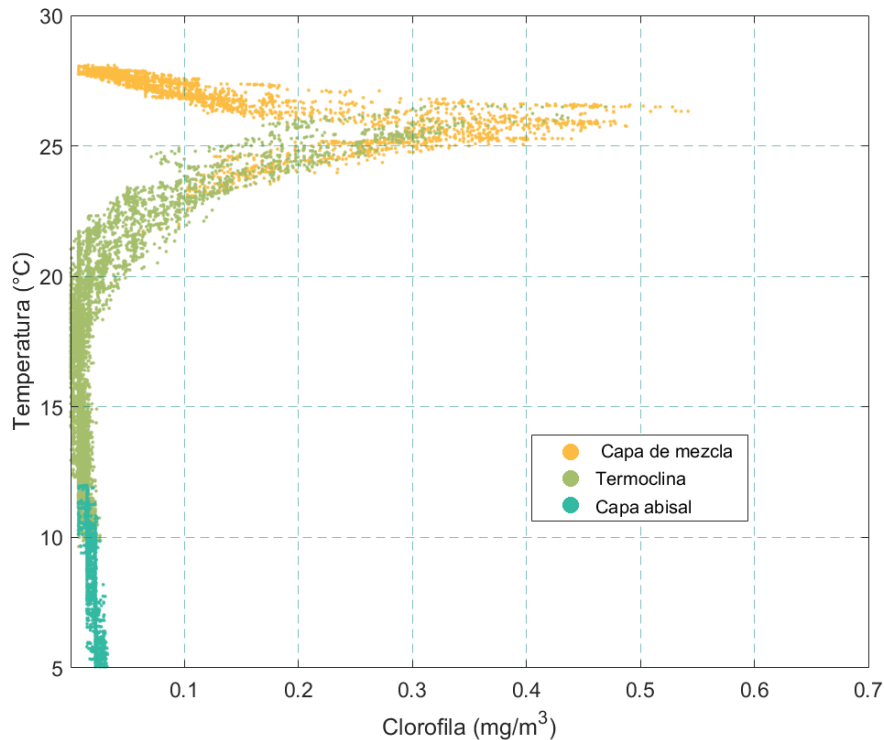


Figura 16: Diagrama comparativo de Temperatura vs. clorofila, dividido en capas por colores.

5.2 Estructura salina

La salinidad constituye uno de los rasgos más característicos e importantes del océano. Su distribución espacial variable es influenciada por procesos de diferente naturaleza, entre los cuales se encuentran la evaporación, precipitación y mezcla. Uno de los fenómenos con mayor participación en los patrones de distribución de la salinidad son las corrientes marinas, pues transportan masas de agua con características específicas alrededor del planeta (Rahmstorf, 2006).

Los patrones de distribución de salinidad están estrechamente relacionados con la temperatura, ya que ésta también regula los principales procesos que afectan la concentración de sal en el agua. En conjunto, estas dos variables hidrográficas tienen efecto sobre la densidad del agua, la cual será descrita en la siguiente sección.

5.2.1 Estructura vertical de la salinidad

Al igual que en la estructura térmica, la estructura vertical de salinidad típicamente es dividida en tres capas: la más superficial de ellas, conocida como capa de mezcla, tiene un espesor aproximado de 100 m y una salinidad baja y casi uniforme; la haloclina, ubicada debajo de la capa de mezcla, tiene un espesor aproximado de 1000 m y se caracteriza por el rápido cambio de salinidad en un corto segmento vertical de la columna de agua; la última capa recibe el nombre de capa abisal o profunda, se encuentra debajo de los 1000 m de profundidad, presenta una salinidad mayor que en capas superiores, que es relativamente estable con la profundidad. (Talley et al., 2011).

A continuación, se describen los patrones de distribución vertical de salinidad en el mar alrededor de Cozumel, observados durante la campaña CEMIE-1 y analizados a partir de perfiles y transectos.

Perfiles

En la estructura vertical de salinidad alrededor de la isla de Cozumel (Figura 17) se observó que en la capa de mezcla de aproximadamente 70 m de profundidad la salinidad se mantuvo relativamente estable en valores de 36 a 36.5 g/kg. Sin embargo, destaca la dispersión de los valores de salinidad en las diferentes regiones del sitio de estudio, siendo la región noroeste la de menor salinidad, mientras que la sureste, suroeste y norte.

Debajo de la capa de mezcla, de 80 m a 230 m de profundidad, la salinidad incrementó rápidamente y alcanzó el máximo de salinidad de ~36.7 g/kg a una profundidad de ~ 130 m en los perfiles del Canal de Cozumel y de ~ 150 m de profundidad al este de la isla, debido al levantamiento de las estructuras verticales del agua observado con mayor claridad a partir de los 80 m de profundidad en los perfiles de la Figura 17.

Subyaciendo a la capa de máxima salinidad se encontró la haloclina. En ella la salinidad decreció rápidamente 1.5 g/kg en 200 m (de 230 m a 430 m de profundidad). También se observó que en los últimos metros de la capa fue más evidente la separación de los perfiles, pues los medidos en el canal de Cozumel presentaron el máximo de salinidad a menor profundidad, teniendo también mayor dispersión en la haloclina.

La capa abisal se midió desde los 500 m hasta los 1000 m de profundidad. En la parte superior se observó una zona de transición desde la haloclina, pues la salinidad continuó decreciendo, pero en menor medida, hasta que a los 700 m de profundidad los valores de salinidad se establecieron cerca de 35 g/kg y mostraron un casi imperceptible aumento hacia el fondo.

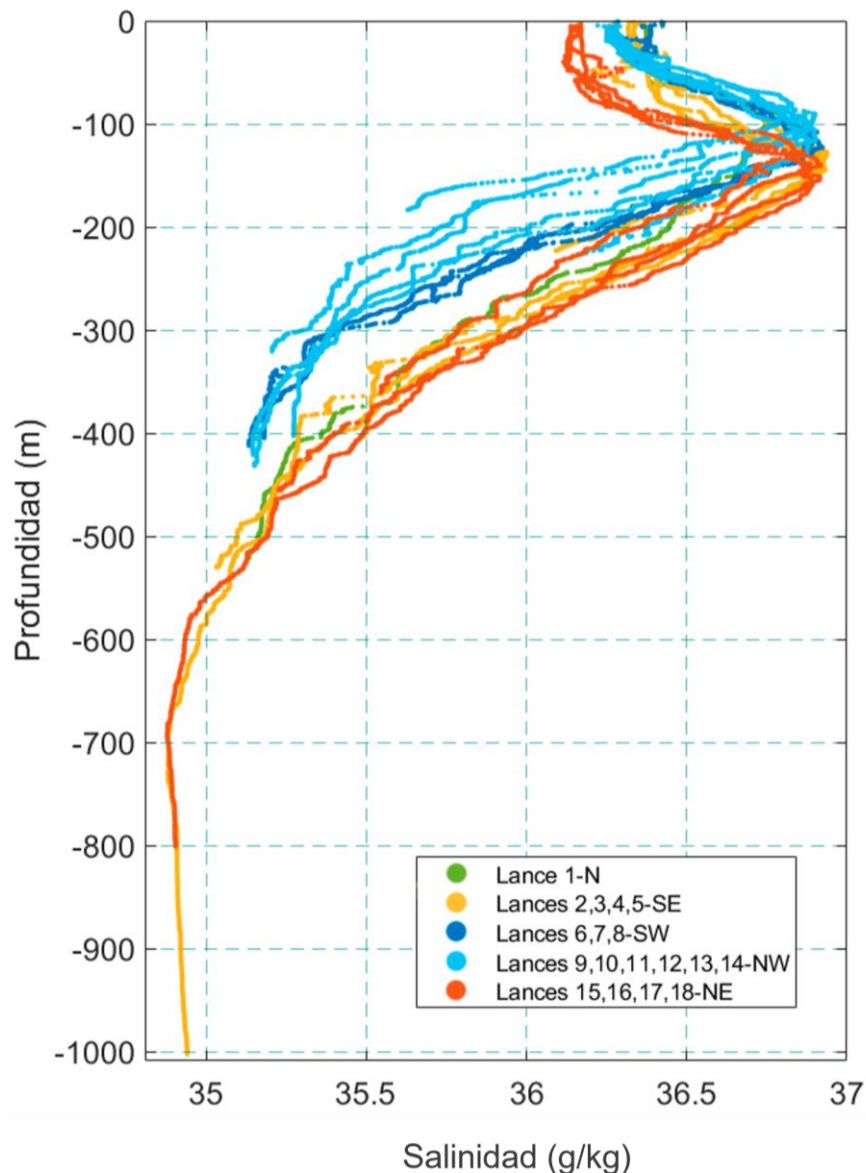


Figura 17: Perfiles verticales de salinidad, divididos en regiones por colores.

Transectos

Se realizaron dos transectos, uno en la región norte y otro la región sur (en las localidades indicadas en la *Figura 8*), a partir de la interpolación de los datos procesados colectados *in situ*. Cada uno presenta isohalinas cada 0.2 v y presenta en amarillo y azul, altas y bajas salinidades respectivamente.

La estructura salina mostró el levantamiento de la columna de agua hacia el oeste, en ambos flancos de la isla de Cozumel. Sin embargo, fue de mayor dimensión cerca de la costa de la península, dentro del canal de Cozumel en el transecto de la región norte. En el transecto sur el levantamiento fue menor y las isolíneas presentaron una estructura mucho más estratificada.

Las principales diferencias encontradas entre la capa de mezcla en la región norte (*Figura 18, a*) y sur (*Figura 18, b*) consistieron en los valores de salinidad y en la existencia de lentes de diferente salinidad. En la región norte, se observó que la capa de mezcla fue ligeramente más salina en el canal de Cozumel (36.4 g/kg) que al este de la isla, donde además a una profundidad de 40 m se encontró un lente de 30 m de grosor con salinidad de 36.2 g/kg.

En la región sur, la capa de mezcla tuvo por ambos lados de la isla, la misma salinidad registrada en el canal de Cozumel en la región norte (34.6 g/kg). El perfil más cercano a la península de Yucatán registró la presencia de un lente de 10 m de grosor y salinidad de 36.4 g/kg a aproximadamente 25 m de profundidad.

La capa de máxima salinidad (36.8 g/kg), ubicada entre 100 y 150 m de profundidad incrementó su grosor en dirección este a lo largo del transecto. El incremento fue más notorio en el transecto norte, pues en la parte más lejana al este de la isla se registró el doble del tamaño medido en la costa de la península de Yucatán. También se registró un lente con salinidad de 36.8 g/kg y 20 m de grosor, a 80 m de profundidad, en la zona de transición entre la capa de máxima salinidad y la capa de mezcla dentro del canal de Cozumel.

En la capa abisal, el levantamiento de las isolíneas fue más evidente, pues se encontró menor salinidad a menor profundidad en el transecto norte, especialmente en el canal de Cozumel. Además, la estructura de las isolíneas cambió, pues en la región norte se suavizó su pendiente en el canal de Cozumel, mientras que hacia el Caribe central se

acentuó. En la región sur, por el contrario, la pendiente de las isolíneas incrementó en comparación con las capas superiores.

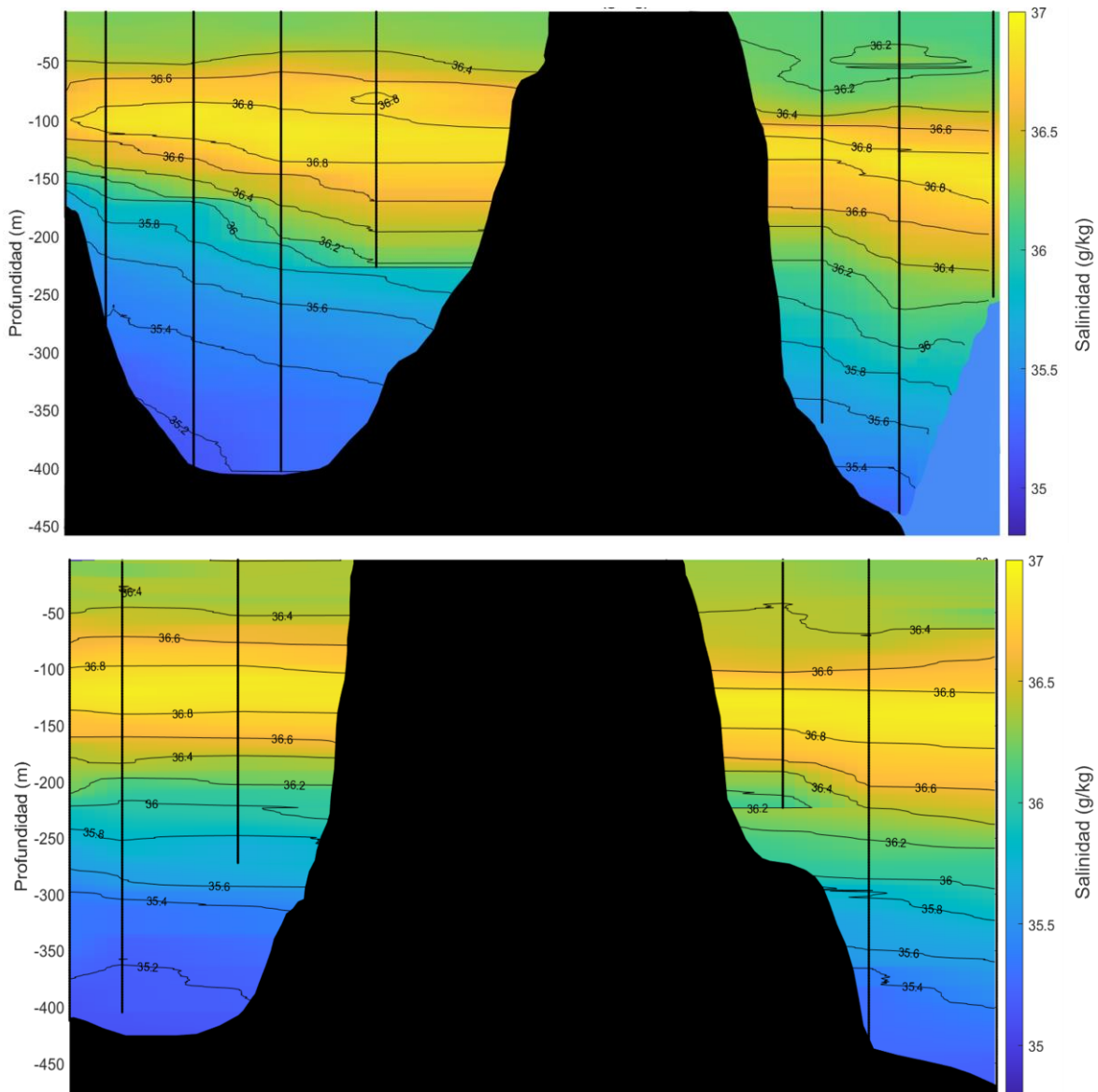


Figura 18: Transecto norte (a) y sur (b) que muestra los patrones de distribución vertical de la salinidad de las localidades de la Figura 8, mostrando al oeste la península de Yucatán y al este el Caribe central.

5.2.2 Estructura horizontal de la salinidad

Se realizaron mapas de distribución horizontal de 5 m a 350 m de profundidad, cada 10 m; representando las regiones del sitio de estudio con mayor salinidad en color amarillo menor salinidad en color azul.

La estructura salina horizontal fue prácticamente uniforme, pues presentó gradientes horizontales casi imperceptibles, con dos patrones principales, el primero coincide en profundidad con la capa de mezcla y el segundo se extendió desde la capa de máxima salinidad hasta 350 m de profundidad.

El primer patrón, ilustrado en la *Figura 19* (mapa a 5 m de profundidad) presentó una distribución de mayor salinidad en la región occidental de la zona de estudio, desde la línea de costa de la península de Yucatán y atravesando el canal de Cozumel hasta el borde sur de la isla de Cozumel. La salinidad decreció hasta el sureste donde se encontró la concentración ligeramente menor de la zona de estudio. Se observó que, al aumentar la profundidad desde la superficie hasta aproximadamente 100 m de profundidad, la región ligeramente más salina se encontraba cada vez más cerca de la parte norte de la península de Yucatán.

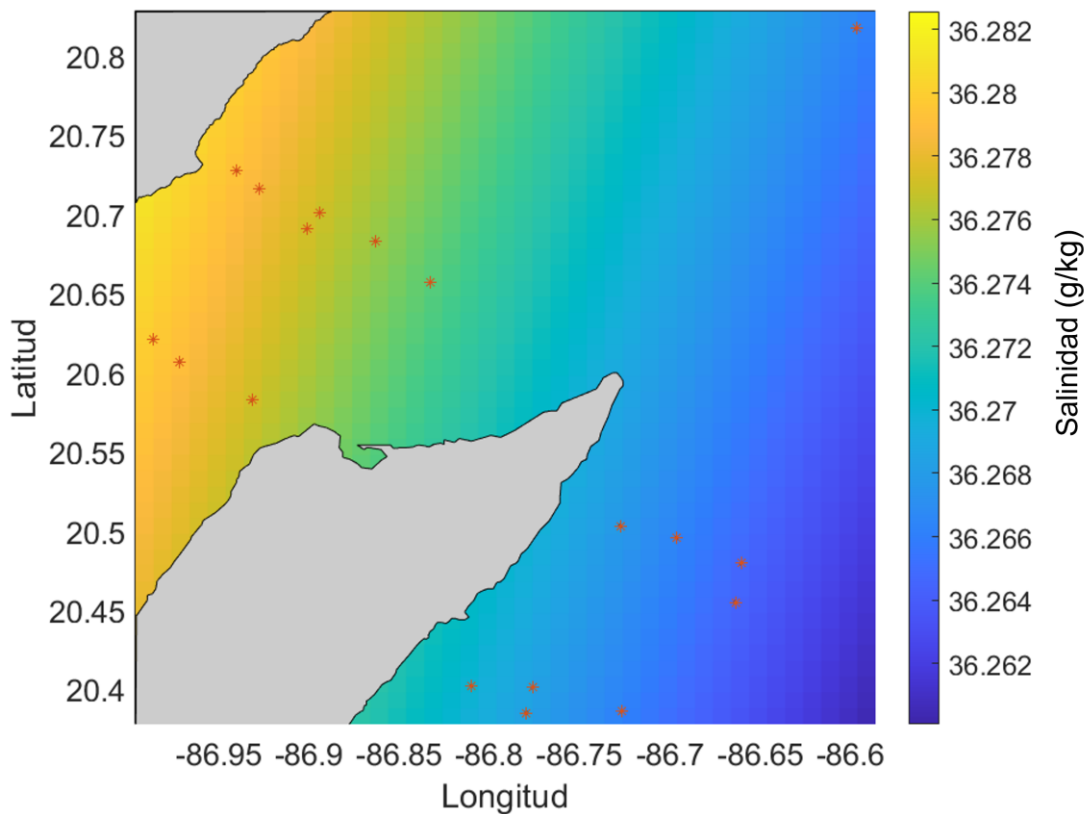


Figura 19: Mapa de distribución horizontal de salinidad a 5 metros de profundidad en las localidades de la zona de estudio.

A partir de 150 m de profundidad (*Figura20*), el patrón de distribución de salinidad fue inverso al de la capa superficial. La zona ligeramente más salina se encontró en la región sureste y se extendió horizontalmente hacia el este de la isla de Cozumel. La región ligeramente menos salina se encontró al oeste de la isla, en el canal de Cozumel y se observó que su extensión horizontal incrementó con la profundidad.

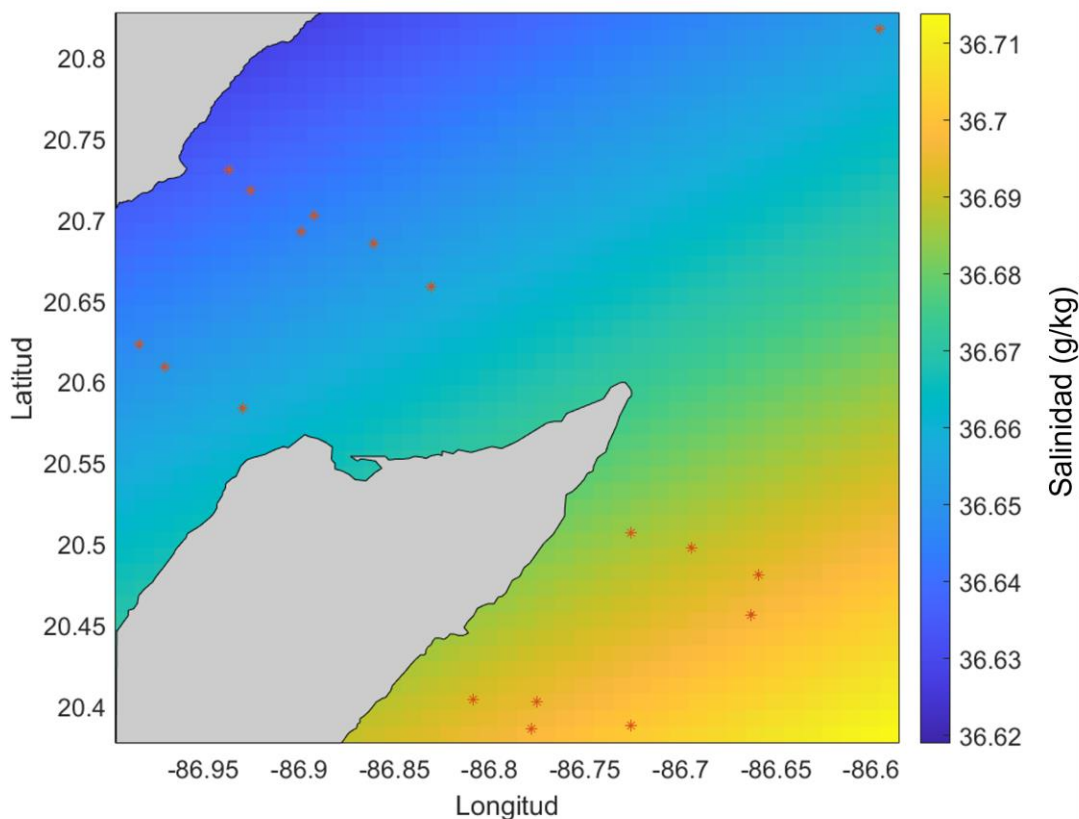


Figura 20: Mapa de distribución horizontal de salinidad a 150 m de profundidad que presenta la ubicación de los sitios de muestreo.

5.2.3 Relación de la salinidad con otras variables

La salinidad está relacionada directa e indirectamente con otras características hidrográficas, como la densidad, concentración de oxígeno disuelto y clorofila. Los diagramas comparativos que se presentan a continuación permiten conocer la relación que hay entre ellas en el mar alrededor de Cozumel.

Salinidad vs. Densidad

La relación entre la salinidad y la densidad (*Figura 21*) muestra la separación en dos grupos de las mediciones realizadas en el canal de Cozumel y al este de la isla. Se observó que la salinidad es ligeramente mayor en el canal de Cozumel en densidades menores a 1026 kg/m^3 . En densidades mayores a este último valor, las mediciones realizadas en el flanco este de la isla de Cozumel fueron ligeramente más salinas que en el canal.

El máximo de salinidad se encontró asociado a una densidad de 1026 kg/m^3 . Los valores más bajos de salinidad ($<35 \text{ g/kg}$) fueron asociados a altas densidades, con valores $>1030 \text{ kg/m}^3$.

La densidad mínima (1023.5 kg/m^3), encontrada en la capa de mezcla se encontró asociada a un rango de salinidad entre 36 g/kg y 36.5 g/kg .

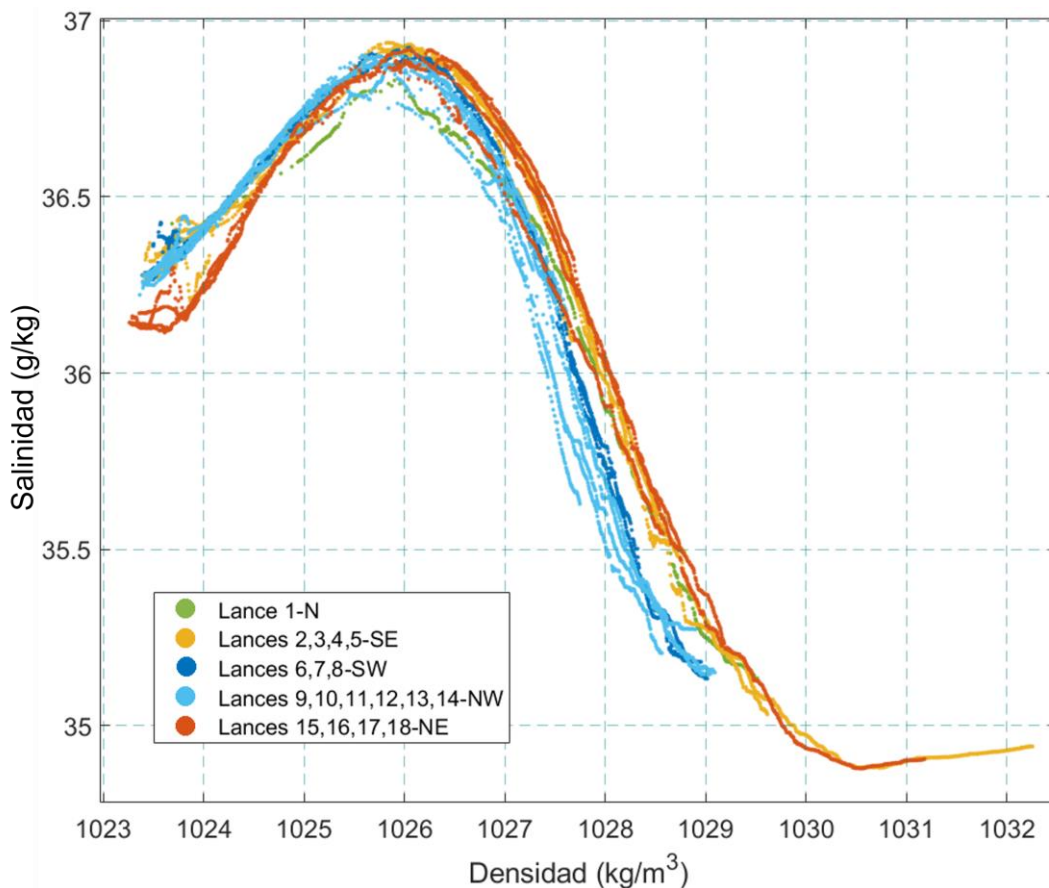


Figura 21: Diagrama comparativo de Salinidad vs. densidad. Los colores indican la separación de los perfiles realizados al este y oeste de Cozumel.

Salinidad vs oxígeno

La concentración de oxígeno disuelto osciló en un rango entre 3.5 mg/l y 7 mg/l. Mostró la separación de las mediciones en el canal de Cozumel y al este de la isla de Cozumel y fueron las primeras mediciones las que presentaron menor concentración de oxígeno.

Se encontraron dos máximos de oxígeno (*Figura 22*), el primero asociado a un rango de salinidad entre 36 g/kg y 36.5 g/kg, en la capa de mezcla. El segundo máximo ocurre como un rápido incremento asociado a salinidades menores a los 35 g/kg de la capa abisal. Este ocurre luego del mínimo de oxígeno (~ 3.7 mg/l) encontrado a salinidades de 35.5 g/kg dentro de la misma capa abisal. También se observó que el máximo de salinidad presentó concentraciones de oxígeno entre 4.5 y 5 mg/l, dentro de la parte baja de la capa de mezcla y la parte superior de la termoclina.

El mínimo de salinidad se encuentra asociado al mínimo de oxígeno (<4 mg/l) ubicados en la capa abisal.

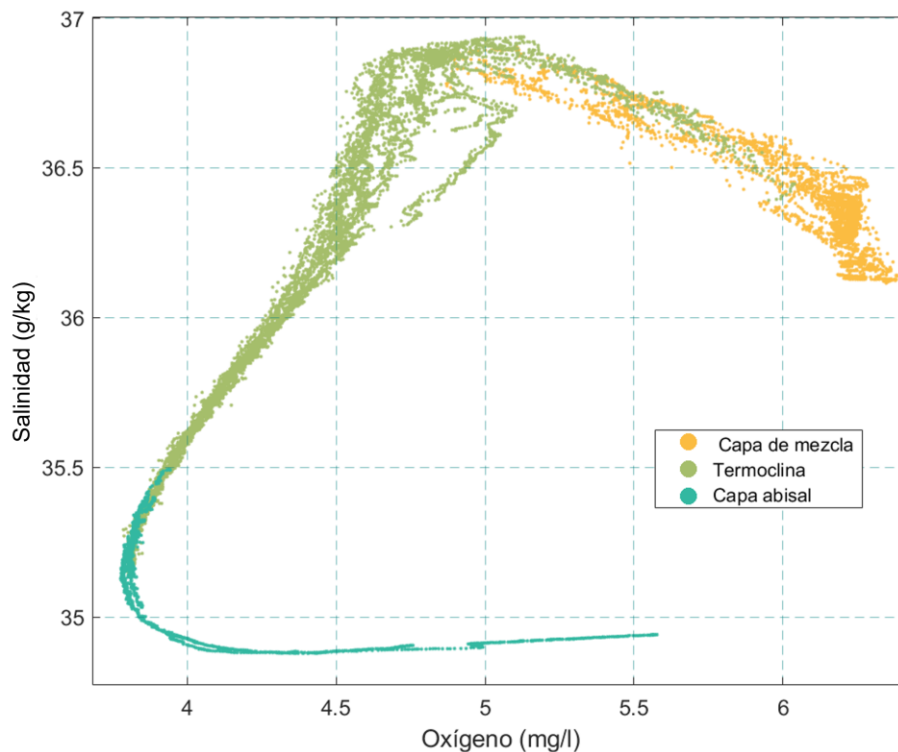


Figura 22: Diagrama comparativo de Salinidad vs Oxígeno que muestra en diferentes colores las capas de la columna de agua.

Salinidad vs. Clorofila

La relación entre la salinidad y clorofila mostró que la presencia de clorofila se limitó a la capa de mezcla, la cual presentó la máxima concentración de clorofila asociada a salinidades entre 36.3 g/kg y 36.7 g/kg (*Figura 23*) y los datos mostraron mucha dispersión.

Se observó que en la termoclina y capa abisal la concentración de clorofila fue de valores muy cercanos a 0 mg/l, por lo que se consideró nula. La mayor presencia de clorofila es en la capa de mezcla, donde además se presenta el máximo con un valor de 0.5 mg/L.

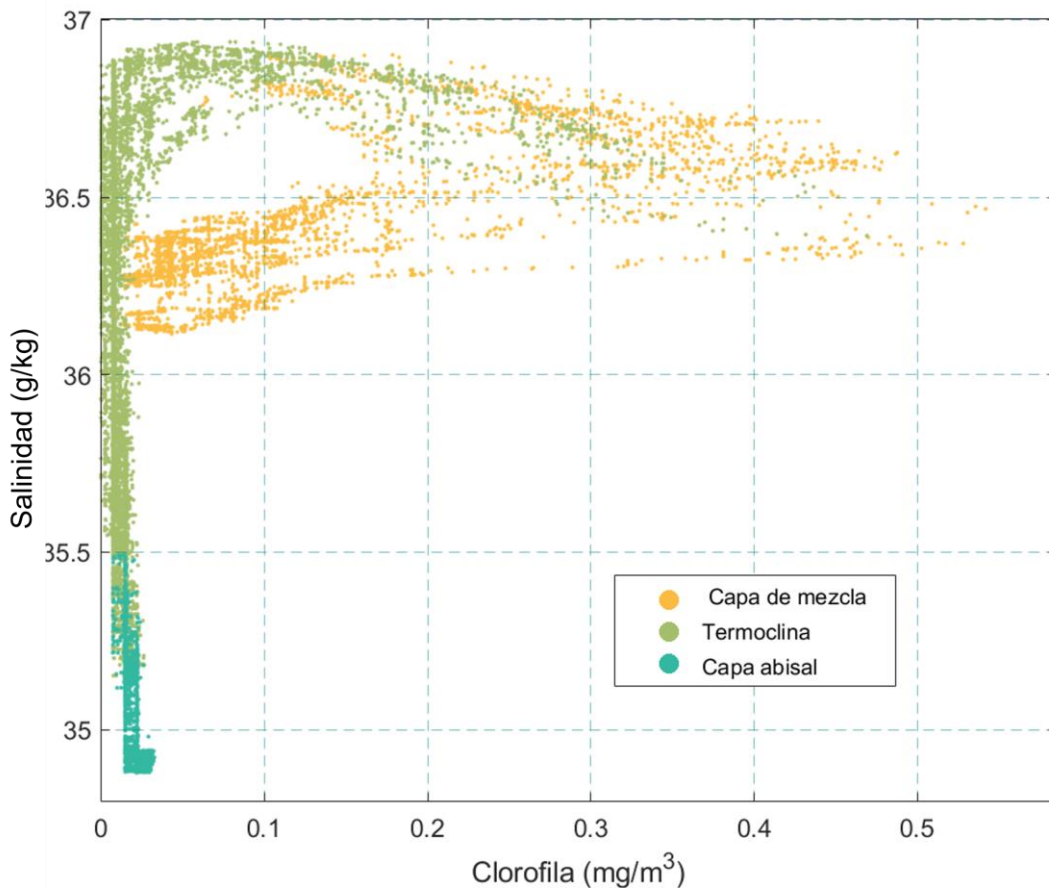


Figura 23: Diagrama comparativo de salinidad y clorofila que muestra las capas de agua asociadas a un color.

5.3 Estructura de la densidad

La densidad es una característica hidrográfica influenciada principalmente por la salinidad y la temperatura de las masas de agua. Generalmente, un aumento en la salinidad produce un aumento en la densidad, mientras que un aumento en la temperatura disminuye la densidad. Este comportamiento es de gran importancia en la circulación del océano, al generar el desplazamiento de las masas de aguas y con ello diferencias en los patrones de distribución de la densidad.

5.3.1 Estructura vertical de la densidad

La distribución vertical de la densidad está compuesta por tres capas. La primera de ellas forma parte de la capa de mezcla; presenta densidades bajas y relativamente estables como resultado de su interacción con la atmósfera. La segunda capa, denominada pycnoclina es caracterizada por presentar un rápido cambio de la densidad con la profundidad, siendo este un comportamiento poco común en el resto de la columna de agua, donde los cambios son de menor magnitud. Debajo de la pycnoclina, se encuentra la profunda capa abisal, la cual alberga masas de agua de gran densidad y bajas temperaturas.

Perfiles

Como se demostró en la temperatura y salinidad, la estructura vertical de la densidad alrededor de Cozumel muestra levantamiento de las capas de agua en el Canal de Cozumel en comparación con las capas de agua al este de la isla. Presenta una capa de mezcla, una clara pycnoclina y una capa abisal (*Figura 24*). En conjunto, estas capas mostraron que la densidad aumentó 8 kg/m^3 en 1000 m de profundidad.

La capa de mezcla presentó una distribución de densidad relativamente uniforme en los primeros 40 m de profundidad. En la parte más superficial se registró el mínimo valor de densidad de toda la columna de agua (1024 kg/m^3) y aumentó $\sim 0.5 \text{ kg/m}^3$.

La pycnoclina se definió de 50 m a aproximadamente 180 m de profundidad, pues se observó que en esta capa la densidad aumentó 3 kg/m³. También se observó que el levantamiento de los perfiles realizados en el canal de Cozumel fue mayor que en el resto de las capas.

La última y de mayor tamaño capa abisal midió 800 m. Presentó la menor tasa de cambio de toda la columna de agua, pues aumentó 5 kg/m³ sin mostrar tendencia alguna a estabilizar los valores de densidad.

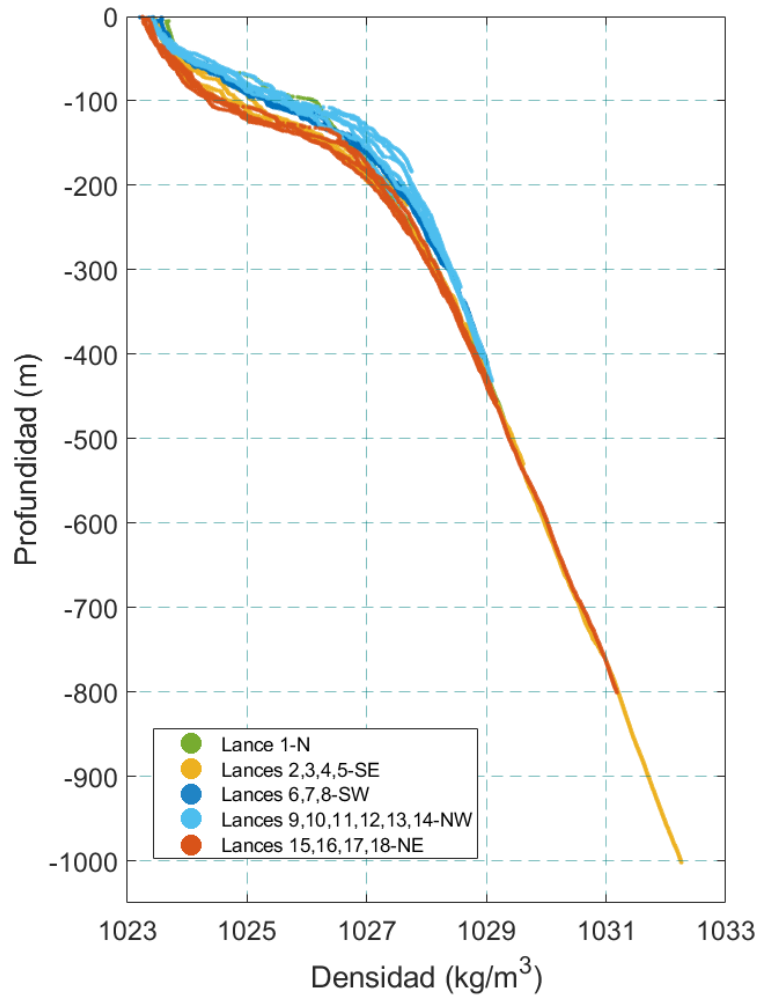


Figura 24: Perfil vertical de la Densidad en las localidades de la Figura 8. Los colores indican la separación de los perfiles realizados al este y oeste de Cozumel.

Transectos

La distribución vertical de la densidad (*Figura 25*) mostró que las capas de agua estaban ligeramente levantadas hacia el oeste, cerca del talud de la península de Yucatán y la costa este de Cozumel. Este levantamiento fue más evidente en la región norte del Canal de Cozumel. El transecto sur por el contrario presentó una estructura con menor pendiente por ambos lados de la isla.

La profundidad de las isopícnas fue similar en la capa superficial de ambos transectos, pero a mayor profundidad la diferencia de profundidades fue más evidente, de tal modo que la densidad del agua en el fondo fue menor en el transecto norte que en el transecto sur.

En ambos transectos la distancia entre isopícnas es mayor con la profundidad, sin embargo, es aún más grande en el transecto sur.

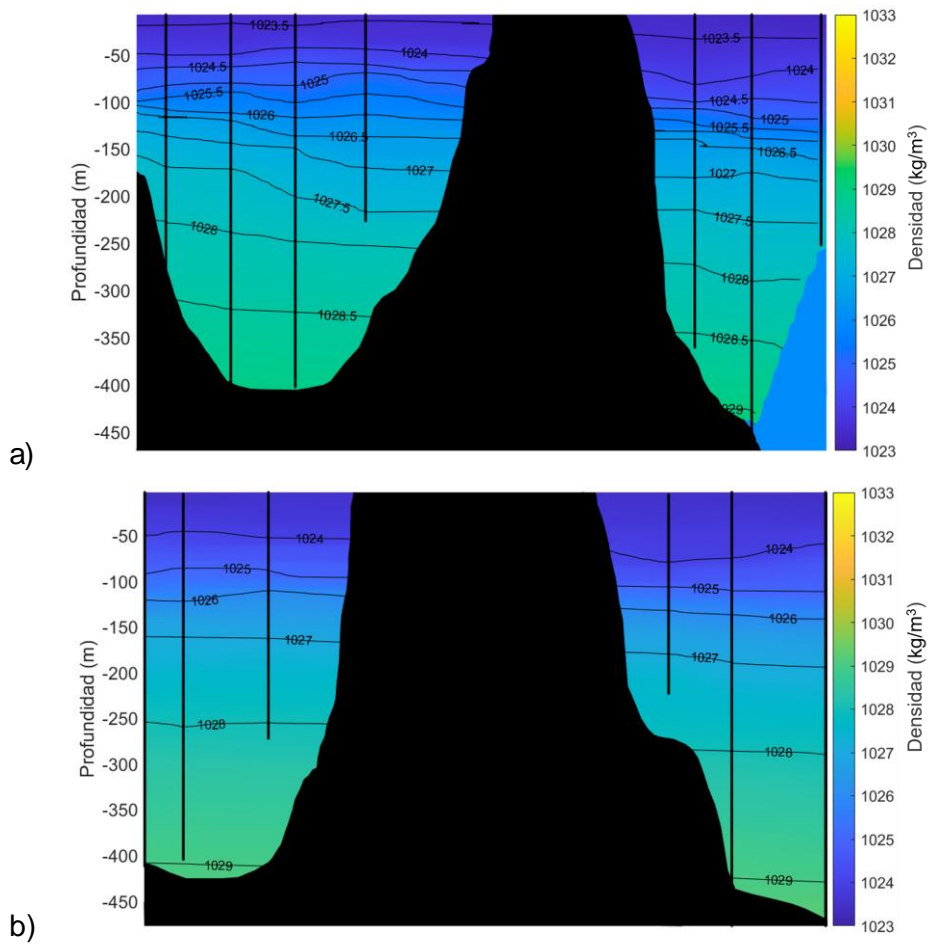


Figura 25: Transectos verticales norte (a) y sur (b) de la densidad (kg/m^3).

5.3.2 Estructura horizontal de la densidad

Los patrones de distribución horizontal fueron analizados a partir de mapas elaborados con la interpolación de datos procesados obtenidos in situ, realizados cada 10 m desde 5 m a 350 m profundidad.

Los patrones horizontales de la densidad en la superficie de la columna de agua mostraron un gradiente en una escala de milésimas de mg/l , por lo que se consideraron relativamente uniformes. Aun cuando los cambios fueron tan pequeños, se identificaron dos patrones de distribución: uno en la capa superficial (5 m) y otro altamente uniforme desde de los 10 m de profundidad hasta el fondo (*Figura 27*).

En el patrón superficial (*Figura 26*), la zona ligeramente más densa se ubicó al oeste de la zona de estudio, extendiéndose por el canal de Cozumel, desde la costa de la península de Yucatán hacia la parte sur de la costa oeste de Cozumel. La zona con densidad ligeramente menor se encontró al sureste de la zona de estudio.

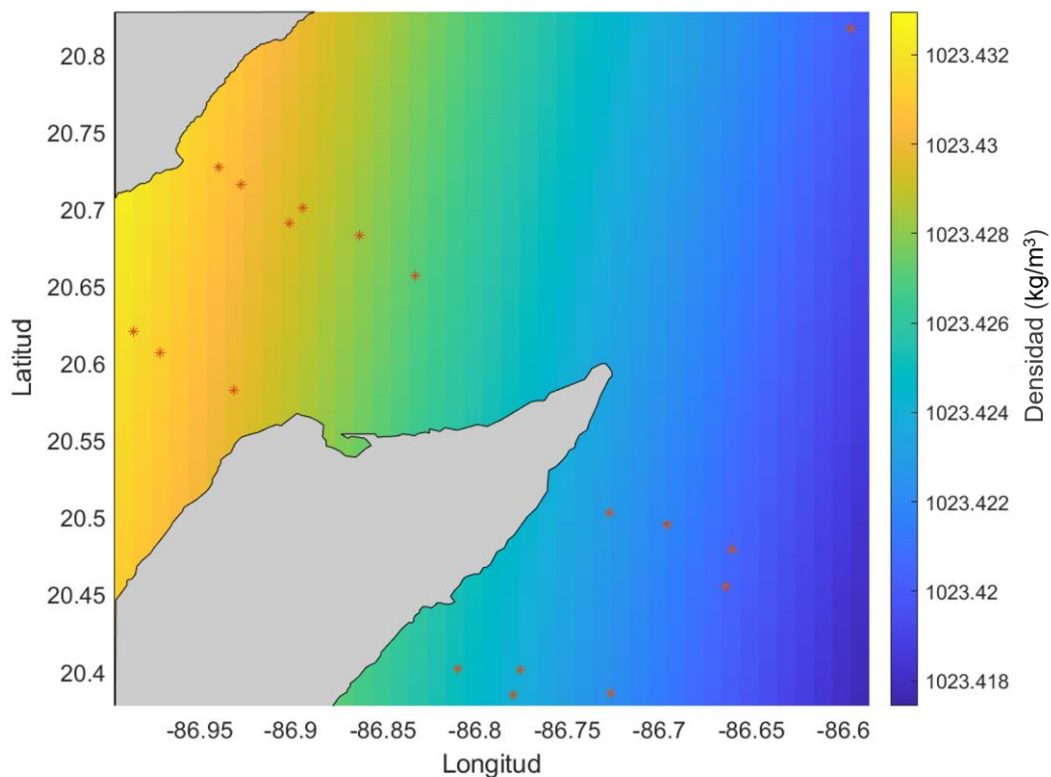


Figura 26: Mapa de distribución horizontal de la densidad alrededor de Cozumel a cinco m de profundidad

En el segundo patrón de distribución la zona de mayor densidad se localizó principalmente al noroeste, sin embargo, a 80 m y 100 m de profundidad se posicionó en la zona norte, y volvió a su posición en la región noroeste en los siguientes 250 m de la columna de agua. La zona de menor densidad se mantuvo al sureste y disminuyó su área con la profundidad.

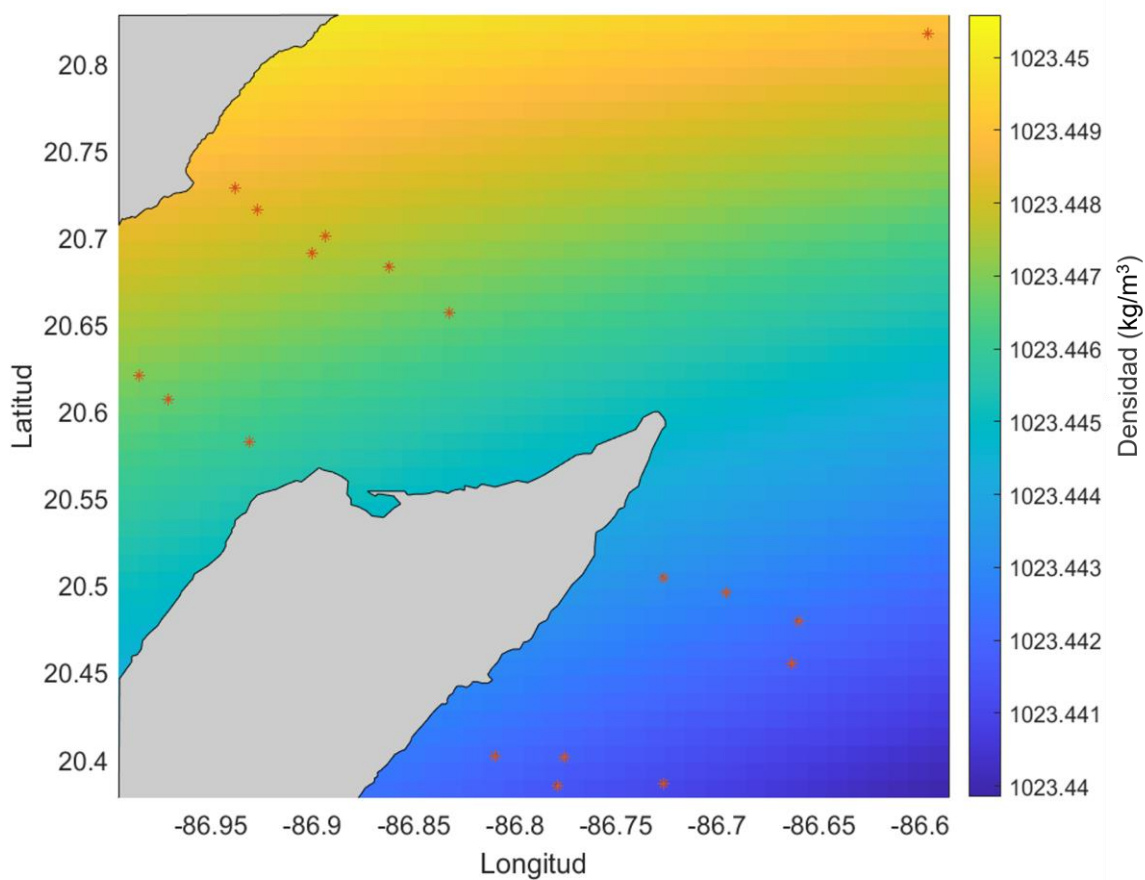


Figura 27: Mapa de distribución vertical de la densidad alrededor de Cozumel a los 10 m de profundidad.

5.3.3 Relación de la densidad con otras variables

La relación entre la densidad, temperatura y salinidad se describió previamente en las secciones anteriores correspondientes a cada variable. A continuación, se presenta la relación de la densidad con el oxígeno a partir de un diagrama comparativo.

Densidad vs. Oxígeno

La relación de la densidad con el oxígeno (*Figura 28*) mostró la diferencia de concentración y valores de densidad entre las mediciones en el canal de Cozumel y al este de la isla. Las primeras tuvieron una concentración de oxígeno y densidad ligeramente menor que las segundas.

Se presentaron dos máximos de oxígeno con valores de ~6.5 mg/l y 5.5 mg/l, asociados a la menor (1024 kg/m³) y mayor (1032 kg/m³) densidad, respectivamente.

También se observó que las concentraciones de oxígeno disminuyeron con el aumento de la densidad, desde 1024 kg/m³ hasta 1029 kg/m³. Ésta última densidad se encontró asociada la mínima concentración de oxígeno disuelto encontrada, la cual tuvo un valor ligeramente menor a 4 mg/l.

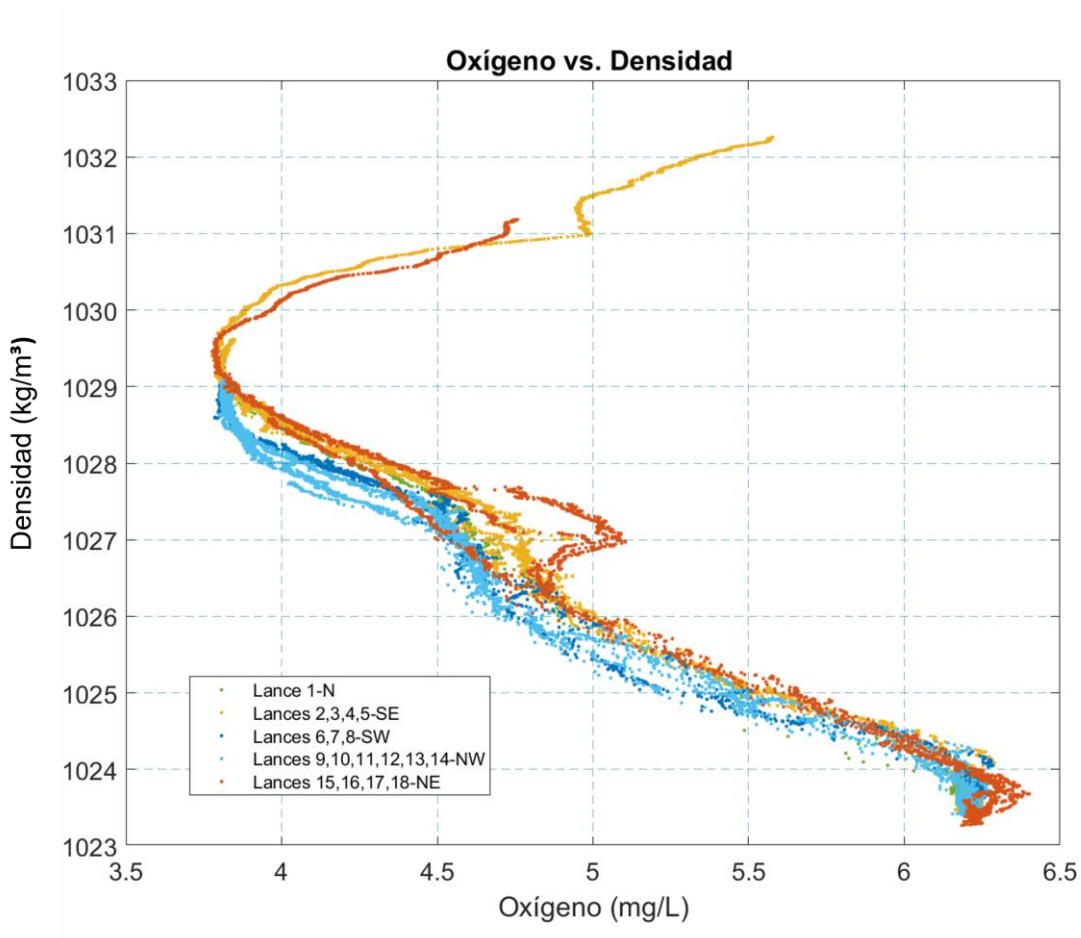


Figura 28: Diagrama comparativo de densidad vs. Oxígeno. Los colores indican la separación de los perfiles realizados al este y oeste de Cozumel.

5.4 Estructura del oxígeno disuelto

El oxígeno puede ingresar a la columna de agua por aireación en la superficie o como resultado de la fotosíntesis, además de la entrada de agua con diferentes concentraciones de oxígeno. La remoción de este puede ocurrir por respiración y oxidación química. Además, su distribución impacta la presencia y abundancia de los organismos marinos, al ser un elemento esencial para el cumplimiento de sus funciones vitales.

5.4.1 Estructura vertical del oxígeno disuelto

La estructura vertical del oxígeno se compone principalmente de cinco capas: capa de mezcla, oxiclina, zona de mínimo oxígeno y una capa profunda donde la concentración de oxígeno aumenta.

La capa de mezcla generalmente presenta una concentración de oxígeno disuelto alta y uniformemente distribuida, que puede ser de hasta alrededor de 8 mg/L (Córdobarena et al., 2020; Lucey et al., 2021). Dentro de la oxiclina, la concentración de oxígeno disminuye rápidamente con la profundidad y se extiende hasta 500 m. La zona mínima de oxígeno puede extenderse 1000 m. Como su nombre lo indica la concentración de oxígeno disuelto es muy baja. Esto se debe a la nula interacción que tiene con la atmósfera, la poca incidencia de radiación solar y a que el poco oxígeno que puede encontrarse es consumido por diversos organismos. Por debajo de la zona de mínimo oxígeno generalmente se presenta una zona donde la concentración de oxígeno incrementa como resultado de la formación de masas de agua muy frías y ricas en oxígeno que viajan a través del océano global a grandes profundidades (WaterBoards, 2015).

Perfiles

La capa de agua superficial de la distribución vertical del oxígeno disuelto (*Figura 29*) alrededor de la isla de Cozumel (en las localidades indicadas en la *Figura 8*) presentó una concentración relativamente uniforme cercana a 6.3 mg/l en los primeros 40 m de profundidad como parte de la capa de mezcla. Debajo de ella, de 40 m a 70 m de

profundidad, la concentración de oxígeno aumentó ligeramente a la máxima concentración de oxígeno disuelto de toda la columna de agua, con valor de 6.4 mg/l.

La oxiclina se determinó de ~80 m hasta ~ 350 m de profundidad. En ella la concentración de oxígeno disminuyó 2 mg/l y presentó dos patrones a diferentes profundidades. De 80 m hasta ~160 m de profundidad (80 m) la disminución del oxígeno fue más marcada (de ~1.5 mg/l) que en los ~110 m restantes de la oxiclina, donde la concentración de oxígeno sólo disminuyó ~0.5 mg/l. Además, se observó que a partir de esta capa las estructuras dinámicas de las mediciones en el canal de Cozumel tienen menor profundidad que las ubicadas al este de Cozumel.

Debido al levantamiento de los lances en el canal de Cozumel, la capa de oxígeno mínimo presentó a diferentes profundidades una concentración de 3.7 mg/l. Dentro del canal, inició a alrededor de 350 m de profundidad y se midió su extensión hasta los ~520 m. Al este de la isla inició a los ~420 m y se extendió hasta los 560 m de profundidad.

En aguas profundas (>560 m) la concentración de oxígeno aumentó gradualmente a mayor profundidad. Así, a los 1000 m tuvo una concentración de oxígeno de 5.5 mg/l, valor similar al encontrado a los ~100 m de profundidad en la oxiclina.

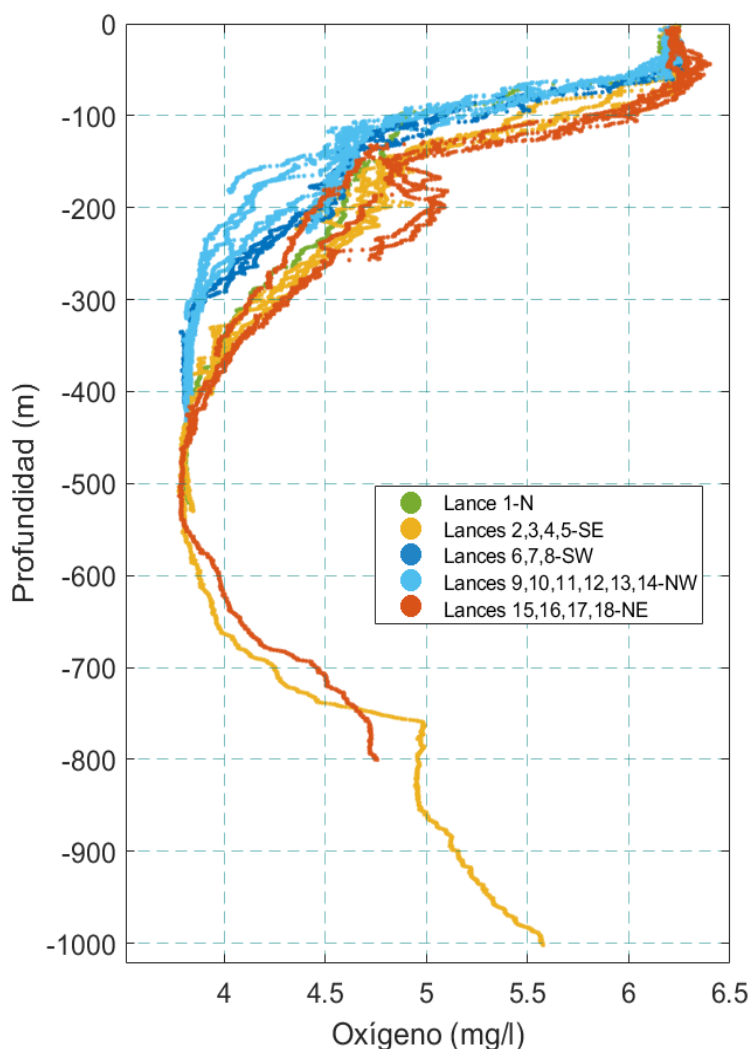


Figura 29 Perfiles de oxígeno disuelto alrededor de Cozumel. Los colores indican la separación de los perfiles realizados al este y oeste de Cozumel.

Transectos

Los cortes transversales en la región norte y sur (de las localidades indicadas en la Figura 8) del mar alrededor de Cozumel muestran diferencias entre los flancos este y oeste. Similar a la estructura de las variables descritas en secciones anteriores, las capas de agua aumentaron su grosor hacia el este y como resultado, las isolíneas hacia mar adentro se presentaron a una mayor profundidad. Entre regiones, también se observó que el incremento del grosor de las capas fue mayor en el transecto norte.

En el transecto norte se encontraron lentes de oxígeno en la capa de mezcla y a los 170 m de profundidad, los cuales presentaron concentraciones de oxígeno de 5.5 mg/l y 5 mg/l respectivamente. En el transecto sur la distribución de los lentes de oxígeno

es similar a la del transecto norte, ubicando lentes con una concentración de 4.5 mg/l alrededor de los 170 m de profundidad por ambos lados de la isla.

La estructura vertical del transecto sur presentó a las isolíneas ligeramente más horizontales (*Figura 30, b*) que en el transecto norte, donde estas tuvieron mayor pendiente con la profundidad (*Figura 30, a*).

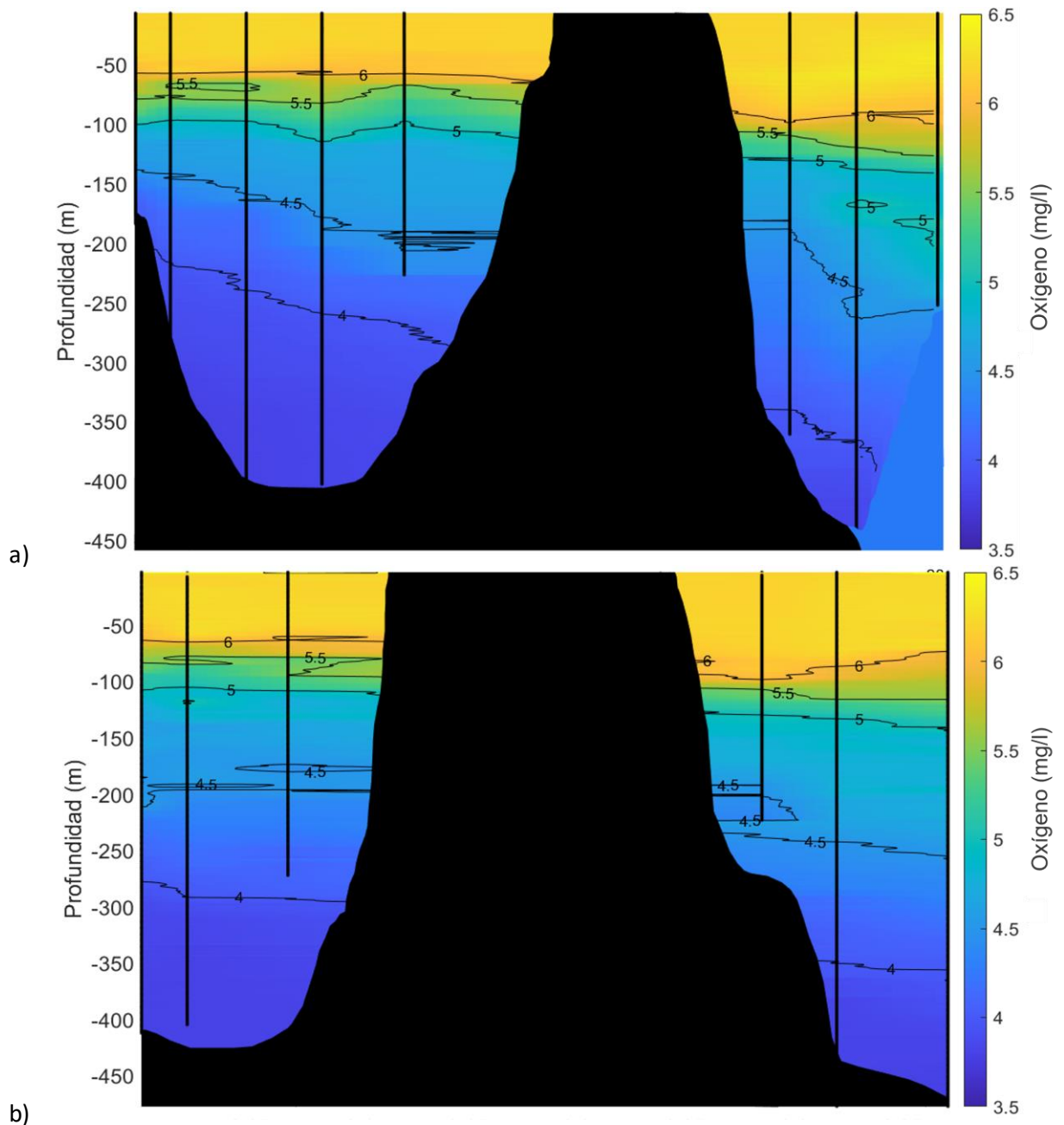


Figura 30: Transectos verticales de la región norte (a) y sur (b) de Cozumel que muestran la distribución del oxígeno.

5.4.2 Estructura horizontal del oxígeno disuelto

La distribución horizontal del oxígeno varía en los primeros 20 m de profundidad. A los 5 m de profundidad (*Figura 31*) la región norte es ligeramente más rica en oxígeno que las regiones sureste y suroeste. A los 10 m, la región ligeramente más rica en oxígeno se encontró al sureste de la isla de Cozumel, mientras que la de menor contenido de oxígeno al noreste y noroeste. A los 20 m de profundidad la cantidad de oxígeno es mayor en los flancos sureste y suroeste de la isla de Cozumel, y ligeramente menor en la región norte.

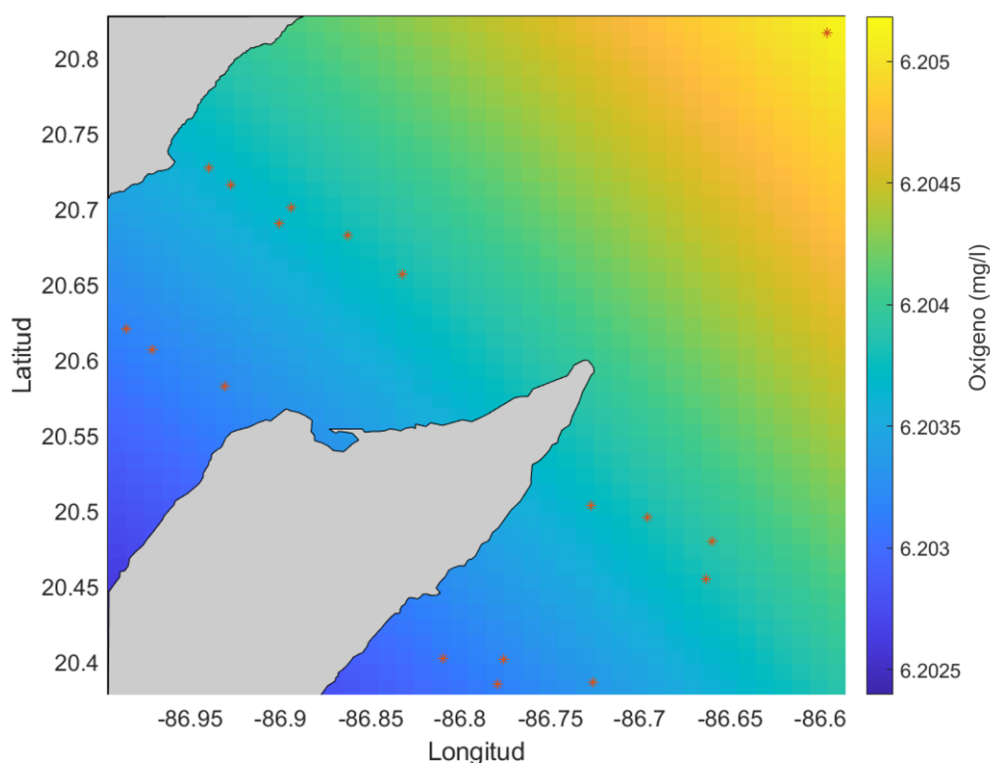


Figura 31: Mapa de distribución horizontal del oxígeno disuelto alrededor de Cozumel a los 5 m de profundidad

A partir de los 30 m (*Figura 32*) de profundidad y hasta 350 m, el patrón de distribución horizontal ubica la región ligeramente más rica en oxígeno al sureste de la isla de Cozumel con una extensión que disminuye con la profundidad. En la región noroeste la concentración de oxígeno fue ligeramente menor y la extensión de la zona fue aumentando con la profundidad.

Se observó que el patrón de distribución en la oxiclina (85 a 350 m) no tuvo cambios.

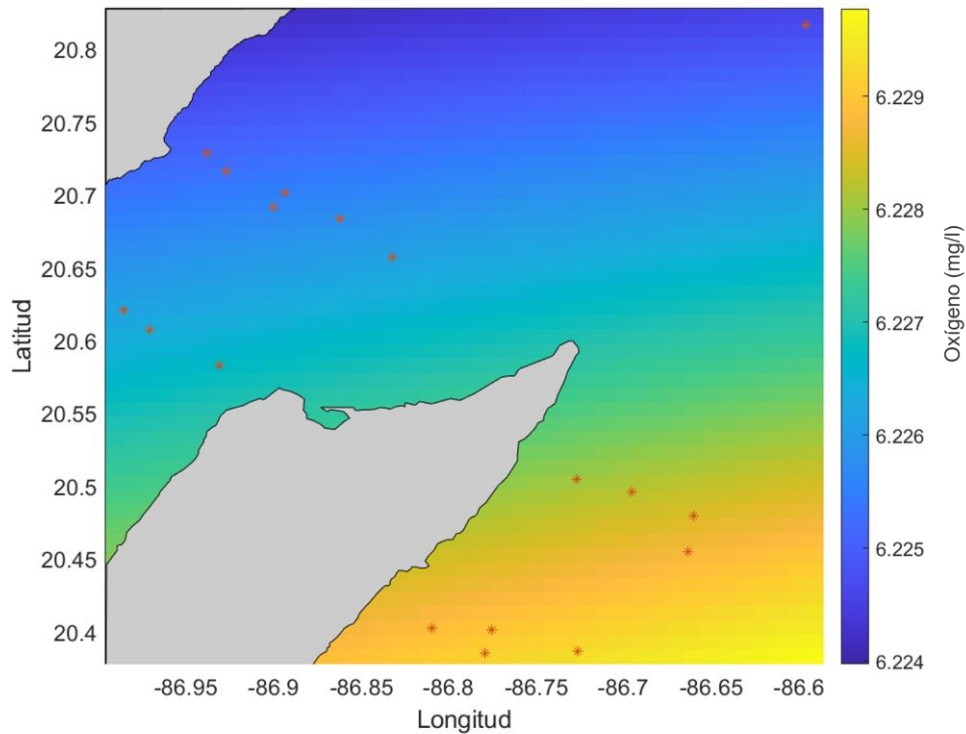


Figura 32: Mapa de distribución horizontal del oxígeno disuelto alrededor de Cozumel a 30 m de profundidad.

5.5 Estructura de la clorofila

La distribución de la clorofila está vinculada directamente a características como la estratificación y mezcla de la columna de agua, el grosor o amplitud de la capa que es penetrada por la radiación solar (capa fótica) y a la disponibilidad de nutrientes (Signoret, M.; Bulit, C.; Pérez, 1998). A continuación, se describen los campos de clorofila del mar alrededor de Cozumel.

5.5.1 Estructura vertical de la clorofila

La estructura vertical típica de la clorofila en la columna de agua está caracterizada

Por valores máximos (posiblemente vinculado al máximo de producción primaria) y la zona donde cambia rápidamente la abundancia de nutrientes (nutriclina), que a su vez están vinculados a la termoclina y en consecuencia al límite inferior de la zona eufótica.

Perfiles

La distribución vertical de la clorofila en las localidades indicadas en la *Figura 8* se limitó a la capa de mezcla y parte superior de la capa subsuperficial de la columna de agua (*Figura 33*), la cual se encontró dentro de los límites de la zona fótica (~100 m de profundidad).

La concentración de clorofila en la capa de mezcla fue baja; se encontró dentro del rango de 0.05 mg/m^3 en la superficie, a la máxima concentración registrada con un valor de 0.55 mg/m^3 a aproximadamente 85 m y ~100 m de profundidad en el canal de Cozumel y al este de la isla respectivamente, pues también se observó el levantamiento de las estructuras de los perfiles realizados en el Canal de Cozumel. Por debajo de los máximos, la concentración de clorofila decreció rápidamente hasta que a los 150 m de profundidad fue de 0.

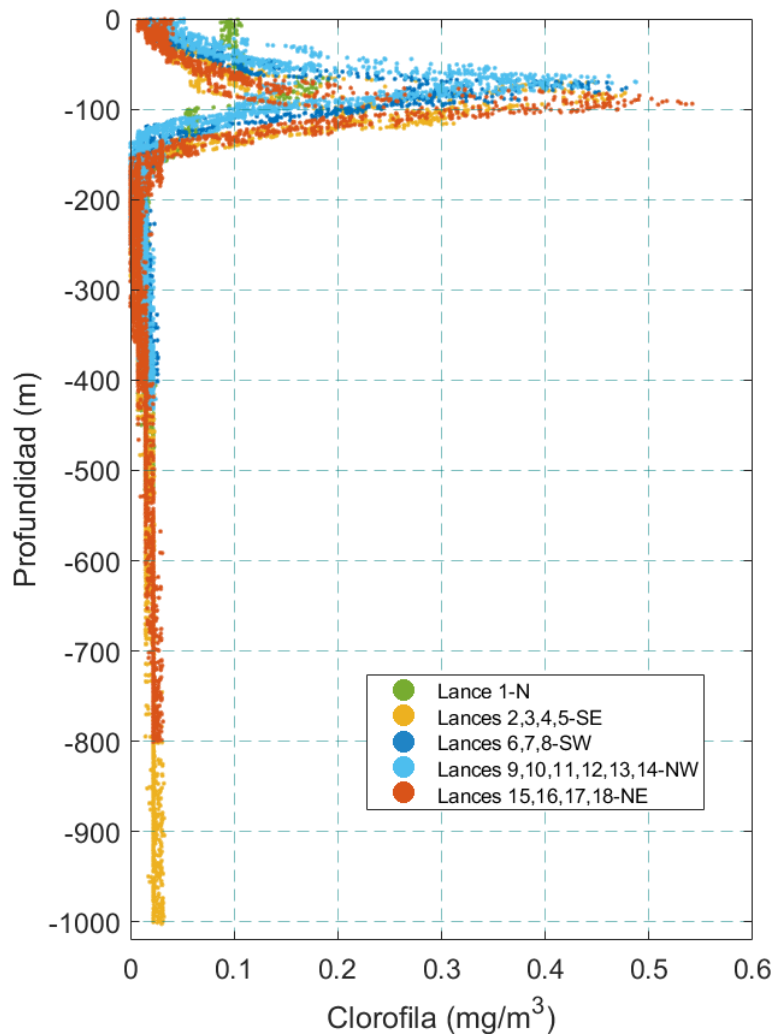


Figura 33: Perfiles verticales de clorofila de todas las estaciones medidas, divididos con colores por región.

Transectos

A lo largo de los transectos norte (*Figura 34, a*) y sur (*Figura 34, b*), la clorofila se presentó en forma de lentes subsuperficiales distribuidos cerca de la costa de la Península (Canal de Cozumel) y hacia mar adentro en el flanco este de Cozumel.

En el transecto norte el espesor de los lentes fue de alrededor de 50 m, sin embargo, se adelgazaron a la mitad de su tamaño al acercarse a la isla de Cozumel. En el transecto sur el grosor del lente de clorofila no cambió significativamente a lo ancho del Canal de Cozumel, pero al este de la isla también presentó adelgazamiento hacia el oeste.

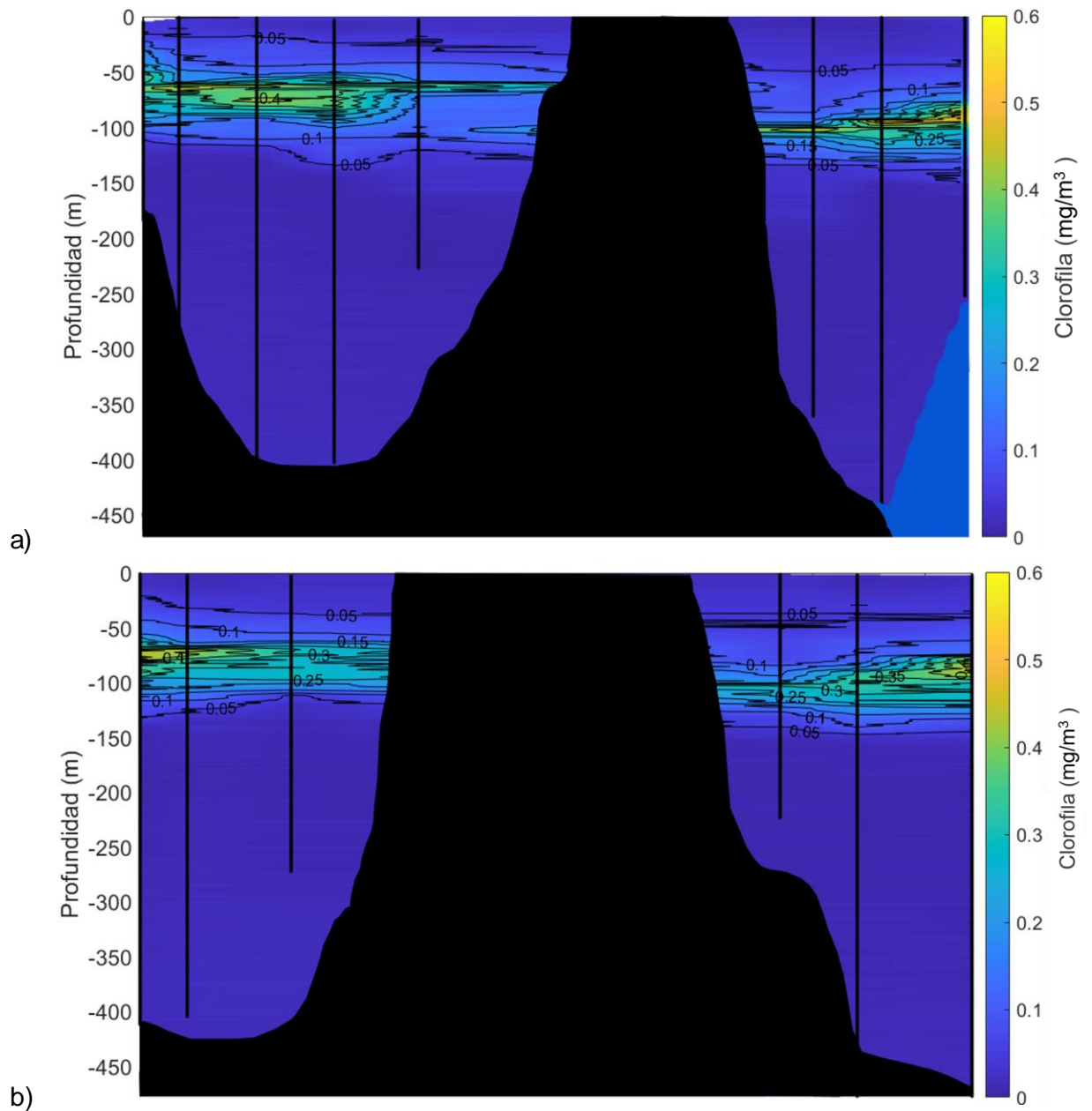


Figura 34: Transectos verticales de clorofila de la sección norte (a) y sur (b) en las localidades que se muestran en la Figura 8.

5.5.2 Estructura horizontal de la clorofila

Los campos horizontales de clorofila presentaron un patrón de distribución variable en la capa superficial y subsuperficial de la columna de agua.

A los 5 y 10 m (*Figura 35*) de profundidad la zona ligeramente más rica en clorofila se localizó en la región noreste de la zona de estudio y la zona con menos clorofila se encontró al suroeste, flanqueando a la isla de Cozumel.

A los 20 m de profundidad la región con mayor clorofila se encontró distribuida en una banda a lo largo de toda la región norte y la de menor concentración de clorofila también se ubicó en una banda desde la costa este de Cozumel a lo largo de la región sur.

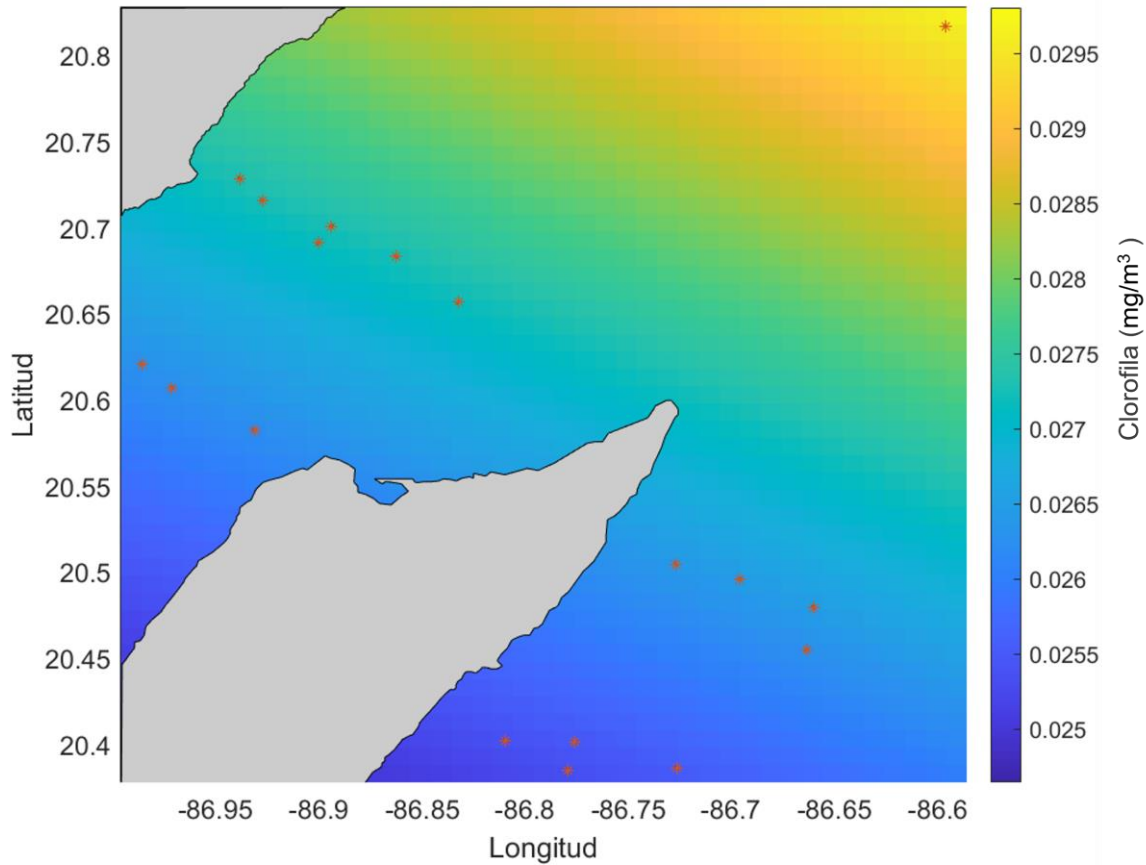


Figura 35: Mapa de distribución horizontal de clorofila alrededor de Cozumel a 10 m de profundidad.

A partir de los 30 m de profundidad y hasta ~80 m, la zona de mayor concentración de clorofila se ubicó en la región noroeste, mientras que la de menor concentración se ubicó en la región sureste.

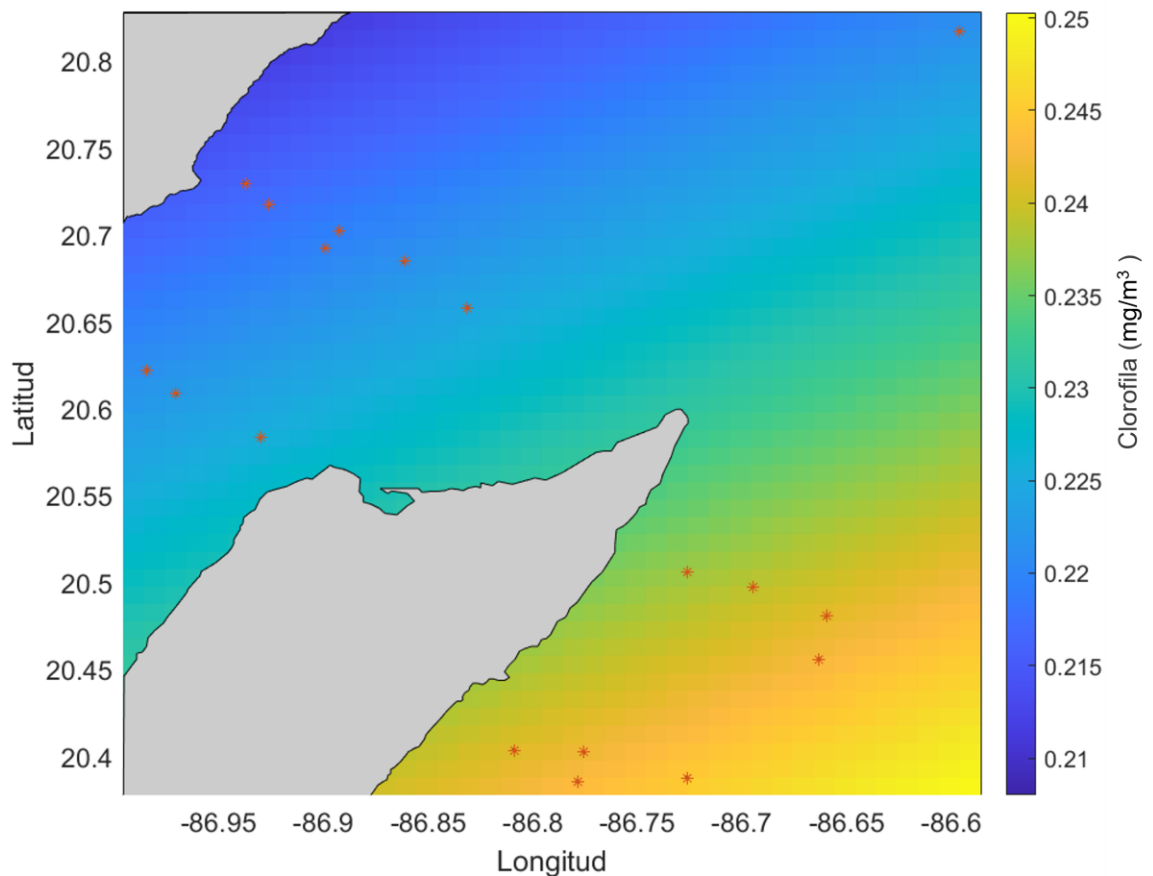


Figura 36: Mapa de distribución horizontal de clorofila alrededor de Cozumel a 100 m.

Entre 100 y 150 m la distribución mostró la zona ligeramente más rica en clorofila en el sureste de la zona de estudio y a su región contraria al noroeste de la zona de estudio, en la costa de la península de Yucatán (Figura 36).

A profundidades mayores la interpolación mostró patrones diferentes de distribución, sin embargo, basados en los perfiles la concentración de clorofila es nula o muy cercana a cero, por lo que no se toman en cuenta.

5.5.3 Relación de la clorofila con otras variables

En secciones anteriores se analiza la relación entre la temperatura, densidad y salinidad con la clorofila. A continuación, se presenta la relación de la clorofila con el oxígeno, la cual es de gran importancia para los organismos marinos.

Clorofila vs. Oxígeno

La relación entre la clorofila y el oxígeno (*Figura 37*) mostró la diferencia de concentración de oxígeno entre los lances realizados en el canal de Cozumel y los realizados al este de la isla. A niveles de oxígeno menores a 6 mg/l, los primeros lances tuvieron menor concentración que los realizados al este de Cozumel.

Aunque la clorofila presentó bajas concentraciones, se observó que estas ocurrieron a concentraciones de oxígeno entre 6.5 mg/l y 4.5 mg/l, pues a menores concentraciones la clorofila fue de 0. El máximo de clorofila de alrededor de 0.5 mg/m³ asociado a una concentración de oxígeno de ~6 mg/l al este de la isla y 5.6 mg/l en el canal de Cozumel.

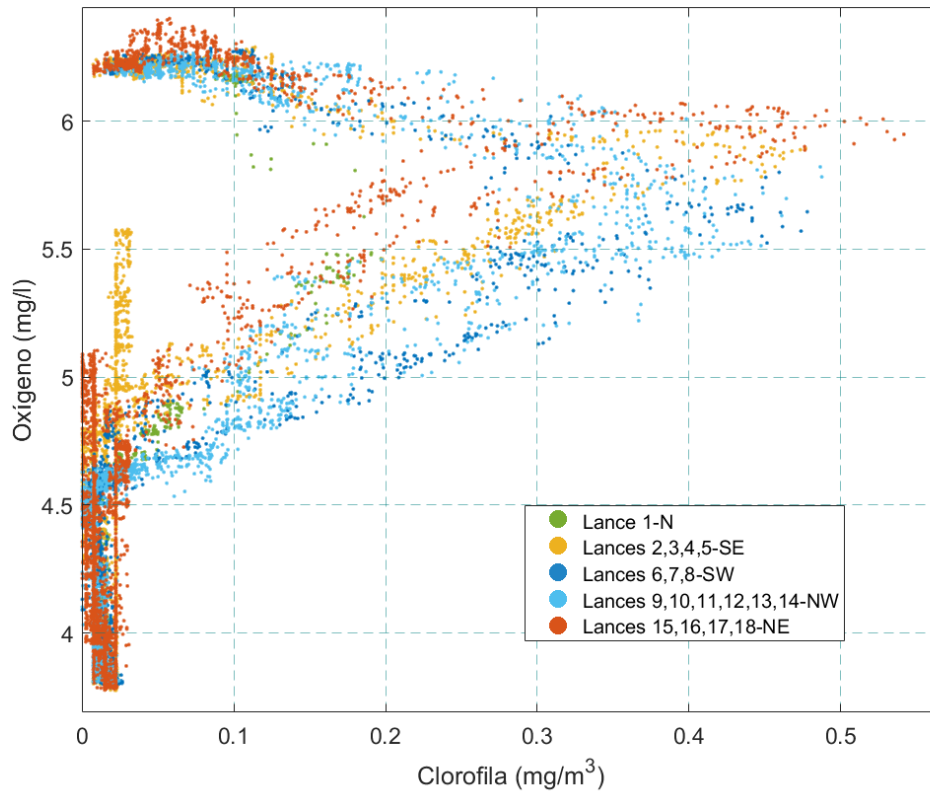


Figura 37: Diagrama comparativo de clorofila vs. oxígeno. Los colores indican la separación de los perfiles realizados al este y oeste de Cozumel.

5.6 Diagrama T-S

Las características espaciotemporales del agua oceánica son diferentes dependiendo de las condiciones ambientales a las que han sido sometidas. La temperatura y salinidad asociadas a una densidad específica son características hidrográficas que permiten identificar cuerpos o masas de agua con rasgos característicos que adquieren alrededor del planeta y permiten identificar su origen. Estas características pueden ser ilustradas mediante un diagrama T-S generado a partir de datos colectados *in situ*.

En esta sección se identifican las masas de agua presentes alrededor de la isla de Cozumel durante el crucero oceanográfico CEMIE-1 empleando la clasificación de Gallegos (1996) y el diagrama T-S que se presenta en la *Figura 38*.

Se identificaron 5 masas de agua distribuidas desde la superficie hasta el fondo en: Caribbean Surface Water (CSW); North Atlantic Subtropical Underwater (SUW);); Tropical Atlantic Central Water (TACW); Antarctic Intermediate Water (AAIW); North Atlantic Deep Water (NADW) (Salmerón & Aguirre, 2003).

La capa superficial de la columna de agua se encontró bien mezclada y comprendida por la Caribbean Surface Water (CSW). Tuvo una extensión de hasta 100 m de profundidad, aunque, como se mencionó anteriormente, los lances al oeste fueron ligeramente más salinos y cálidos que los ubicados al este de Cozumel. Sus temperaturas cálidas fueron mayores o iguales a 25 °C. Tuvo una salinidad entre 36 y 36.5 g/kg y una densidad en su núcleo de 1024.52 kg/m³ (Hernandez-Guerra & Joyce, 2000).

A una profundidad de entre 100 y 250 m se encontró la North Atlantic Subtropical Underwater (SUW). El rasgo más característico de esta masa de agua fue su alta salinidad la cual presentó su núcleo a aproximadamente 150 m con un valor de 36.9 g/kg (O'Connor et al., 2005). Su temperatura se encontró en un rango entre 26 °C y 19 °C y la densidad entre 25 y 26.5 kg/m³ (Salmerón & Aguirre, 2003).

La Tropical Atlantic Central Water se ubicó entre 300 y 600 m de profundidad. Su temperatura osciló en un rango entre 8°C y 20°C, tuvo una densidad de entre 26.7 y 27.8 kg/m³. Su salinidad decreció de 36.6 g/kg a 34.9 g/kg (Carrillo et al., 2016) .

Formada en el Frente Polar Antártico, en una zona de Convergencia en el extremo sur del Océano Atlántico sur se encontró la Antarctic Intermediate Water (AAIW) (Salmerón & Aguirre, 2003) con un espesor de 300 m, bajas temperaturas de entre 6 y 7 °C, un

característico mínimo de salinidad de 34.9g/kg y densidad ligeramente mayor a lo planteado por Gallegos (1996) de 28 kg/m³.

Finalmente, en el fondo se encontró la North Atlantic Deep Water (NADW), la masa de mayor densidad en la región (28.5 kg/m³) y menor temperatura (~5°C), que tiene su origen en el Mar de Labrador e ingresa al Caribe como parte de la Corriente de Frontera Oeste profunda. Su salinidad fue ligeramente mayor a 34.9 g/kg y su concentración de oxígeno fue elevada, de alrededor de 5mg/l (Carrillo et al., 2016; Salmerón & Aguirre, 2003).

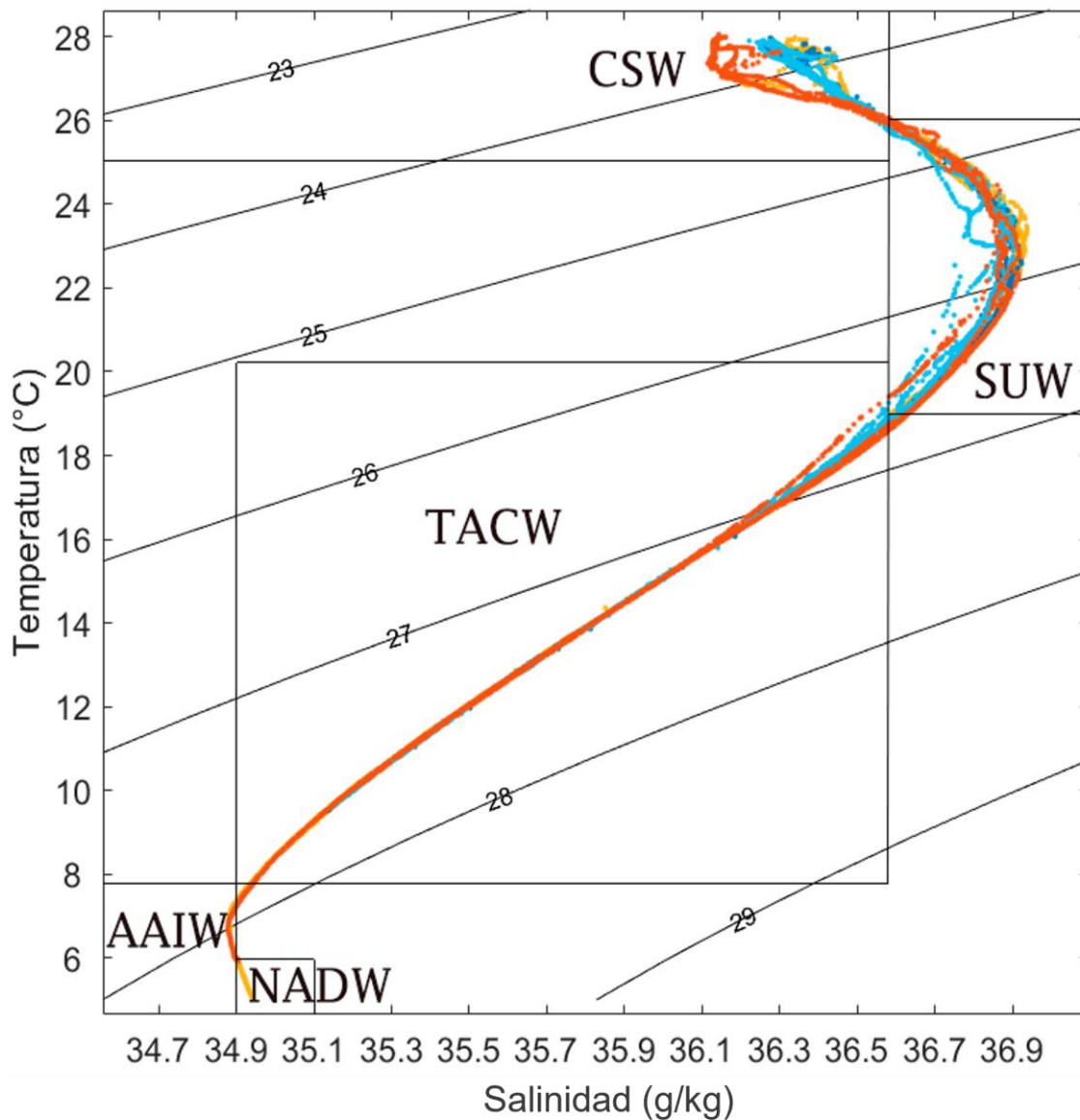


Figura 38: Diagrama T-S del mar alrededor de Cozumel, en el que están delimitadas con recuadros las masas de agua identificadas de acuerdo con Gallegos (1996). Los colores indican la región de origen de los datos, en azul los ubicados al oeste y en naranja los del este.

6. Discusiones

En este capítulo se discuten los resultados de temperatura, salinidad, densidad, oxígeno disuelto y clorofila medidos *in situ* dentro del Caribe Mexicano en las localidades de la *Figura 8*, durante el crucero CEMIE-1.

6.1 Características hidrográficas

El Caribe Mexicano comparte características oceanográficas generales con el resto de la cuenca. Sin embargo, la distribución de los campos de algunas variables hidrográficas se vieron ligeramente modificados por efecto de un conjunto de procesos dinámicos locales que acentuaron o suavizaron los gradientes de distribución (Manuel & Rodríguez, 2005) y que serán descritos a continuación.

Los gradientes verticales y horizontales en el océano pueden generar capas de diferente grosor con propiedades específicas que permiten reconocer el origen y curso que siguen alrededor del mundo (Manuel & Rodríguez, 2005). En el Caribe Mexicano se reconocen cinco capas de agua asociadas a cinco masas de agua (CSW, SUW, TACW, AAIW, NADW) con origen al norte y sur del océano Atlántico (Carrillo et al., 2016)

En la parte superior, el Caribe Mexicano es comprendido por una capa de mezcla superficial, también conocida como capa superior casi homogénea (UQHL por sus siglas en inglés) (Aguirre Gómez & Salmerón García, 2015; Manuel & Rodríguez, 2005). Esta importante y casi universal capa del océano abierto está caracterizada por tener poca variación de temperatura, salinidad y densidad con la profundidad; pues es el resultado del vigoroso proceso de mezcla por turbulencia que se encuentra activo entre el océano superior y la parte inferior de la atmósfera, tras el ingreso de energía por acción del viento y flujos de calor por radiación solar (Kara Birol et al., 2000).

Conocer el grosor de la capa de mezcla es de gran importancia, debido a que permite conocer el volumen o masa sobre la que se distribuyen los flujos de calor superficiales. Además, brinda información valiosa para el entendimiento de aspectos de la variabilidad general del océano y de su productividad (Manuel & Rodríguez, 2005).

En el Caribe Mexicano de forma similar al resto de la cuenca, el grosor de la UQHL cambia regional y estacionalmente. Se ha registrado que su grosor oscila entre 10 y ~90 m (50 m en promedio), siendo menos profunda cerca de la costa que en mar adentro. Estacionalmente se ha observado que la UQHL se profundiza (~100 m) en el invierno, debido a la mezcla convectiva y forzamiento del viento. Mientras que en el verano la UQHL adelgaza cerca de 50 m, debido a una mayor tasa de insolación y la presencia de suaves vientos estacionales (Carrillo et al., 2016; Montoya-sánchez et al., 2018).

Los datos del grosor de la UQHL obtenidos en este estudio durante la primavera, coincidieron con la variación regional reportada por Montoya Sánchez *et al.* (2018) y Carrillo *et al.* (2016). El grosor de la UQHL en el Caribe Mexicano fue menos profundo (~50 m) a lo largo de la costa de la península de Yucatán y en la región norte, y se volvió más profunda, a entre 70 y 100, m al sureste de Cozumel. Presentó temperaturas entre 27 y 28 °C, salinidad entre 36.2 – 36.4 g/kg y densidad de 1023 – 1024 kg/m³, parámetros característicos de la capa bien mezclada e influenciada por eventos meteorológicos y afluencia de ríos que forma la Caribbean Surface Water.

La diferencia en el grosor de la capa de mezcla entre el canal de Cozumel y la región Este de la isla es un patrón que se observó claramente en los transectos verticales y en muchas de las variables (temperatura, salinidad, densidad y oxígeno). En ellos las isolíneas de las variables hidrográficas medidas mostraron un claro levantamiento en el canal de Cozumel hacia el lado oeste (Carrillo et al., 2016; Cochrane, 1966, 1968).

Este patrón de distribución se encuentra estrechamente relacionado con la circulación de la corriente de Yucatán que es una corriente de frontera oeste. Una corriente caracterizada por intensificarse hacia el norte, por efecto de (a) la variación latitudinal del parámetro de Coriolis, que provoca el incremento de la vorticidad planetaria conforme aumenta la latitud; y por (b) la gran diferencia de profundidad entre las cuencas de Caimán de ~5000 m (rombo rojo, *Figura 39*) y Yucatán de ~400 m en el canal de Cozumel (rombo azul, *Figura 39*) y de ~1000 al este de la isla (rombo naranja, *Figura 39*), que ocasionan que el flujo se acelere para que se transporten grandes cantidades de agua por un espacio más estrecho (Athié et al., 2011; Centurioni & Niiler, 2003).

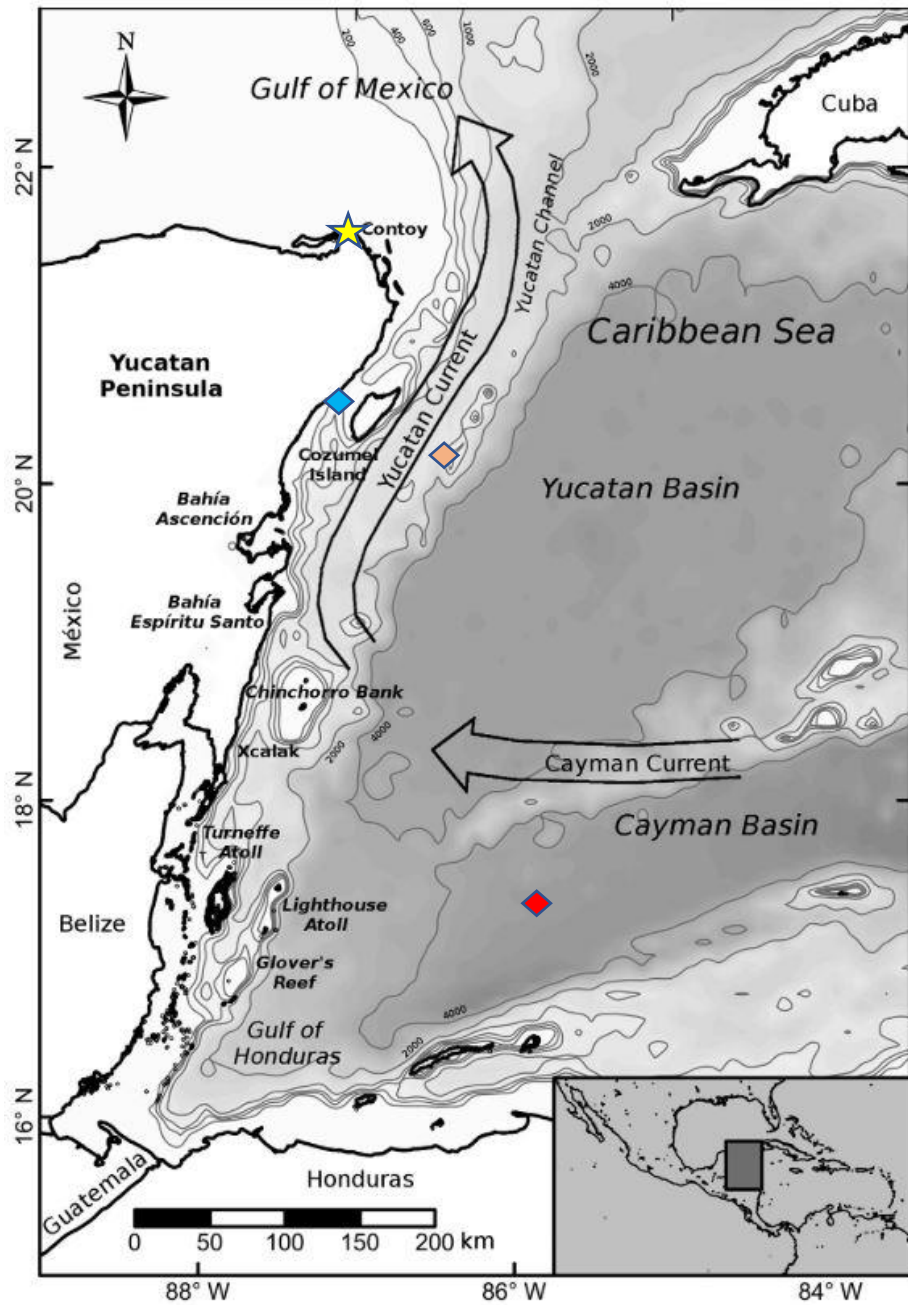


Figura 39: Mapa del Caribe Occidental que muestra con flechas la dirección general de las corrientes Caimán y de Yucatán; la ubicación de la región de Cabo Catoche con una estrella amarilla; y del canal de Cozumel, la región este de la isla y la cuenca de Caimán con rombos en color azul, naranja y rojo respectivamente (Carrillo et al., 2016).

En el Caribe Mexicano, la corriente de Yucatán es dividida por la isla de Cozumel, rompiendo en dos ramas la circulación. Ambas ramas mantienen su trayectoria inicial y se dirigen hacia el canal de Yucatán, una cruzando el canal de Cozumel y la otra el lado este de la isla. La primera rama, fluye cerca de la costa a lo largo de la escarpada pendiente del talud continental de la península de Yucatán (Athié et al., 2011). Ahí, la corriente invade el

talud y genera fricción de fondo, que a su vez produce el levantamiento de las isolíneas, especialmente en la zona norte de la región de estudio.

Este conjunto de procesos oceanográficos, están asociados a eventos de surgencia, pues su actividad preconditiona a la región permitiendo que actúen mecanismos de transporte vertical y se produzcan surgencias (Carrillo et al., 2016), modificando la estructura de la columna de agua. En el Caribe Mexicano, autores como Cochrane (1966;1968), Merino (1997) y Carrillo *et al.* (2015) describieron este cambio y además rastrearon el agua de la surgencia mediante su firma de temperatura-salinidad (16-22.5 °C; 36.1-36.5 g/kg) (M. Merino, 1997).

Los resultados presentados en este estudio mostraron una relación de temperatura-salinidad similar a la típica para el Caribe Mexicano, la cual incluye las características termohalinas de las masas de agua que lo habitan, entre ellas, la elevada temperatura y salinidad de la NADW y AAIW, el máximo de salinidad de la SUW que coincide con la termoclina permanente a los 150 m de profundidad (M. Merino, 1997; Wüst, 1964). Además, en el máximo de salinidad se observó la separación de algunas mediciones realizadas al norte de Cozumel, región donde el levantamiento de las isolíneas es mayor, lo que podría indicar ligera modificación de la columna de agua por agua de surgencia.

Los patrones de distribución de variables hidrográficas como la temperatura, salinidad y la densidad pueden asociarse con la surgencia de Yucatán que ha sido estudiada y reportada ocurriendo más al norte en la región de Cabo Catoche (indicada con una estrella en la *Figura 39*), al presentar las características termohalinas que corresponden a las del agua de surgencia antes de aflorar. La distribución horizontal de la temperatura, mostró por debajo de la capa de mezcla, agua de menor temperatura a una profundidad menor mientras más se acerca se encontraba del borde continental de la península de Yucatán, como resultado del ascenso de aguas relativamente frías de las masas de agua intermedias (200-250 m) hacia la subsuperficie, denominadas como Yucatán Upwelling Water (YUW) (M. Merino, 1997) o Caribbean Subtropical Underwater (A. O. Reyes-mendoza et al., 2017) o North Atlantic Subtropical Underwater .

Los campos horizontales de salinidad mostraron gradientes indicando agua ligeramente más salina cerca de la península de Yucatán. Este gradiente se debe a la salinidad ligeramente mayor del agua de surgencia distribuida por el talud de la península. La cual, puede ser intensificada por procesos de evaporación costeros. Aunque estos gradientes son mínimos y desde un punto de vista biológico son inexistentes, su presencia indica un levantamiento de agua en el oeste que es evidente en los perfiles de salinidad,

siendo que los lances en el canal de Cozumel presentaron agua más salina a una menor profundidad que al Este de la Isla.

Al comparar la densidad con la temperatura, se observó en su distribución que el aumento de la densidad con la profundidad fue menor en los perfiles de los lances realizados en el canal de Cozumel. Esto se relaciona directamente con la salinidad ligeramente mayor que se presentó en la costa de la península (por el levantamiento de las isolíneas), ya que esta salinidad hace necesaria una mayor cantidad de energía para enfriar el agua y así aumentar su densidad (disminución en el punto de congelación) (Talley et al., 2011).

Otras dos variables hidrográficas de gran importancia por su papel en la productividad marina son la clorofila a y el oxígeno disuelto. La determinación de la concentración de clorofila a través de la fluorescencia permite una estimación indirecta de la biomasa de fitoplancton y por lo tanto de la actividad biológica. Mientras que del oxígeno depende del balance entre respiración/oxidación y la producción por plantas marinas, algas y fitoplancton (Lorena & Costa, 2007).

La distribución de la clorofila y la producción fitoplanctónica en aguas oceánicas y costeras se vincula directamente con la estratificación y mezcla de la columna de agua, espesor de la capa eufótica y disponibilidad de nutrientes (Signoret, M.; Bulit, C.; Pérez, 1998). En el Caribe Mexicano, las aguas son claras permitiendo que la zona fótica (región a la que aún hay una cantidad significativa de luz y calor (Manuel & Rodríguez, 2005) sea relativamente profunda y se extienda hasta alrededor de 200 m (Webb, 2017). Esto permitiría que el fitoplancton tuviera la luz necesaria para realizar fotosíntesis y que así el Caribe Mexicano fuera una zona de alta productividad, sin embargo no es así debido a la baja abundancia de nutrientes (Martin Merino & Otero, 1991).

La concentración de clorofila obtenida en este estudio fue baja, y el pico máximo de clorofila medido se encontró ubicado en el límite inferior la termoclina, mostrando que el campo de la clorofila también presentó levantamiento hacia el oeste. La máxima concentración (0.55 mg m^{-3}) encontrada a una profundidad de aproximadamente 70 (canal de Cozumel) y 100 m (este de la isla), se aproxima a valores observados por Müller-Karger *et al.* en 1991 ($\sim 0.6 \text{ mg m}^{-3}$) y por Aguirre y Salmerón en 2015 (0.502 mg m^{-3}).

Esta distribución del máximo de clorofila ocurrió a una temperatura de 26°C , en una zona en la que se registró el inicio de la termoclina, ubicada 10 m antes del la zona donde incrementa la salinidad al máximo en la SUW. En esa zona de la columna de agua, los

organismos fitoplanctónicos tuvieron suficiente disponibilidad de luz debido a la alta tasa de incidencia regional por encontrarse en un mar subtropical, además de estar en un ambiente de transición de salinidad alta a la máxima, ubicada dentro la capa de agua subsuperficial. De acuerdo con Carrillo *et al* (2016), estas condiciones permiten el florecimiento de blooms algales, pues corresponde al agua de surgencia de la (CSUW) que es rica en nutrientes. Por debajo del máximo de clorofila, la concentración de esta variable disminuyó gradualmente hasta que a los 21°C fue de 0 mg m⁻³, coincidiendo con el máximo de salinidad, a una profundidad de ~150 m (Aguirre Gómez & Salmerón García, 2015; Perez-Santos, 2014).

La distribución horizontal de la clorofila mostró que la región ligeramente más rica en clorofila se encontró cercana a la costa de la península de Yucatán, área en la cual se distribuye el agua que asciende por el levantamiento dinámico, de forma que el agua más profunda, rica en nutrientes como nitratos (8-14 µmol/l), fosfatos (1.2 y 1.7 µmol/l) y silicatos (4.5 y 7.3 µmol/l) (M. Merino, 1997), alcanza una menor profundidad y fertiliza la región promoviendo la producción primaria en el margen de un mar generalmente considerado oligotrófico (Aguirre Gómez & Salmerón García, 2015; Okolodkov, 2003; Siedler *et al.*, 2013).

El patrón de distribución de oxígeno disuelto del Caribe Mexicano es controlado principalmente por actividad biológica y comparte características con otras regiones del Atlántico norte (Seiwell, 1938). Este consiste en el máximo de concentración ubicado en la superficie dentro de la capa de mezcla, como resultado de la disolución del gas intercambiado con la atmósfera en el océano. La incorporación del oxígeno atmosférico al mar aumenta con el oleaje y compensa junto con la producción de oxígeno por el fitoplancton a través de la fotosíntesis (Talley *et al.*, 2011; Webb, 2017).

La relación entre el máximo de oxígeno y la salinidad mostró que en los primeros 150 m de profundidad el oxígeno disminuyó al aumentar la salinidad.

Por un lado, la oxigenación de la capa superficial a través de la atmósfera disminuyó con la profundidad, y por otro, posiblemente hubo una disminución de la tasa de producción de oxígeno al ser menor la abundancia de fitoplancton, debido a su tendencia por ambientes de menor salinidad (Qasim *et al.*, 1972) ya que a los 150 m de profundidad se encontró el máximo de salinidad dentro de la SUW.

Debajo de la capa de mezcla, el oxígeno disuelto disminuyó hacia el fondo y alcanzó el mínimo de concentración entre 500 y 700 m de profundidad, correspondiendo a la zona

de oxígeno mínimo (Webb, 2017). A esta profundidad, el agua se encuentra lo suficientemente lejos de la superficie para que ya no ocurra intercambio con la atmósfera y la luz tampoco es suficiente para que los organismos realicen fotosíntesis. Entonces el poco oxígeno que puede haber es consumido por la respiración de organismos de grandes profundidades y la descomposición de materia orgánica que se hunde de la superficie (Webb, 2017).

A mayor profundidad se observó el incremento del oxígeno disuelto asociado a la fría masa de agua NADW, que formada en la superficie del mar de Labrador en el Atlántico Norte, se hunde por el aumento en su densidad a grandes profundidades, llevando consigo altas concentraciones de oxígeno disuelto (Seiwell, 1938).

La estrecha relación entre la concentración de oxígeno y abundancia de organismos marinos explica la distribución horizontal del oxígeno, la cual mostró que por debajo de la capa de mezcla, la región ligeramente menos rica en oxígeno se ubicó en la costa de la península de Yucatán, región rica en nutrientes y pobre en oxígeno por el movimiento ascendente de las distintas capas de agua en el margen oeste, que al avanzar hacia el norte se pronuncia de forma que durante cierta época del año el levantamiento es tal que resulta en la surgencia de Yucatán (Carrillo et al., 2016; Enriquez et al., 2013).

Esta surgencia, ocurre en forma de pulsos con duración de varios días, durante los cuales el levantamiento de masas de agua profundas es capaz de subir y bañar la somera plataforma continental del norte de la península. Una vez ahí, los vientos Alisios del este y el impulso de la Corriente de Yucatán, promueven el transporte hacia el oeste, por lo que la masa de agua fría y rica en nutrientes inunda una gran parte de la plataforma continental desplazándose hacia el oeste (Enriquez et al., 2013). Las condiciones generadas por la surgencia en la región de Cabo Catoche (estrella amarilla en la *Figura 39*) además de promover el crecimiento a todos los niveles tróficos, son también las responsables de intensificar florecimientos algales, entre los que se encuentran las mareas rojas (Herrera-Silveira et al., 2010)

7. Conclusiones

Los datos recolectados durante el Crucero CEMIE-1 permitieron la identificación de seis masas de agua consistentes con las descritas por Gallegos (1996), Merino (1997), y Carrillo et al. (2016). Así como el levantamiento hacia el oeste de las propiedades de las masas de agua, tanto al este como al oeste de la isla de Cozumel, siendo mayor en el canal de Cozumel y hacia el norte.

En la superficie de la columna de agua se encontró la masa de agua Caribbean Surface Water (CSW), a la cual se encuentra asociado el mínimo de densidad (1024 kg/m^3), el máximo de clorofila, de temperatura y oxígeno, así como una capa de mezcla con una profundidad estimada de 80 m.

Le subyace la North Atlantic Subtropical Underwater (SUW), caracterizada por el máximo de salinidad (36.9 g/kg) a $\sim 150 \text{ m}$ y mínimo de oxígeno disuelto. Alberga a la termoclina y picnoclina.

La Tropical Atlantic Central Water (TACW), presentó un mínimo de oxígeno disuelto de 3.7 mg/l ; y un rango de densidad de entre 26.7 y 27.8 kg/m^3 , que fue 0.6 kg/m^3 mayor que el establecido por Gallegos en 1996 y Carrillo et al. (2016).

El mínimo de salinidad se presentó en la Antarctic Intermediate Water (AAIW) a aproximadamente 700 m de profundidad.

En la North Atlantic Deep Water (NADW), se registró la máxima densidad de $\sim 1032 \text{ kg/m}^3$ a los 1000 m de profundidad, temperaturas mínimas y una concentración de oxígeno disuelto elevada ($\sim 5 \text{ mg/L}$).

La distribución horizontal de las propiedades medidas mostró que en los primeros 80 m de profundidad, los valores fueron casi homogéneos, con ligeras variaciones que pudieron ser el resultado de procesos de la interacción con la atmósfera.

Se encontró agua ligeramente más fría, cerca de las costas de la península de Yucatán. También se observó agua ligeramente más salina cerca de Yucatán hasta los 80 m de profundidad, y a partir de esa profundidad la zona ligeramente más salina se encuentra al este de la isla de Cozumel.

La densidad fue ligeramente mayor cerca de las costas de la península de Yucatán a lo largo de todo el perfil.

El oxígeno disuelto fue ligeramente menor cerca de Yucatán mientras que la clorofila fue ligeramente mayor cerca de Yucatán hasta los 80 m.

Esta distribución ocurre como resultado del levantamiento de las masas de agua por fricción de fondo con el talud de la península de Yucatán y que se observa claramente en los perfiles verticales, mostrando el levantamiento de las líneas dinámicas (termoclina, haloclina, picnoclina, oxiclina) en las estaciones que se encuentran al oeste y que son un indicativo del levantamiento que se pronuncia hacia el norte y que es precursor de la surgencia que florece en Cabo Catoche y puede alcanzar a inundar la plataforma de Yucatán, también conocida como Banco de Campeche.

8. Bibliografía

- Aguiar, A. L., Cirano, M., Pereira, J., & Marta-almeida, M. (2014). Upwelling processes along a western boundary current in the Abrolhos – Campos region of Brazil. *Continental Shelf Research*, 85, 42–59. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2014.04.013>
- Aguirre Gómez, R., & Salmerón García, O. (2015). Characterization of the western Caribbean Sea waters through in vivo chlorophyll fluorescence Caracterización de las aguas del Mar Caribe occidental mediante clorofila por fluorescencia in vivo. *Rev. Mar. Cost. ISSN 1659-455X*, 7, 9–26. <https://doi.org/10.15359/revmar.7.1>
- Al, W. E. T. (2006). *Influences of the Atlantic Warm Pool on Western Hemisphere Summer Rainfall and*. 3011–3028.
- Alcérreca-huerta, J. C., Encarnacion, J. I., Ordoñez-sánchez, S., Callejas-jiménez, M., Gallegos, G., Barroso, D., Allmark, M., Mariño-tapia, I., Casarín, R. S., Doherty, T. O., Johnstone, C., & Carrillo, L. (2019). *Energy Yield Assessment from Ocean Currents in the Insular Shelf of Cozumel Island*. 1–18. <https://doi.org/10.3390/jmse7050147>
- Álvarez, M., Brea, S., Mercier, H., & Álvarez-salgado, X. A. (2014). *Progress in Oceanography Mineralization of biogenic materials in the water masses of the South Atlantic Ocean . I : Assessment and results of an optimum multiparameter analysis*. 123, 1–23. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2013.12.007>
- Aminot, A. (2000). *Standard procedure for the determination of chlorophyll a by spectroscopic methods*. March.
- Andrade, C. A., & Barton, E. D. (2000a). Eddy development and motion in the Caribbean Sea. *Journal of Geophysical Research*, 105(C11), 26196–26201. <https://doi.org/10.1029/2000JC000300>
- Andrade, C. A., & Barton, E. D. (2000b). *Eddy development and motion in the Caribbean Sea Cayman Sea Jamaica P rto Rico Antilles • Channel*. 105(C11).
- Andrade, C. A., & Barton, E. D. (2005). *Erratum to ““ The Guajira upwelling system ”” [Continental Shelf Research (2005) 1003 – 1022]*. 25, 36208. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2005.04.005>
- Arnaiz-rodíguez, M. S., Schmitz, M., & Audemard, F. (2016). *La estructura cortical del arco de las Antillas Menores estimada a partir de la técnica de funciones receptoras*.

- Athié, G., Candela, J., Sheinbaum, J., Badan, A., & Ochoa, J. (2011). Estructura de la corriente de Yucatán en los canales de Cozumel y Yucatán. *Ciencias Marinas*, 37(4), 471–492. <https://doi.org/10.7773/cm.v37i4A.1794>
- Badan, A., Candela, J., Sheinbaum, J., & Ochoa, J. (2005). *Upper-layer Circulation in the Approaches to Yucatan Channel. December 1996.*
- Barnes, S. L. (National O. and A. A. (1994a). Application of the Barnes Objective Analysis Scheme. Part I: Effects of Undersampling, Wave Position, and Station Randomness. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*1, 11(6), 1433–1448.
- Barnes, S. L. (National O. and A. A. (1994b). Applications of the Barnes Objective Analysis Scheme. Part III: Turning for Minimum Error. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 11(6), 1459–1479. [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0426\(1994\)011<1459:AOTBOA>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0426(1994)011<1459:AOTBOA>2.0.CO;2)
- Bartholomew, J. (1963). *The Advanced Atlas of Modern Geography.*
- Beier, E., Bernal, G., Ruiz-Ochoa, M., & Barton, E. D. (2017). Freshwater exchanges and surface salinity in the Colombian basin, Caribbean Sea. *PLoS ONE*, 12(8), 1–19. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0182116>
- Belousov, I. M., Ivanov, Y. A., SA, P., Rass, T. S., & Rossov, V. V. (1966). OCEANOGRAPHIC RESEARCH BY SOVIET-CUBAN MARINE EXPEDITION. *OCEANOLOGY-USSR*, 6(2), 312.
- Bessonov, N., Gonzalez, O., & Elizarov, A. (1971). *Resultados de las investigaciones cubanosoviéticas en el Banco de Campeche.*
- Bogdanov, D. V, Sokolov, V. A., & Khromov, N. S. (1968). *Regions of high biological and commercial productivity in the Gulf of Mexico and Caribbean sea.*
- Boucher, K., Lutgens, F. K., & Tarbuck, E. J. (1991). The Atmosphere: An Introduction to Meteorology. In *Transactions of the Institute of British Geographers* (12th ed., Vol. 16, Issue 4). Pearson. <https://doi.org/10.2307/623043>
- Brown, E., Colling, A., Park, D., Phillips, J., Rothery, D., & Wright, J. (2004). *Ocean Circulation* (G. Bearman (Ed.); 2nd editio). Open University.
- Bulanienkov, S. K., & García-Díaz, C. (1975). Influencia de los procesos atmosféricos en el afloramiento del banco de Campeche. *Revista de Investigación Pesquera*, 1(2).

- Candela, J., & Beardsley, C. (1992). *Separation of Tidal and Subtidal Currents in Ship-Mounted Acoustic Doppler Current Profiler Observations* $O_i = \arctan (C \bullet)$. 97(91), 769–788.
- Carranza Fraser, J. (2018). *Informe técnico del Caribe Mexicano*.
- Carrillo, L., Johns, E. M., Smith, R. H., Lamkin, J. T., & Largier, J. L. (2016). Pathways and hydrography in the Mesoamerican Barrier Reef System Part 2: Water masses and thermohaline structure. *Continental Shelf Research*, 120, 41–58.
<https://doi.org/10.1016/j.csr.2016.03.014>
- Carton, J. A., & Chao, Y. (1999). Caribbean Sea eddies inferred from TOPEX/POSEIDON altimetry and a 1/6° Atlantic Ocean model simulation. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 104(C4), 7743–7752. <https://doi.org/10.1029/1998jc900081>
- Castellanos, P., & Varela, R. (2002). Descripción de las áreas de surgencia al sur del Mar Caribe examinadas con el sensor infrarrojo AVHRR Introducción La temperatura del agua de mar es uno de los parámetros más importantes en el. *Memorias de La Fundación La Salle de Ciencias Naturales*, 154(April 2016), 55–76.
- Centurioni, L. R., & Niiler, P. P. (2003). *On the surface currents of the Caribbean Sea*. 30(6), 10–13. <https://doi.org/10.1029/2002GL016231>
- Cetina, P., Candela, J., Sheinbaum, J., Ochoa, J., & Badan, A. (2006). *Circulation along the Mexican Caribbean coast*. 111(May 2005), 1–19.
<https://doi.org/10.1029/2005JC003056>
- Chapman, P. (2017). *The World Ocean Circulation Experiment (WOCE) The world ocean circulation experiment (WOCE)*. September 1998.
- Chávez, G., Candela, J., & Ochoa, J. (2003). Subinertial flows and transports in Cozumel Channel. *Journal of Geophysical Research C: Oceans*, 108(2), 19–1.
<https://doi.org/10.1029/2002jc001456>
- Chérubin, L. M., & Richardson, P. L. (2007). Caribbean current variability and the influence of the Amazon and Orinoco freshwater plumes. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 54(9), 1451–1473.
<https://doi.org/10.1016/j.dsr.2007.04.021>
- Cochrane, J. D. (1966). The Yucatan Current, upwelling off northeastern Yucatan, and currents and waters of Western Equatorial Atlantic. *Oceanography of the Gulf of*

Mexico. *Progress Rep. TAMU Ref, 66-23T, 14–32.*

- Cochrane, J. D. (1968). Currents and waters of the eastern Gulf of Mexico and western Caribbean, of the western tropical Atlantic Ocean, and of the eastern tropical Pacific Ocean. *Dep. Oceanogr. Meteorl., Texas A&M Univ., Ref, 19–28.*
- Cochrane, J. D. (1969). Water and Circulation on Campeche Bank in May. *Bulletin of Japan Society of Fishery Oceanography, Prof. Uda's Commemorative Papers, 123–128.*
- Córdoba-mena, N., Florez-leiva, L., Atehortúa, L., & Obando, E. (2020). *Changes in Phytoplankton Communities in a Tropical Estuary in the Colombian Caribbean Sea.*
- Corredor, J. E., & Morell, J. M. (2001). Seasonal variation of physical and biogeochemical features in eastern Caribbean Surface Water. *Journal of Geophysical Research: Oceans, 106(C3), 4517–4525.* <https://doi.org/10.1029/2000jc000291>
- Daley, R. (1993). *Atmospheric data analysis* (Issue 2). Cambridge university press.
- De la Barreda, B., Metcalfe, S. E., & Boyd, D. S. (2020). Precipitation regionalization, anomalies and drought occurrence in the Yucatan Peninsula, Mexico. *International Journal of Climatology, 40(10), 4541–4555.* <https://doi.org/10.1002/joc.6474>
- Denne, R. A., & Gupta, B. K. Sen. (1991). *Association of bathyal foraminifera with water masses in the northwestern Gulf of Mexico. 17, 173–193.*
- Donguy, R. J., & Dessier, A. (1994). *The sea surface salinity in the tropical Atlantic between 10° S and 30° N—seasonal and interannual variations (1977–1989).* *41(1), 81–100.*
- Donovan, S. K., & Jackson, T. A. (1994). *Caribbean Geology: An Introduction* (A. T. Donovan, K. Stephen; Jackson (Ed.); 1st editio). The University of the West Indies Publishers' Association.
- Durán-Quesada, A. M., Sorí, R., Ordoñez, P., & Gimeno, L. (2020). Climate Perspectives in the Intra–Americas Seas. *Atmosphere, 11(9), 959.* <https://doi.org/10.3390/atmos11090959>
- E. Gill, A. (1982). Atmosphere-Ocean Dynamics. In *International Geophysics Series*.
- Electronics, S. B. (2016). *SBE 911plus Manual.*
- Emery, W. J. (2003). *Water Types and Water Masses Descriptive Tools: The TS Curve.*

- Emery, W., & Meincke, J. (1986). Global water masses: summary and review. *Oceanologica Acta*, 9(4), 383–391.
- Enfield, D. B., Lee, S. K., & Wang, C. (2006). How are large western hemisphere warm pools formed? *Progress in Oceanography*, 70(2–4), 346–365.
<https://doi.org/10.1016/j.pocean.2005.07.006>
- Enriquez, C., Mariño-tapia, I., Jeronimo, G., & Capurro-filograsso, L. (2013). Thermohaline processes in a tropical coastal zone. *Continental Shelf Research*, 69, 101–109.
<https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.08.018>
- Enriquez, C., & Mariño, I. (2015). *Mechanisms driving a coastal dynamic upwelling. Mechanisms Driving a Coastal Dynamic Upwelling. September.*
- EPOMEX, I., & Campeche, U. A. de. (2018). *Centro Mexicano de Innovación en Energía Océano.*
- Ezer, T., Thattai, D. V., Kjerfve, B., & Heyman, W. D. (2005). On the variability of the flow along the Meso-American Barrier Reef system: A numerical model study of the influence of the Caribbean current and eddies. *Ocean Dynamics*, 55(5–6), 458–475.
<https://doi.org/10.1007/s10236-005-0033-2>
- Fu, L., & Holt, B. (1983). *Some examples of detection of oceanic mesoscale eddies by the SEASAT synthetic-aperture radar. 88*, 1844–1852.
- Furnas, M. L., & Smayda, T. J. (1987). *Inputs of subthermocline waters and nitrate onto the Campeche Bank. 7(2)*, 161–175.
- Gallegos, A. (1996). Descriptive Physical Oceanography of the Caribbean Sea. In *Small islands: marine science and sustainable development* (pp. 36–55).
- Gallegos, A., & Czitrom, S. (1997). Aspectos de la oceanografía física regional del Mar Caribe. *Contribuciones a La Oceanografía Física En México*, 225–242.
- González, F. C., Ochoa, J., Candela, J., Badan, A., & Sheinbaum, J. (2007). *Tidal currents in the Yucatan Channel. April 2016.*
- Gordon, A. L. (1967). *Circulation of the Caribbean Sea. May.*
<https://doi.org/10.1029/JZ072i024p06207>
- Gunn, J. T. (1982). *ON THE CURRENTS AND WATER MASSES NORTH OF THE ANTILLES, BAHAMAS ARC.*

- Hernandez-Guerra, A., & Joyce, T. (2000). Water masses and circulation in the Surface Layers of the Caribbean at 66°W. *Geophysical Research Letters*, 27(21), 3497–3500.
- Herrera-silveira, J. A., Enriquez, C., & Marin, I. J. (2010). *Dispersion in the Yucatan coastal zone : Implications for red tide events*. 30, 127–137. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2009.10.005>
- Hidalgo, H. G., Durán-Quesada, A. M., Amador, J. A., & Alfaro, E. J. (2015). The caribbean low-level jet, the inter-tropical convergence zone and precipitation patterns in the intra-Americas Sea: A proposed dynamical mechanism. *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography*, 97(1), 41–59. <https://doi.org/10.1111/geoa.12085>
- lii, W. W., & Sea, C. (2009). *Reconstrucción de cuarenta años de datos de oleaje en el mar Caribe colombiano empleando el modelo WWIII™ y diferentes fuentes de datos*. 56(27), 37–56.
- IOC SCOR. (2010). IAPSO: The international thermodynamic equation of seawater–2010: Calculation and use of thermodynamic properties, Intergovernmental Oceanographic Commission, Manuals and Guides No. 56. *UNESCO, Manuals and Guides*, 56, 1–196.
- Johns, E., Fratantoni, D. M., & Townsend, L. (1995). Rings of the North Brazil Current: Their structure and behavior inferred from observations and numerical simulation. *Journal of Geophysical Research*, 100, 10633–10654.
- Johns, W. E., Lee, T. N., Schott, F. A., Zantopp, R. J., & Evans, R. H. (1990). The North Brazil Current Retroflexion: Seasonal Structure and Eddy Variability. *Journal of Geophysical Research*, 95, 103–120.
- Johns, W., Townsend, T. L., Fratantoni, D. M., & Wilson, W. D. (2002). On the Atlantic inflow to the Caribbean Sea. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 49(2), 211–243. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(01\)00041-3](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(01)00041-3)
- Jouanno, J., Pall?as-Sanz, E., & Sheinbaum, J. (2018). Variability and Dynamics of the Yucatan Upwelling: High-Resolution Simulations. *Journal of Geophysical Research: Oceans RESEARCH*, 123, 1251–1262. <https://doi.org/10.1002/2017JC013535>
- Kaempf, J., & Chapman, P. (2016). *Chapter 2 The Functioning of Coastal Upwelling Systems* (Issue August). <https://doi.org/10.1007/978-3-319-42524-5>

- Kämpf, J., & Chapman, P. (2016). *Upwelling Systems of the World*. Springer International Publishing Switzerland. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-42524-5>
- Kara Birol, A., Rochford, P., & Hurlburt, H. (2000). *An optimal definition for ocean mixed layer depth*. 105.
- Kelly, S., Lwiza, M. M., Cowen, K., & Goni, G. J. (2000). *Low-salinity pools at Barbados , West Indies : Their origin , frequency , and variability “,” Barbadosl detector*. 105, 699–708.
- Kinard, F. W., Atwood, D. K., & Giese, G. S. (1974). *Dissolved oxygen as eviden for 18°C Sargasso Sea Water in the Eastern Caribbean Sea, . 21, 79–82*.
- Kinder, H. (1985). *Research and Development Activity, NSTL, M S 39529-5004 (U.S.A.)*. 68.
- Klinger, B. A., & Haine, T. W. (2019). *Ocean Circulation in three dimensions* (Vol. 53, Issue 1). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781139015721>
- Lee, T. N., Johns, W. E., Zantopp, R. J., & Fillenbaum, E. R. (1995). *Moored Observations of Western Boundary Current Variability and Termohaline Circulation at 26.5°N in the Subtropical North Atlantic*. *Journal of Phyrical Oceanography*1, 26, 22.
- Lorena, A., & Costa, S. (2007). *Variabilidad de la clorofila a en las aguas costeras de la Península Ibérica entre 1998 y 2007 usando datos de SeaWifs*.
- Lozier, M. S., Bower, A. S., Hole, W., Cunningham, S., & Jong, M. F. De. (2016). *Overturning in the Subpolar North Atlantic Program : a new international ocean observing system*. *Bulletin of the American Meteorological Society, September*. <https://doi.org/10.1175/BAM>
- Lucey, N. M., Haskett, E., & Collin, R. (2021). *Hypoxia from depth shocks shallow tropical reef animals*. *Climate Change Ecology*, 2(June), 100010. <https://doi.org/10.1016/j.ecochg.2021.100010>
- Lund-hansen, L. C., & Vang, T. (2003). *Development of a coastal upwelling front driven by advection and topographic effects in the North Sea – Baltic Sea transition Création d ’ une remontée côtière par advection due au vent et effet topographique à la frontière entre la mer du Nord et la Baltique*. 26, 577–584. [https://doi.org/10.1016/S0399-1784\(03\)00051-3](https://doi.org/10.1016/S0399-1784(03)00051-3)
- Manuel, J., & Rodriguez, F. (2005). *Dynamics and Mixing in the Upper Ocean Layer by*

Jesús Manuel Figueroa Rodríguez.

- Martinez, C., Goddard, L., Kushnir, Y., & Ting, M. (2019). Seasonal climatology and dynamical mechanisms of rainfall in the Caribbean. *Climate Dynamics*, 53(1–2), 825–846. <https://doi.org/10.1007/s00382-019-04616-4>
- Mateos-Jasso 2009.pdf. (n.d.).
- Maul, G. A. (1977). *THE ANNUAL CYCLE OF THE GULF LOOP CURRENT. I. OBSERVATIONS DURING A ONE-YEAR TIME SERIES.*
- McCartney, M. S. (1982). The subtropical recirculation of Mode Waters. *Journal of Marine Research*, 40, 427–464.
- Merino, M. (1997). MARINE Upwelling on the Yucatan Shelf : hydrographic evidence. *Journal of Marine Systems*, 7963(96), 101–121.
- Merino, M., Czitrom, S., Jordán, E., Martin, E., Thomé, P., & Moreno, O. (1990). Hydrology and rain flushing of the Nichupté Lagoon System, Cancún, México. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 30(3), 223–237. [https://doi.org/10.1016/0272-7714\(90\)90049-W](https://doi.org/10.1016/0272-7714(90)90049-W)
- Merino, Martin, & Otero, L. J. (1991). *Atlas ambiental costero, Puerto Morelos -Quintana Roo.* (M. Centro de investigaciones de Quintana Roo, Chetumal (Ed.)).
- Metcalf, G. W. (1976). Caribbean-Atlantic Water Exchange Through the Anegada-Jungfern Passag. *Journal of Geophysical Research*, 81(36), 6401–6409.
- Model, F. (1950). *Pillsburys Strommesung und der Wasserhaushalt des Amerikanischen Mittelmeeres.* 1941, 57–61.
- Molinari, R. L., Spillane, M., Brooks, I., Atwood, D., & Duckett, C. (1981). Surface currents in the Caribbean Sea as deduced from Lagrangian observations. *Journal of Geophysical Research*, 86(C7), 6537. <https://doi.org/10.1029/jc086ic07p06537>
- Montoya-sánchez, R. A., Devis-morales, A., Bernal, G., & Poveda, G. (2018). Seasonal and interannual variability of the mixed layer heat budget in the Caribbean Sea. *Journal of Marine Systems*, 187(65), 111–127. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2018.07.003>
- Moron, V., Gouirand, I., & Taylor, M. (2016). Weather types across the Caribbean basin and their relationship with rainfall and sea surface temperature. *Climate Dynamics*, 47(1), 601–621. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2858-9>

- Morrison, J. M., & Nowlin, W. D. (1982). *Masses Within During the Winter of 1972 and Fall of 1973*. 87, 4207–4229.
- Morrison, J. M., & Smith, P. (1990). Geostrophic Transport Variability Along the Aves Ridge in the Eastern Caribbea Sea During 1985-1986. *Journal of Geophysical Research*, 95, 699–710.
- Muller-Karger, E., & Castro, A. (1994). *Mesoscale processes affecting phytoplankton abundance in the southern Caribbean Sea*. 14(2), 199–221.
- Muller-karger, F., Varela, R., Thunell, R., Astor, Y., Zhang, H., Luerssen, R., & Hu, C. (2004). *Processes of coastal upwelling and carbon flux in the Cariaco Basin*. 51, 927–943. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2003.10.010>
- Murphy, S. J., Hurlburt, H. E., & Brien, J. J. O. (1999). *The connectivity of eddy variability in the Caribbean Sea , the Gulf of Mexico , and the Atlantic Ocean*. 104, 1431–1453.
- Nyusten, J. A. (University of W. S., & Andrade, C. A. (EXOCOL S. (1993). Tracking mesoscale ocean features in the Caribbean Sea using Geosat Altimetry. *Journal of Geophysical Research*, 98(May), 8389–8394. <https://doi.org/10.1029/93JC00125>
- O'Connor, B. M., Fine, R. A., & Olson, D. B. (2005). A global comparison of subtropical underwater formation rates. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 52(9), 1569–1590. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2005.01.011>
- Ochoa, J., Badan, A., Sheinbaum, J., & Candela, J. (2003). *Canek: Measuring Transport in the Yucatan Channel BT - Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics: A tribute to the scientific work of Pedro Ripa* (O. U. Velasco Fuentes, J. Sheinbaum, & J. Ochoa (Eds.); pp. 275–286). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-94-010-0074-1_16
- Oey, L. Y., Lee, H. C., & Schmitz, W. J. (2003). Effects of winds and Caribbean eddies on the frequency of Loop Current eddy shedding: A numerical model study. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 108(10), 1–25. <https://doi.org/10.1029/2002jc001698>
- Oke, P. R., & Middleton, J. H. (2000). Topographically Induced Upwelling off Eastern Australia. *Journal of Phyrsical Oceanography*1, 30, 512–531.
- Okolodkov, Y. B. (2003). *A review of Russian plankton research in the Gulf of Mexico and the Caribbean Sea in the 1960-1980s Una revisión de investigaciones rusas de plancton en el Golfo de México y Mar Caribe en los 1960-1980 ' s*. 13(3), 207–221.

- Perez-Santos, I. et al. (2014). Patrones superficiales de la clorofila. *Ciencias Marina*, 40, 11–31.
- Pérez, R., Muller-Karger, F. E., Melo, N., & Cerdeira, S. (1999). Probing mysteries of Yucatan Current. *Eos*, 80(14).
- Perlin, A., Moum, J. N., Klymak, J. M., Levine, M. D., Boyd, T., & Kosro, P. M. (2007). *Organization of stratification, turbulence, and veering in bottom Ekman layers*. 112(August 2004), 2–13. <https://doi.org/10.1029/2004JC002641>
- Piola, A. R., & Gordon, A. L. (1989). Intermediate waters in the southwest South Atlantic gyre. *Deep-Sea Research*, 36(1), 1–16.
- Portela, E., Tenreiro, M., Pallàs-sanz, E., & Meunier, T. (2018). *Hydrography of the Central and Western Gulf of Mexico*. 5134–5149. <https://doi.org/10.1029/2018JC013813>
- Poveda, G., Waylen, P. R., & Pulwarty, R. S. (2006). Annual and inter-annual variability of the present climate in northern South America and southern Mesoamerica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 234, 3–27. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.10.031>
- Putman, N. (2013). *Tracking the long-distance dispersal of marine organisms : Sensitivity to Tracking the long-distance dispersal of marine organisms : sensitivity to ocean model resolution* Receive free email alerts when new articles cite this article - sign up in the box at the top. February 2016. <https://doi.org/10.1098/rsif.2012.0979>
- Qasim, S. Z., Bhattathilci, P. A., & P, V. (1972). *The influence of salinity on the rate of photosynthesis and abundance of some tropical phytoplankton*. 206, 200–206.
- Rahmstorf, S. (2006). Thermohaline Ocean Circulation. In S. A. Elias (Ed.), *Encyclopedia of Atmospheric Sciences* (2nd ed., pp. 1–10). Elsevier. [papers2://publication/uuid/23A538D6-C4BA-4B8E-B5AD-BF62DAB1B01F](https://doi.org/10.1016/B01-1-10000-0)
- Reyes-mendoza, A. O., Mariño-tapia, I., Herrera-silveira, J., Ruiz-, G., Enriquez, C., Largier, J. L., Reyes-mendoza, O., Marino-tapia, I., Herrera-silveira, J., Ruiz-martínez, G., Enriquez, C., & Largier, J. L. (2017). *The Effects of Wind on Upwelling off Cabo Catoche*. 32(3), 638–650.
- Reyes-mendoza, O., Herrera-silveira, J., Mariño-tapia, I., & Enriquez, C. (2019). Phytoplankton blooms associated with upwelling at Cabo Catoche. *Continental Shelf Research*, 174(December 2018), 118–131. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2018.12.015>

- Richards, F. A. (1960). Some chemical and hydrographic observations along the north coast of South America--I. Cabo Tres Puntas to Curacao , including the Cariaco Trench and the Gulf of Cariaco. *Deep-Sea Research*, 7, 163–182.
- Richardson, P. L. (2005). Caribbean Current and eddies as observed by surface drifters. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 52(3–4), 429–463. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2004.11.001>
- Rioja-Nieto, R., Garza-Pérez, R., Álvarez-Filip, L., Mariño-Tapia, I., & Enríquez, C. (2019). *World Seas: an environmental evaluation* (C. Sheppard (Ed.); 2nd Editio). Elsevier Ltd.
- Roemmich, D. (1981). *Circulation of the Caribbean Sea: A well-resolved inverse problem*. 86(3), 7993–8005.
- Roughan, M. (2001). *On the East Australian Current : Upwelling and Separation . December*.
- Roughan, M., & Middleton, J. H. (2002). *A comparison of observed upwelling mechanisms off the east coast of Australia*. 22, 2551–2572.
- Ruiz-castillo, E., Gomez-valdes, J., Sheinbaum, J., & Rioja-nieto, R. (2016). Wind-driven coastal upwelling and westward circulation in the Yucatan shelf. *Continental Shelf Research*, 118, 63–76. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2016.02.010>
- Ruiz-ochoa, M., Beier, E., Bernal, G., & Desmond, E. (2012). Deep-Sea Research I Sea surface temperature variability in the Colombian Basin , Caribbean Sea. *Deep-Sea Research Part I*, 64, 43–53. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2012.01.013>
- Ruiz de Alegria-arzaburu, A., Mariño-tapia, I., Enriquez, C., Silva, R., & González-leija, M. (2013). Geomorphology The role of fringing coral reefs on beach morphodynamics. *Geomorphology*, 198, 69–83. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.05.013>
- Salmerón, G. O., & Aguirre, G. R. (2003). Estudio espacio-temporal de la surgencia de Yucatán y Banco de Campeche, México; a través de imágenes seawifs, 1999–2000. *Geos*, 23(2), 224. <https://www.ugm.org.mx/publicaciones/geos/pdf/geos03-2/M203-2.pdf>
- Salon, S., Crise, A., & Loon, A. J. Van. (2008). Dynamics of the bottom boundary layer. In *Developments in Sedimentology* (Vol. 60, Issue 08, pp. 83–97). [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(08\)10006-1](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(08)10006-1)
- Schaeffer, A., & Roughan, M. (2015). *Influence of a western boundary current on shelf*

dynamics and upwelling from repeat glider deployments. 121–128.

<https://doi.org/10.1002/2014GL062260.Abstract>

Schmitz, W. J., & McCartney, M. S. (1993). *ON THE NORTH ATLANTIC CIRCULATION*. 92, 29–49.

Schmitz, W. J., & Richardson, P. L. (1991). On the sources of the Florida Current. *Deep Sea Research Part A, Oceanographic Research Papers*, 38(1957), S379–S409.

[https://doi.org/10.1016/S0198-0149\(12\)80018-5](https://doi.org/10.1016/S0198-0149(12)80018-5)

Schneider, T., Bischoff, T., & Haug, G. H. (2014). Migrations and dynamics of the intertropical convergence zone. *Nature*, 513(7516), 45–53.

<https://doi.org/10.1038/nature13636>

Seiwell, H. R. (1938). Application of the distribution of Oxygen to the physical oceanography of the Caribbean Sea Region. *Papers in Physical Oceanography of Technology and Meteorology*, VI(1), 1–57.

Semtner, A. J. (1992). *Ocean General Circulation From a Global Eddy-Resolving Model*. 97, 5493–5550.

Sheinbaum, J., Candela, J., & Badan, A. (2002). *Flow structure and transport in the Yucatan Channel*. 29(3), 1–4.

Siedler, G., Griffies, S. M., Church, J., & Gould, J. (2013). *Ocean Circulation and Climate: a 21st Century perspective* (2nd Ed.). Academic Press.

Signoret, M.; Bulit, C.; Pérez, R. (1998). Patrones de distribución de la clorofila a y producción primaria en aguas del Golfo de México y del Mar Caribe. *Hidrobiológica*, 8, 81–88.

Silva Casarín, R. (2017). *Boletín de difusión de las actividades del Centro Mexicano de Innovación de Energía Océano*. (Issue 2).

Smith, M. L., International, C., & Carpenter, K. E. (1998). *An Introduction to the Oceanography, Geology, Biogeography, and Fisheries of the Tropical and Subtropical Western Central*. 1–9.

Stramma, L., & England, M. (1999). On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 104, 20,863–20,883.

Talley, D., Pickard, G., Emery, W., & Swift, J. (2011). *Descriptive Physical Oceanography_ An introduction* (6ta Edició). Elsevier Ltd.

- Thévenin, M. R. (2019). Shelf-break upwelling on a very narrow continental shelf adjacent to a western boundary current formation zone. *Journal of Marine Systems*, 194(February), 52–65. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2019.02.008>
- Tomczak, M., & Godfrey, S. J. (1994). *Regional Oceanography: An introduction* (Vol. 0, Issue December).
- Uchupi, E. (1973). Eastern Yucatan continental margin and western Caribbean tectonics. *AAPG Bulletin*, 57(6), 1075–1085.
- Varela, R., Costoya, X., Enriquez, C., & Santos, F. (2018). Differences in coastal and oceanic SST trends north of Yucatan Peninsula. *Journal of Marine Systems*, 182(March), 46–55. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2018.03.006>
- Vega, M. J., Alvarez-silva, O., Restrepo, J. C., Ortiz, J. C., & Otero, L. J. (2020). *Interannual variability of wave climate in the Caribbean Sea*. May. <https://doi.org/10.1007/s10236-020-01377-1>
- Velazquez-Manoff, M., & White, J. (2021). *In the Atlantic Ocean, Subtle Shifts Hint at Dramatic Dangers*. New York Times. <https://www.nytimes.com/interactive/2021/03/02/climate/atlantic-ocean-climate-change.html>
- Wallcraft, A., Schmitz, W. J., & Thompson, D. (1992). OCEAN PREDICTION AND THE ATLANTIC BASIN : SCIENTIFIC ISSUES AND TECHNICAL CHALLENGES. *Oceanography*, 5(1), 36–41.
- Wang, C. (2007). *Variability of the Caribbean Low-Level Jet and its relations to climate*. 411–422. <https://doi.org/10.1007/s00382-007-0243-z>
- Wang, C., & Enfield, D. B. (2001). *The Tropical Western Hemisphere Warm Pool*. June 2014. <https://doi.org/10.1029/2000GL011763>
- Wang, C., & Lee, S. K. (2007). Atlantic warm pool, Caribbean low-level jet, and their potential impact on Atlantic hurricanes. *Geophysical Research Letters*, 34(2). <https://doi.org/10.1029/2006GL028579>
- Ward, W. C. (2004). Chapter 7 Geology of coastal islands, northeastern yucatan peninsula. *Developments in Sedimentology*, 54(C), 275–298. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(04\)80029-3](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(04)80029-3)
- WaterBoards. (2015). Oxígeno Disuelto (OD). *Folleto Informativo*, 1–5.

http://www.waterboards.ca.gov/water_issues/programs/swamp/docs/cwt/guidance/3110sp.pdf

Webb, P. (2017). *Introduction to Oceanography*.

Wilkinson, T. . (n.d.). *Ecorregiones marinas de América del Norte*.

Wüst, G. (1964). *Stratification and circulation in the Antillean-Caribbean basins*. Columbia University Press.

9. Anexo I

Tabla 2: Traducción de los nombres de las masas de agua del inglés al español.

Caribbean Surface Water	Masa de Agua Superficial del Caribe
North Atlantic Subtropical Underwater	Masa de Agua Subsuperficial del Atlántico Norte
Tropical Atlantic Central Water	Masa de Agua Central del Atlántico Tropical
Antartic Intermediate Water	Masa de Agua Intermedia de Antártica
North Atlantic Deep Water	Masa de agua profunda del Atlántico Norte

Tabla 3: Concentración de clorofila en muestras tomadas in situ.

Estación	Lance	Capa	Profundidad (m)	Cl-a (mg/m3)
19	2	Superficie	9.8	0.108
		Max Chla	107	0.542
		Fondo	223.6	0.102
20	3	Superficie	3.58	0.121
		Max Chla	95.69	0.753
		Fondo	526	0.451
13	4	Superficie	5.5	0.071
		Max Chla	86.04	0.612
		Fondo	150.8	0.207
20	5	Superficie	5.5	0.047
		Max Chla	67.55	0.377
		Fondo	104.8	0.115
25	6	Superficie	8.07	0.044
		Max Chla	75.4	0.351
		Fondo	116.5	0.043
7	7	Superficie	8.04	0.036
		Max Chla	70.6	0.473
		Fondo	124.46	0.197
24	8	Superficie	8.46	0.041
		Max Chla	69.7	0.417
		Fondo	110.99	0.021
21	9	Superficie	4.62	0.051
		Max Chla	63.8	0.426
		Fondo	96.08	0.120
2	10	Superficie	6.7	0.107
		Max Chla	64.26	0.428

		Fondo	114.3	0.060
1	11	Superficie	8.81	0.051
		Max Chla	71.48	0.318
		Fondo	114.6	0.000
21	12	Superficie	7.4	0.027
		Max Chla	62.34	0.438
		Fondo	107.68	0.302
16	15	Superficie	7.29	0.092
		Max Chla	94.7	0.366
		Fondo	122.59	0.043
14	17	Superficie	6.47	0.052
		Max Chla	95.83	0.536
		Fondo	139.45	0.000
14	18	Superficie	5.4	0.030
		Max Chla	85.8	0.416
		Fondo	147.8	0.089