



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO  
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA  
INSTITUTO DE GEOFÍSICA

ESTUDIO NUMÉRICO DE LA CIRCULACIÓN Y  
AIREACIÓN ASOCIADAS AL GRIJALVA-USUMACINTA  
EN LAGUNA DE TÉRMINOS, CAMPECHE

TESIS  
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:  
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:  
ERNESTO EDUARDO GÓMEZ DE LA PEÑA

TUTOR PRINCIPAL  
DR. JOSÉ GILBERTO CARDOSO MOHEDANO  
Instituto de Ciencias del Mar y Limnología

COMITÉ TUTOR  
DR. JOAN ALBERT SÁNCHEZ CABEZA  
Instituto de Ciencias del Mar y Limnología

DR. JORGE ZAVALA HIDALGO  
Instituto de Geofísica

Ciudad Universitaria, Cd.Mx., junio 2019



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.



JURADO ASIGNADO:

Presidente: Dr. Jorge Zavala Hidalgo  
Secretario: Dr. José Gilberto Cardoso Mohedano  
Vocal: Dr. Joan Albert Sánchez Cabeza  
1er. Suplente: Dra. Elsa Arellano Torres  
2o. Suplente: Dra. Maria Eugenia Allende Arandía

La tesis se realizó en la Estación El Carmen, Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM.

TUTOR DE TESIS:

Dr. José Gilberto Cardoso Mohedano

---





## Agradecimientos

---

Agradezco el apoyo para realizar esta tesis al Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM, y a mi asesor Dr. José Gilberto Cardoso Mohedano, por su tiempo y aportaciones. Agradezco el financiamiento parcial de los proyectos CONACYT PDCPN2013-01/214349, CONACYT SEMARNAT-2016-01-278634, PAPIIT IN 110518, y LANCAD-UNAM-DGTIC-273.

Por los comentarios y correcciones realizadas al presente trabajo, agradezco a los miembros del jurado Dr. Jorge Zavala Hidalgo, Dr. Joan Albert Sánchez Cabeza, Dra. Elsa Arellano Torres, y Dra. Maria Eugenia Allende Arandía.

Por los datos del modelo WRF, agradezco nuevamente a la Dra. Maria Eugenia Allende Arandía, Laboratorio de Ingeniería y Procesos Costeros, Instituto de Ingeniería, UNAM.

Agradezco a la Lic. Marisol Meneses Fernández por su apoyo en las campañas de campo y aportaciones al presente trabajo.

Por los servicios, recursos y la siempre cordial disposición, agradezco a todo el personal de la Estación *El Carmen* y de la UVES, ICMYL, UNAM. De igual forma agradezco al Dr. Mario Alejandro Gómez Ponce, Hernán Álvarez Guillén, José Andrés Reda Deara por su apoyo logístico en las salidas de campo, a Edgar Escalante Mancera y Miguel Angel Gómez Reali por el entrenamiento y gestión de los equipos de campo. A Roberto Clemente López Murillo por el mantenimiento del servidor *Baktún* y a León F. Álvarez Sánchez por el apoyo en gestión de datos.



# Resumen

---

La modelación numérica representa una herramienta invaluable en el estudio de la costa ya que asimila y generaliza las observaciones de campo a un bajo costo relativo. Esta herramienta es de especial utilidad en países como México, donde la investigación costera es limitada debido a recursos insuficientes. La Laguna de Términos (LT), además de ser el sistema de descarga fluvial más grande del país, es también un conjunto de ecosistemas crítico en la era del Cambio Global debido a la alta biodiversidad que salvaguarda. A pesar de su importancia, existen características de LT cuyo estudio se encuentra en un nivel básico.

La presente tesis profundiza en el conocimiento sobre la circulación y dinámica de oxígeno disuelto (OD) en LT a través de la modelación numérica. Para dicho fin, se implementaron el modelo hidrodinámico Delft3D-FLOW, y el modelo de calidad de agua (Delwaq) para el estudio de la dinámica física de OD. Debido a la influencia del viento, la marea y la descarga fluvial en LT, se forzó el modelo hidrodinámico con salidas del modelo atmosférico Weather Research and Forecasting Model, componentes armónicos de marea TPXO.8, y datos de descarga del río Palizada- Sistema Grijalva Usumacinta de la Comisión Nacional de Agua. Para la validación de las simulaciones, se utilizaron datos de temperatura, salinidad y OD de campañas de campo y sensores instalados en LT.

En el presente estudio se muestra que es necesario considerar tanto al viento como a la marea para reproducir la hidrodinámica del sistema. Mas aún, se observa que el viento es el factor dominante en la circulación en temporada de nortes y secas, mientras que en temporada de lluvias es la marea. Las simulaciones de OD indican que la interacción de la temperatura, salinidad y descarga del río Palizada determina dos regímenes al año, uno de alta concentración (noviembre-marzo) y otro de menor concentración (mayo-julio).

Los resultados del modelo de OD indican que la zona de descarga del río Palizada presenta concentraciones menores de oxígeno con respecto al resto del sistema. Lo anterior— aunado a las presiones antropogénicas y naturales a las que LT se encuentra sujeta— señala la necesidad de evaluar la vulnerabilidad de la zona en estudios futuros.



# Índice general

---

<b>Índice de figuras</b>	<b>XIII</b>
<b>Índice de tablas</b>	<b>XV</b>
<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. Cambio Global y sistemas costeros . . . . .	1
1.2. Área de estudio . . . . .	3
1.2.1. Sistemas fluvio-lagunares asociados . . . . .	4
1.2.2. Circulación . . . . .	5
1.2.3. Oxígeno disuelto . . . . .	6
1.2.4. Importancia ecológica y presiones ambientales . . . . .	7
1.3. Oxígeno disuelto . . . . .	8
1.3.1. Procesos físicos en el balance de oxígeno . . . . .	8
1.3.2. Procesos biogeoquímicos en el balance de oxígeno . . . . .	11
1.3.3. Oxígeno y Cambio Global . . . . .	12
1.4. Modelos numéricos en el estudio de la costa . . . . .	12
1.5. Motivación y objetivos . . . . .	13
<b>2. Marco teórico</b>	<b>15</b>
2.1. Ecuaciones de movimiento . . . . .	15
2.2. Modelo Delft3D-FLOW . . . . .	17
2.2.1. Aproximaciones . . . . .	18
2.2.2. Sistemas de coordenadas . . . . .	19
2.2.3. Ecuaciones en el modelo Delft3D-FLOW . . . . .	20
<b>3. Metodología</b>	<b>25</b>
3.1. Datos de campo . . . . .	25
3.2. Modelo hidrodinámico . . . . .	27
3.2.1. Configuración espacial y temporal . . . . .	27
3.2.2. Condiciones iniciales y de frontera . . . . .	28
3.2.3. Forzamiento atmosférico . . . . .	29

## ÍNDICE GENERAL

---

3.2.4. Modelo Térmico . . . . .	30
3.2.5. Calibración, sensibilidad y estabilidad . . . . .	31
3.3. Modelo de oxígeno disuelto . . . . .	34
<b>4. Resultados</b>	<b>37</b>
4.1. Datos de campo y sensores . . . . .	37
4.2. Modelo hidrodinámico . . . . .	45
4.2.1. Calibración, sensibilidad y estabilidad . . . . .	45
4.2.2. Hidrodinámica . . . . .	48
4.2.3. Temperatura y salinidad . . . . .	52
4.3. Modelo de oxígeno disuelto . . . . .	62
4.3.1. Estadística descriptiva . . . . .	62
4.3.2. Variabilidad . . . . .	64
4.3.3. Oxígeno disuelto en superficie y fondo . . . . .	68
<b>5. Discusión</b>	<b>71</b>
5.1. Viento y marea en la circulación de Laguna de Términos . . . . .	71
5.2. Temperatura, salinidad e influencia del Grijalva-Usumacinta . . . . .	74
5.3. Oxígeno disuelto . . . . .	79
<b>6. Conclusiones</b>	<b>87</b>
<b>Bibliografía</b>	<b>89</b>

# Índice de figuras

---

1.1. Distribución de la población costera en México (tomado de <a href="#">Nava Fuentes et al. (2017)</a> ) . . . . .	2
1.2. Ubicación de Laguna de Términos en México . . . . .	3
1.3. Esquema de los procesos físicos y biológicos que regulan la concentración de <i>OD</i> en aguas costeras ( <a href="#">Testa and Kemp, 2012</a> ). . . . .	9
2.1. Elevación de la superficie libre del agua ( $\zeta$ ), profundidad ( $d$ ) y profundidad total ( $H$ ), referidas a los planos $\sigma = -1$ y $\sigma = 0$ . Adaptado de <a href="#">Deltares (2011)</a> . . . . .	21
3.1. Mapa con estaciones de muestreo . . . . .	26
3.2. Malla de cálculo del modelo Delft3D-FLOW . . . . .	28
3.3. Series de temperatura y presión para el CME y el WRF. . . . .	30
3.4. Estaciones utilizadas en el análisis de marea y calibración del modelo . . . . .	33
4.1. Gráfica de caja y bigotes, temperatura observada . . . . .	40
4.2. Gráfica de caja y bigotes, salinidad observada . . . . .	41
4.3. Gráfica de caja y bigotes, OD observado . . . . .	42
4.4. Series de tiempo de los sensores de temperatura, salinidad y OD . . . . .	44
4.5. Spin-up . . . . .	47
4.6. Celdas analizadas en los experimentos <i>viento</i> , <i>marea</i> , y <i>mareaviento</i> . . . . .	48
4.7. Elevación de la columna de agua simulada . . . . .	49
4.8. Variación de la elevación de la columna de agua del experimento <i>marea</i> , en 3 puntos distintos de la zona de estudio. . . . .	50
4.9. Rapidez superficial simulada . . . . .	51
4.10. Circulación promedio . . . . .	53
4.11. Velocidad superficial . . . . .	54
4.12. Celdas analizadas para el modelo térmico . . . . .	55
4.13. Gráfica de caja y bigotes, temperatura simulada . . . . .	56
4.14. Temperatura simulada y temperatura observada en la estación Marina . . . . .	57



## ÍNDICE DE FIGURAS

---

4.15. Temperatura superficial promedio simulada, temporada de secas y lluvias . . . . .	58
4.16. Gráfica de caja y bigotes, salinidad simulada . . . . .	59
4.17. Salinidad simulada y salinidad observada en la estación Marina . . . . .	60
4.18. Salinidad superficial promedio simulada, temporada de secas y lluvias . . . . .	61
4.19. Gráfica de caja y bigotes, OD simulado . . . . .	62
4.20. Celdas analizadas, modelo de aireación . . . . .	64
4.21. Variabilidad anual del OD simulado . . . . .	65
4.22. Variabilidad anual de la temperatura simulada . . . . .	66
4.23. Variabilidad anual de la salinidad simulada . . . . .	66
4.24. Variabilidad de OD en condiciones de viento . . . . .	67
4.25. OD superficial promedio, temporada de secas y lluvias . . . . .	68
4.26. OD promedio en fondo, temporada de secas y lluvias . . . . .	69
5.1. Batimería adaptada de <a href="#">Grenz et al. (2017)</a> y zonas de acumulación . . . . .	72
5.2. Correlación entre la elevación de la columna de agua de los experimentos <i>viento</i> y <i>mareaviento</i> . . . . .	74
5.3. Correlación entre la elevación de la columna de agua de los experimentos <i>marea</i> y <i>mareaviento</i> . . . . .	75
5.4. Temperatura CME y WRF, desfase. . . . .	78
5.5. Comportamiento de la descarga del río Palizada y salinidad modelada. . . . .	79
5.6. Relación exponencial entre descarga del río Palizada y salinidad modelada. . . . .	80
5.7. Series de OD observado y simulado . . . . .	82
5.8. Factores físicos en la dinámica del OD . . . . .	84

## Índice de tablas

---

1.1. Descarga de ríos en Laguna de Términos . . . . .	4
1.2. Variaciones estacionales y espaciales de volumen de agua, flujo neto y tiempo de residencia para Laguna de Términos . . . . .	7
1.3. Media anual e intervalo de oxígeno disuelto reportados para Laguna de Términos . . . . .	8
3.1. Coordenadas de las estaciones de muestreo . . . . .	26
3.2. Correlación entre las variables del CME y el WRF . . . . .	30
3.3. Estaciones utilizadas para la calibración del modelo Delft3D-FLOW	32
4.1. Campañas de campo. . . . .	38
4.2. Temperatura observada en campo según la temporada climática y la zona de muestreo . . . . .	39
4.3. ANOVA para las variables temperatura, salinidad y OD para los factores <i>zona de muestreo y temporada climática</i> . . . . .	39
4.4. Salinidad observada en campo según la temporada climática y la zona de muestreo . . . . .	41
4.5. OD observado en campo según la temporada climática y la zona de muestreo . . . . .	42
4.6. Temperatura, salinidad y OD observada en los sensores. . . . .	43
4.7. Vector de Diferencias Acumuladas por estación . . . . .	46
4.8. Parámetros evaluados en el análisis de sensibilidad . . . . .	47
4.9. Temperatura simulada según la temporada climática y la zona de muestreo . . . . .	56
4.10. Salinidad simulada según la temporada climática y la zona de muestreo . . . . .	60
4.11. OD simulado y observado en campo según la temporada climática y la zona de muestreo . . . . .	63
4.12. Periodos de máximos y mínimos simulados de OD, temperatura y salinidad. . . . .	67

## ÍNDICE DE TABLAS

---

5.1. Comparación de la temperatura y salinidad reportada en <a href="#">Ramos-Miranda et al. (2005)</a> y las observadas en el presente trabajo para las zonas de influencia fluvial y zona de influencia mixta. . . . .	76
5.2. Comparación de la temperatura y salinidad simuladas y observadas para el periodo noviembre-diciembre en la zona lagunar . . . . .	78
5.3. Promedios de OD observado en campo y simulado . . . . .	81

## Glosario

---

- BEC** Boca El Carmen. 3, 5, 6, 25, 34, 49, 51, 55, 64, 65, 71, 73, 75, 76, 81, 82
- BPR** Boca Puerto Real. 3, 5, 6, 45, 51, 71
- CG** Cambio Global. 1–3, 12, 13
- CME** Aeropuerto Internacional de Ciudad del Carmen. 29, 35, 77
- D-waq** Delft Water Quality Model. 34, 35
- ECA** Elevación de la Columna de Agua. 48, 49
- ENOS** El Niño-Oscilación del Sur. 76, 84, 87, 88
- LT** Laguna de Términos. 3–8, 13, 14, 25, 27, 30, 32, 37, 45, 51, 52, 71, 73–85, 87, 88
- OD** Oxígeno Disuelto. 8, 10–13, 25, 35, 40, 80
- SGU** Sistema Grijalva Usumacinta. 4, 14, 28, 71, 74, 76, 77, 79, 83–85
- WRF** Weather Research and Forecasting Model. 29, 30, 77



# Introducción

---

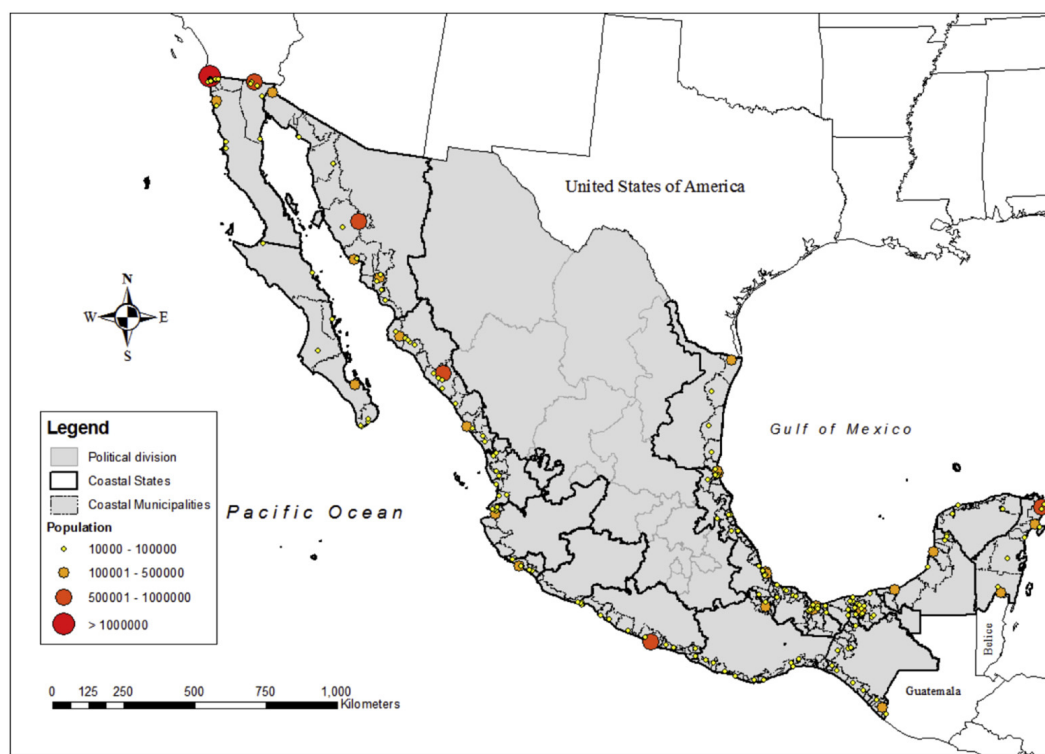
## 1.1. Cambio Global y sistemas costeros

La actividad humana transforma profundamente al planeta Tierra. El desarrollo industrial, el transporte, la generación de energía y la urbanización cambian la estructura y funcionamiento de los ecosistemas, el clima, los ciclos del agua, nutrientes, carbono, entre otros ([Intergovernmental Panel on Climate Change, 2014](#)). Estos cambios generan un impacto ambiental a escala global, por lo que es necesario estudiarlos a través de diversas disciplinas como la física, química, biología y geología. Para facilitar dicho estudio se adopta el término Cambio Global (CG), que comprende los cambios que generan un impacto a escala planetaria ([Steffen et al., 2004](#)). El CG afecta de manera heterogénea a los ecosistemas y regiones del mundo, debido a que la vulnerabilidad de cada región depende de sus características particulares. Un ejemplo son las zonas costeras, sistemas socio-ecológicos complejos ([Atkins et al., 2011](#)) especialmente vulnerables ante el CG debido a la confluencia de cambios de origen terrestre (e.g. descarga y contaminación fluvial) y marino (e.g. incremento del nivel del mar).

La costa es un lugar atractivo debido a la disponibilidad de recursos y oportunidades de comercio, esto causa que a nivel global las zonas costeras experimenten un rápido crecimiento poblacional. Actualmente dos terceras partes de los asentamientos urbanos de más de 5 millones de personas se encuentran por debajo de los 10 metros de elevación sobre el nivel del mar ([McGranahan et al., 2007](#)). En México, a pesar de que existen pocos asentamientos en la costa de más de un millón de habitantes (figura 1.1), 9 de los 17 estados costeros superaron el crecimiento nacional promedio en el periodo 2005-2010 ([Comisión Intersectorial para el Manejo Sustentable de Mareas y Costas, 2012](#)). Se proyecta que para el 2030 la población en costas mexicanas llegue a los 55 millones de habitantes ([Consejo Nacional de Población, 2006](#)). Dicha urbanización representa un reto para nuestro

## 1. INTRODUCCIÓN

---

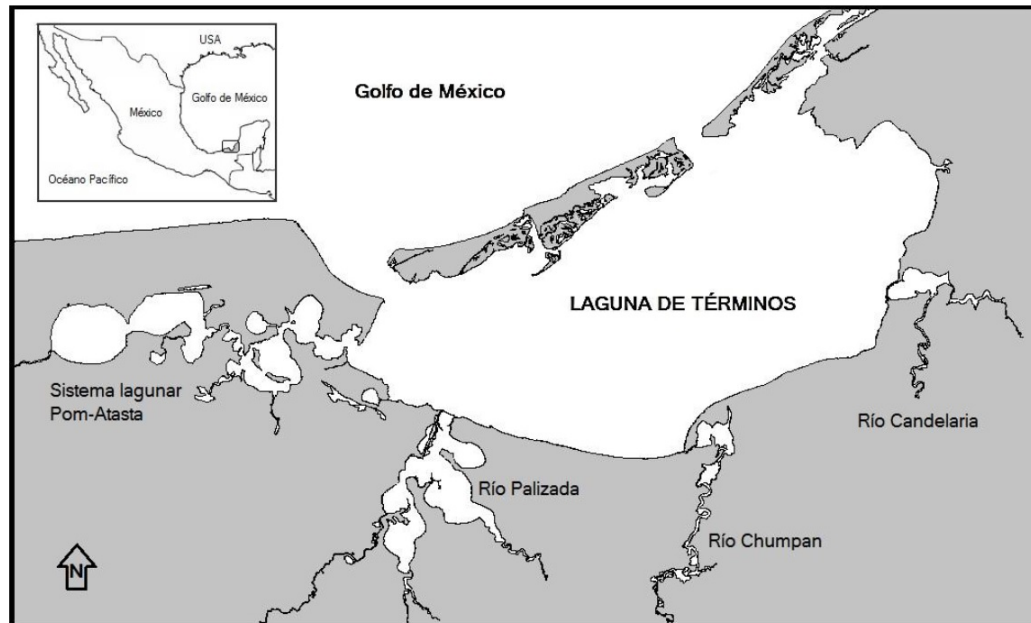


**Figura 1.1:** Distribución de la población costera en México (tomado de [Nava Fuentes et al. \(2017\)](#))

país ya que expone a un creciente número de personas y bienes inmuebles a los impactos del CG.

Existen puntos costeros clasificados como críticos debido a su alta vulnerabilidad al CG ([Newton and Weichselgartner, 2014](#)) que se encuentran presentes en México. El primero corresponde a las islas pequeñas, lugares con una limitada fuente de recursos naturales y humanos. Estas son amenazadas por el cambio climático, la acidificación del océano, la migración humana, el uso desmedido de recursos, la contaminación, el incremento del nivel del mar, la invasión de especies no nativas y la eutrofización ([Hughes and Connell, 1999](#); [Pelling and Uitto, 2001](#)). El segundo punto crítico corresponde a los sistemas de descarga fluvial, donde interaccionan el océano, la tierra y la atmósfera, y que son particularmente sensibles al cambio en los flujos de agua, sedimento, fertilizantes y contaminantes ([Newton et al., 2012](#)). El tercer y último punto es la costa urbana, donde tanto la población como la degradación de los ecosistemas van en aumento ([Gedan et al., 2011](#); [Shepard et al., 2011](#)).

En México confluyen los tres puntos críticos anteriores en Laguna de Térmi-



**Figura 1.2:** Ubicación de Laguna de Términos en México

nos, Campeche, haciendo de esta una de las zonas costeras con más riesgos potenciales ante el CG.

## 1.2. Área de estudio

Laguna de Términos (LT), con coordenadas  $18^{\circ}01'54'' - 19^{\circ}13'33''$  Norte y  $92^{\circ}32'33'' - 90^{\circ}59'15''$  Oeste, se encuentra en la costa de Campeche, México, entre la Península de Yucatán y la planicie aluvial costera de Tabasco. Con una profundidad promedio de 3.5 m y una extensión de 75 km de largo por 35 km de ancho, LT se conecta con el Golfo de México a través de dos bocas naturales: Puerto Real (BPR) al este, de 3.2 km de ancho, y El Carmen (BEC) al oeste con 3.8 km de ancho (Figura 1.2). LT es separada del océano abierto por dos islas de barrera: Isla Aguada e Isla del Carmen. En esta última se localiza Ciudad del Carmen, el asentamiento urbano más grande de la zona (169,466 habitantes, [Instituto Nacional de Estadística y Geografía, 2010](#)).

Laguna de Términos es el sistema de descarga fluvial más grande y también el mayor ecosistema costero del país ([Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales, 1997](#)). Los canales y lagunas asociadas suman 200,108 hectáreas; por otra parte, los manglares y marismas aledaños se extienden por 259,000 hectáreas ([Yáñez-Arancibia et al., 1994](#)).

La región presenta tres tipos de climas ([García, 1973](#)): clima cálido sub-húme-



## 1. INTRODUCCIÓN

---

do intermedio con lluvias en verano  $Aw1(w)$  frente a la Boca Puerto Real, clima cálido subhúmedo con mayor humedad  $Aw2(w)$  en la zona que rodea al cuerpo lagunar, y clima cálido húmedo con abundantes lluvias en verano  $Am(f)$  en la zona de la descarga del Río Palizada. Por otra parte, existen en el área tres estaciones al año (Yáñez-Arancibia and Day Jr, 1982): la temporada de lluvias (junio-septiembre), la temporada de nortes o tormentas invernales (octubre-enero), y la temporada de secas (febrero-abril), donde mayo es un mes de transición (Guerra-Santos and Kahl, 2018).

Durante la época de nortes el viento proviene del noroeste y su velocidad promedio es de  $8 \text{ m s}^{-1}$ , mientras que en el resto del año los vientos son del norte-noreste y este-sureste con velocidades promedio de entre 4 a  $6 \text{ m s}^{-1}$  (Yáñez-Arancibia and Day Jr, 1982).

### 1.2.1. Sistemas fluvio-lagunares asociados

En LT descargan principalmente cuatro sistemas fluvio-lagunares (Bach et al., 2005). El primer sistema es el Río Palizada, efluente del Sistema Grijalva-Usumacinta (SGU). De los ríos que desembocan en LT, el Río Palizada es el de mayor volumen de descarga (Tabla 1.1). El segundo es el Candelaria-Panlau, conformado por el Río Candelaria y el Río Mamantel; el primer río proviene de la península de Yucatán mientras que el segundo proviene de la Laguna Panlau. El tercer sistema es el Chumpan-Balchacah, conformado por el Río Chumpan, que se desarrolla en la planicie costera y desemboca en la Laguna Balchacah ubicada en la punta sur de LT. El cuarto y último sistema es el Pom-Atasta, conformado por el río San Pedro-San Pablo (ramificación del Usumacinta) que forma las lagunas Atasta y Pom, que se encuentran conectadas con LT y tienen una baja contribución al sistema.

**Tabla 1.1:** Descarga de ríos en Laguna de Términos, adaptado de Yáñez-Arancibia et al., 2005.

Descarga	Río Palizada ( $m^3s^{-1}$ )	Chumpán+Candelaria + Mamantel ( $m^3s^{-1}$ )
	Porción occidental (1/3 de LT)	Porción oriental (2/3 de LT)
<b>Media anual</b>	<b>394</b>	<b>122</b>
Nortes	453	140
Secas	250	50
Lluvias	490	175

El Sistema Palizada es la principal fuente de agua y sedimentos terrígenos en LT ( $6 \times 10^9 m^3$ , [Phleger and Ayala-Castanares \(1971\)](#)). Dicho sistema forma un complejo río-laguna-marisma cuyas características físico-químicas son moduladas estacionalmente por las mareas astronómicas, la descarga fluvial y las estaciones del año. La materia orgánica y los nutrientes que se producen en este complejo de ecosistemas se exportan a LT e impulsan la productividad del sector occidental.

### 1.2.2. Circulación

La mayor parte de los estudios de circulación dentro de LT están basados en mediciones de temperatura, salinidad, corrientes y elevación de la columna de agua ([Mancilla-Peraza and Vargas-Flores, 1980](#); [Candela, 1983](#); [Jensen et al., 1989](#); [David and Kjerfve, 1998](#); [Espinal-González, 2002](#); [Kjerfve et al., 1988](#)); en estos estudios las mediciones fueron realizadas en periodos menores a 3 meses. Se reporta un flujo neto entrante en la BPR y un flujo saliente en la BEC, es decir, una circulación hacia el suroeste ([Mancilla-Peraza and Vargas-Flores, 1980](#); [Jensen et al., 1989](#); [David and Kjerfve, 1998](#)). Sin embargo, dicho patrón se modifica al final de la estación de lluvias debido al aporte de agua de origen fluvial. Los resultados de algunos modelos ([Dressler, 1982](#); [Jensen et al., 1989](#); [Kjerfve et al., 1988](#); [David and Kjerfve, 1998](#); [Espinal-González, 2002](#)) indican una exportación de agua fluvial a través de la BPR, revirtiéndose así la circulación hacia el suroeste.

Por otra parte, se reportan 5 estudios sobre el modelado numérico de las mareas en LT ([Graham et al., 1981](#); [Dressler, 1982](#); [Kjerfve et al., 1988](#); [Espinal-González, 2002](#); [Contreras Ruiz Esparza et al., 2014](#)). [Graham et al. \(1981\)](#) elaboraron el primer modelo hidrodinámico, las condiciones de frontera se estiman con las tablas de marea del Servicio Oceánico Nacional estadounidense (National Ocean Survey) de 1979. [Graham et al. \(1981\)](#) concluyen que el forzamiento principal de LT es el viento. El segundo modelo ([Dressler, 1982](#)) utilizó los cuatro componentes armónicos reportados en [Grivel-Piña et al. \(1982\)](#). Dicho modelo se realizó con batimetría teórica y con apertura-cierre artificial de las bocas. Por otro lado, el modelo de [Kjerfve et al. \(1988\)](#) incluye los cuatro componentes armónicos reportados en [Grivel-Piña et al. \(1982\)](#) así como el forzamiento por descarga fluvial y viento. En dicho trabajo se observa que la onda de marea es mayor primero en la BEC y después en la BPR, con un desfase de una hora. El cuarto modelo fue elaborado por [Espinal-González \(2002\)](#), donde se reporta una circulación de la BPR hacia la BEC.

Finalmente, el modelo mas reciente en el área fue elaborado por [Contreras Ruiz Esparza et al. \(2014\)](#), donde se implementó un modelo hidrodinámico en 3D (MARS3D) cuyos resultados se compararon con un año de mediciones de una red de sensores instalada en LT. Las mediciones realizadas por [Contreras Ruiz](#)

Esparza et al. (2014) son las que actualmente tienen la mayor cobertura temporal y espacial entre los trabajos realizados en el área. Los resultados del MARS3D indican que existe un flujo neto del suroeste hacia el noreste (de la BEC a la BPR) en la porción sur de la laguna, mientras que en la parte norte ocurre lo opuesto (Contreras Ruiz Esparza et al., 2014).

Además de la marea existen otros mecanismos que modulan la circulación en LT, como los vientos, la descarga fluvial, y la estacionalidad (Contreras Ruiz Esparza et al., 2014; Kjerfve et al., 1988; Day Jr and Yáñez-Arancibia, 1982). Estos mecanismos parecen dominar la circulación al interior de la laguna mientras que la marea astronómica explica alrededor del 80% de la variabilidad de las corrientes en las bocas lagunares (Contreras Ruiz Esparza et al., 2014). Por otra parte, la descarga fluvial y la estacionalidad están íntimamente ligadas y tienen un efecto conjunto en la circulación de LT. Ejemplo de lo anterior es que en la estación de secas el volumen fluvial descargado es un tercio menor que en las estaciones de lluvias y nortes (Bach et al., 2005). Por otro lado, debido a que el Sistema Palizada es el de mayor descarga en LT (Tabla 1.1), la influencia de agua epicontinental en la parte occidental de la laguna es mayor que en la parte oriental. Así mismo, la porción oriental de LT muestra en la estación de secas una evaporación más alta que la precipitación, lo que sugiere un comportamiento de estuario inverso (Bach et al., 2005).

Algunos estudios en el área han estimado el tiempo de residencia en LT (Yáñez-Arancibia et al., 2005; Bach et al., 2005; David and Kjerfve, 1998; Yáñez-Arancibia and Day Jr, 1982). Las diferencias encontradas en los distintos trabajos se deben principalmente a variaciones en la metodología. Los estudios concuerdan con que la parte occidental de la LT tiene un tiempo de residencia mucho menor que la parte oriental (Yáñez-Arancibia et al., 2005; Bach et al., 2005; Yáñez-Arancibia and Day Jr, 1982). Yáñez-Arancibia et al. (2005) reportan un tiempo máximo de residencia en la estación de secas en la parte oriental del sistema, mientras que la porción occidental presenta el mínimo en la estación de nortes (Tabla 1.2).

### 1.2.3. Oxígeno disuelto

Existen pocos estudios con mediciones de oxígeno disuelto en LT (Vazquez et al., 1999; Medina-Gómez et al., 2015; Poot-Delgado et al., 2018). En el estudio de Vazquez et al. (1999), se realizaron mediciones en 24 puntos de LT durante el periodo marzo 1994- enero 1995. Se reporta que las variaciones espaciales del oxígeno en superficie y en fondo no son significativas (Tabla 1.3), los valores mayores de oxígeno se presentaron en enero.

Por otra parte, Medina-Gómez et al. (2015) realizaron mediciones bimensuales en 6 subsistemas fluviales de LT durante febrero-diciembre 2001. En dicho estudio

**Tabla 1.2:** Variaciones estacionales y espaciales de volumen de agua, flujo neto y tiempo de residencia para Laguna de Términos, adaptado de [Yáñez-Arancibia et al., 2005](#).

Porción occidental (1/3 de LT)	Volumen de agua ( $m^3 \times 10^9$ )	Flujo neto ( $m^3 \times seg^{-1}$ )	Tiempo de residencia (días)
Nortes	0.89	462	22
Secas	0.62	227	32
Lluvias	1.17	492	28
Porción oriental (2/3 de LT)	Volumen de agua ( $m^3 \times 10^9$ )	Flujo neto ( $m^3 \times seg^{-1}$ )	Tiempo de residencia (días)
Nortes	1.23	158	90
Secas	0.67	4	1938
Lluvias	1.78	200	103

se reporta que no existen diferencias en el oxígeno entre los subsistemas fluviales, y se reporta un sistema bien oxigenado (concentraciones medias  $> 4.7 \text{ mg } L^{-1}$ ). El oxígeno presentó mayor variabilidad durante la estación de nortes que en el resto del año.

Por último, [Poot-Delgado et al. \(2018\)](#) realizaron mediciones mensuales en 6 puntos de muestreo en la boca del sistema Pom-Atasta durante el periodo agosto 2012- septiembre 2013. En la estación de lluvias los valores medios de saturación de oxígeno presentaron un mínimo (88.4-96.3 %), mientras que los máximos se observaron en la estación de secas (106.2 -118.2 %), con diferencias significativas entre estaciones climáticas.

#### 1.2.4. Importancia ecológica y presiones ambientales

La Laguna de Términos y sus ecosistemas fueron declaradas Área de Protección de Fauna y Flora en 1994 ([Yáñez-Arancibia et al., 1993](#); [Diario Oficial de la Federación, 1994](#); [Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales, 1997](#)). El área protegida engloba cuatro tipos de ecosistemas: praderas de pastos sumergidos, bosques de manglar, tular y vegetación riparia. LT es un conjunto de ecosistemas crítico debido a su alta productividad primaria y secundaria ([Ramos-Miranda and Villalobos-Zapata, 2015](#); [Yáñez-Arancibia et al., 2005](#)), su alta bio-

## 1. INTRODUCCIÓN

---

**Tabla 1.3:** . Media anual e intervalo de oxígeno disuelto reportados para Laguna de Términos por [Vazquez et al., 1999](#).

Oxígeno Disuelto	Agua Superficial	Agua de fondo
<i>Media anual</i> ( $mg L^{-1}$ )	$4.56 \pm 0.88$	$4.35 \pm 0.78$
Intervalo	2.50 - 6.90	0.70 - 7.30

diversidad ([Villalobos-Zapata, 2010](#); [Yáñez-Arancibia et al., 2005](#)), y su relación con la productividad pesquera del Banco de Campeche ([Yáñez-Arancibia et al., 1985](#); [Yáñez-Arancibia and Aguirre-León, 1988](#)).

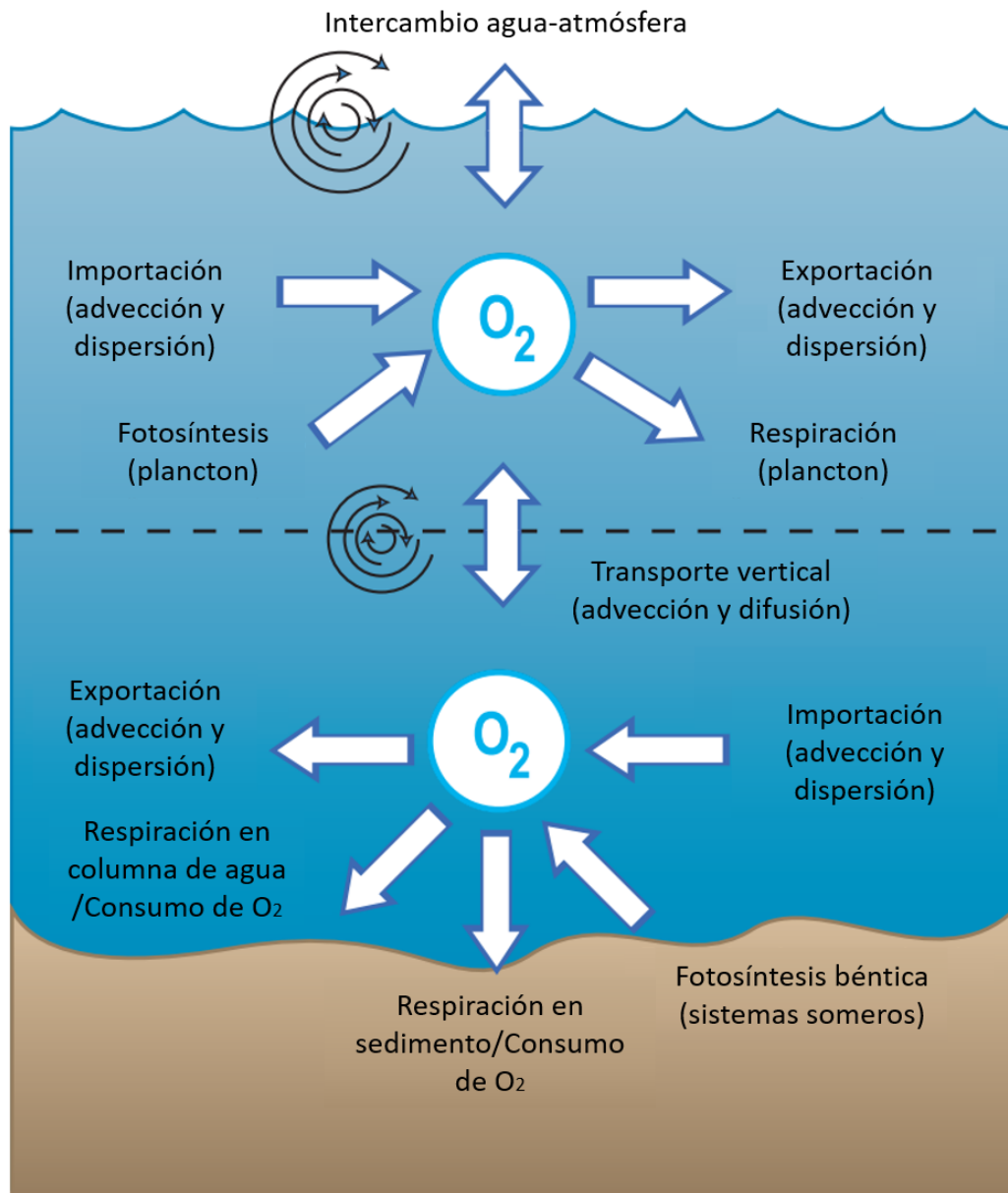
Debido a lo anterior, el estudio y monitoreo de la LT son cruciales para la conservación de la biodiversidad nacional. A pesar de ser un área natural protegida, LT presenta una alta presión antropogénica debido a factores locales y a la industria petrolera circundante ([Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales, 1997](#); [Ramos-Miranda and Villalobos-Zapata, 2015](#)). Ejemplo de lo anterior es la presencia de contaminantes tóxicos en la laguna como pesticidas y policlorobifenilos ([Carvalho et al., 2009](#)) y el incremento en el aporte de sedimentos ([Ramos-Miranda and Villalobos-Zapata, 2015](#)), el cual es causado por la intensa deforestación en la cuenca del Sistema Grijalva-Usumacinta.

### 1.3. Oxígeno disuelto

Uno de los factores fundamentales a estudiar en LT es el oxígeno disuelto (OD), parámetro vital para los organismos acuáticos ya que se requiere en la respiración y otras necesidades metabólicas. La concentración de OD en la costa depende de diversos procesos físicos y biogeoquímicos que naturalmente añaden o remueven oxígeno a la columna de agua (Figura 1.3).

#### 1.3.1. Procesos físicos en el balance de oxígeno

La solubilidad de  $O_2$  en el agua es determinada principalmente por dos variables: salinidad y temperatura. Al aumentar dichas variables, el OD disminuye ([Garcia and Gordon, 1992](#)). Como resultado de dicha dependencia, el OD varía estacional, interanual y espacialmente en la mayoría de los sistemas costeros. Un ejemplo es el aumento de la temperatura en verano y la consecuente reducción del  $O_2$  disponible en la superficie de un cuerpo de agua ([Kemp et al., 1992](#)). Por otra parte, en diversos ecosistemas costeros los gradientes de salinidad y temperatura causan una estratificación por densidad, que frecuentemente aísla el agua de fon-



**Figura 1.3:** Esquema de los procesos físicos y biológicos que regulan la concentración de *OD* en aguas costeras (Testa and Kemp, 2012).

do de la superficial (Pohlmann, 1996). Dicho aislamiento suele impedir la mezcla vertical, lo que agota el OD en el fondo (e.g. Jørgensen, 1980; Turner et al., 1987; Kemp et al., 1992).

Una vez determinada la solubilidad del oxígeno en una masa de agua, existen dos tipos de procesos que juegan un rol fundamental en el balance de OD. Por una parte, se encuentran los mecanismos de reaireación que influyen en el intercambio gaseoso que ocurre entre la superficie del cuerpo de agua y la atmósfera; ejemplos de dichos mecanismos son el viento, la marea y el oleaje. Por otra parte se encuentran los procesos de transporte advectivo-difusivo, tales como aporte de agua continental y oceánica.

### Mecanismos de reaireación

La principal fuente física de oxígeno de un sistema acuático es el intercambio de gases entre la superficie del agua y la atmósfera (Peña et al., 2010); proceso conocido como reaireación. Los flujos de oxígeno a través de la interfaz agua-atmósfera  $FO_2$  ( $mol\ m^{-2}\ s^{-1}$ ) son resultado de la diferencia entre la presión parcial del gas en la capa superficial del agua y la presión atmosférica:

$$FO_2 = \kappa(O_2^{surf} - O_2^{sat}) \quad (1.1)$$

donde  $\kappa$  es la velocidad de transporte de gas,  $O_2^{surf}$  es la concentración de oxígeno en la capa superficial mezclada, y  $O_2^{sat}$  es la concentración de saturación de  $O_2$  que depende de la salinidad y temperatura de la superficie oceánica (Garcia and Gordon, 1992).

La variable  $\kappa$  es determinada por la hidrodinámica de la capa límite difusiva cercana a la superficie en un cuerpo de agua (e.g. Liss and Slater, 1974). La ruptura turbulenta de esta capa límite aumenta los valores de  $\kappa$  e intensifica el intercambio agua-atmósfera (Wanninkhof et al., 2009). Debido a lo anterior, el coeficiente de transferencia del gas es influenciado principalmente por el viento, la corriente de marea, y el oleaje (e.g. Raymond and Cole, 2001). En consecuencia, se utilizan diversas parametrizaciones de  $\kappa$ , las más utilizadas se basan en funciones no lineales de la velocidad de viento, temperatura y salinidad superficiales del mar (e.g. Wanninkhof, 1992).

En el océano costero y cuerpos de agua mayores, el esfuerzo del viento tiende a ser el mecanismo físico que determina el coeficiente de transferencia del gas (Liss and Slater, 1974; Najjar and Keeling, 2000). En contraste con lo anterior, en estuarios someros y cerrados  $\kappa$  suele ser dominada por la corriente de marea y la turbulencia que esta genera al pasar sobre el lecho estuarino (Raymond and Cole, 2001).

### Procesos de transporte advectivo-difusivo

La concentración de oxígeno es afectada por procesos de transporte que ocurren en la columna de agua. En la naturaleza dichos procesos ocurren por advección y por difusión, el balance de oxígeno se aproxima entonces mediante la siguiente expresión (Peña et al., 2010):

$$\frac{\partial O_2}{\partial t} + u \frac{\partial O_2}{\partial x} + v \frac{\partial O_2}{\partial y} + w \frac{\partial O_2}{\partial z} - K_Z \frac{\partial^2 O_2}{\partial z^2} - K_H \left( \frac{\partial^2 O_2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 O_2}{\partial y^2} \right) + nct = 0 \quad (1.2)$$

donde el primer término representa la tasa local de cambio del oxígeno con respecto al tiempo. El segundo y tercer términos representan la advección por corrientes en la dirección este-oeste y norte-sur respectivamente. El cuarto término representa el transporte vertical por surgencias y hundimientos. El quinto y sexto términos representan la mezcla vertical y horizontal respectivamente, donde  $K_Z(x, y, z)$  es la difusión turbulenta vertical y  $K_H(x, y, z)$  es la difusión turbulenta horizontal. Por último, los procesos no conservativos tales como fotosíntesis, respiración, remineralización de materia orgánica, etc., se engloban en los términos no conservativos ( $nct$ ).

La entrada directa de  $O_2$  al sistema costero puede ocurrir por el transporte horizontal de agua rica en oxígeno proveniente de descargas de ríos o de agua oceánica (e.g. Kuo et al., 1991; Kemp et al., 1992; Feistel et al., 2006). En adición, la advección de  $O_2$  puede ocurrir lateralmente de aguas profundas a aguas someras en respuesta al esfuerzo del viento y el transporte de Ekman asociado (e.g. Sanford et al., 1990; Grantham et al., 2004). En estuarios se reciben grandes entradas de  $O_2$  con cada inundación de marea (e.g. Hoppema, 1991).

#### 1.3.2. Procesos biogeoquímicos en el balance de oxígeno

Existen dos tipos principales de procesos biogeoquímicos en el balance de OD en un sistema acuático. Por una parte, se encuentran los procesos asociados a la producción fotosintética de  $O_2$ ; por la otra, se encuentran los procesos asociados a la respiración aeróbica y el consumo de  $O_2$ . La fotosíntesis es la fuente biológica primordial de  $O_2$  en aguas costeras, es regulada principalmente por dos factores: disponibilidad de luz y nutrientes, y herbivoría del fitoplancton (Harding et al., 2002; Verduin, 1957). De esta forma, cuando existe una alta actividad fotosintética el fitoplancton puede generar una sobresaturación de  $O_2$  (e.g. Murrell and Lores, 2004; Malone et al., 1986).

En cuanto a los procesos que consumen  $O_2$ , la respiración aeróbica tiende a ser la forma dominante de metabolismo heterotrófico en aguas costeras debido a la abundancia relativa de  $O_2$  y a la alta energía liberada por esta molécula



## 1. INTRODUCCIÓN

---

en reacciones de oxido-reducción. La respiración, donde se consume la materia orgánica generada en la fotosíntesis, es vital desde una perspectiva fisiológica (King, 2005). La respiración tiene también importancia ecológica, pues refleja la actividad metabólica de un ecosistema completo (e.g. Robinson et al., 2005).

### 1.3.3. Oxígeno y Cambio Global

A nivel global, el OD es una de las variables que ha registrado más cambios en las últimas décadas (Gilbert et al., 2010; Diaz and Rosenberg, 2008; Rabalais et al., 2009). Los dos principales son la eutrofización y la hipoxia (Wong et al., 2014; Diaz, 2001; Foley, 2005). La eutrofización es el proceso donde ocurre un crecimiento excesivo de algas debido a la abundancia de nutrientes en el agua, donde la descomposición posterior de la materia orgánica suele generar hipoxia (Schindler, 2006). Por otra parte, la hipoxia costera se define como la disminución del OD en el agua a un cierto nivel (e.g.  $< 30\%$  de saturación o  $< 2 \text{ mg L}^{-1}$ , Zhang et al., 2010).

La hipoxia es el resultado de un desbalance entre la producción biológica y el consumo de oxígeno, el intercambio gaseoso agua-atmósfera, y el transporte de  $O_2$  por procesos físicos. La actividad humana altera la producción biológica al descargar nutrientes en el océano costero, actividad que aumentó en las últimas décadas (Galloway et al., 2004; Boyer and Howarth, 2008; Howarth et al., 1995) y con ello la eutrofización y zonas hipóxicas (Diaz and Rosenberg, 2008). Aunado a lo anterior, el número de “zonas muertas” -zonas con recursos pesqueros reducidos- se duplicó aproximadamente cada década desde 1960 (Diaz and Rosenberg, 2008). La hipoxia representa una seria amenaza para la vida, ya que ocasiona la mortalidad de la fauna bentónica (Levin et al., 2009) y comunidades pelágicas (Ekau et al., 2009), pérdida de hábitat (Breitburg et al., 2009), y mala calidad de agua para consumo humano.

La diversidad de procesos físicos y biogeoquímicos que interactúan en el desarrollo de la hipoxia (Zhang et al., 2010) es característica de los procesos costeros y ha impulsado la construcción de modelos numéricos para simular la respuesta de diversas variables tanto a condiciones actuales, como a posibles escenarios del CG.

## 1.4. Modelos numéricos en el estudio de la costa

La investigación y observación de los ecosistemas costeros son elementos cruciales para el manejo y conservación de los mismos (Wong et al., 2014). Para facilitar dichas acciones se han desarrollado modelos numéricos, útiles en el estudio de los sistemas dinámicos ya que asimilan y generalizan las observaciones de campo (e.g. Contreras Ruiz Esparza et al., 2014). Los modelos permiten pro-

yectar la respuesta ecosistémica a diferentes escenarios de manejo ambiental (e.g. [Cardoso-Mohedano et al., 2016, 2018](#)), lo que los vuelve una herramienta en la toma de decisiones ([Intergovernmental Panel on Climate Change, 2014](#); [Scavia and Donnelly, 2007](#)). Además, debido a los altos costos de las campañas de muestreo, la utilización de modelos numéricos representa una alternativa de bajo costo para el estudio de la costa.

El modelado numérico ha permitido una mejor representación de las interacciones físicas y biológicas en los sistemas marino-costeros (e.g. [Cardoso-Mohedano et al., 2018](#); [Blauw et al., 2009](#); [Eilola et al., 2009](#)). A pesar de dichos avances, las fluctuaciones y gradientes de diversas variables — causadas por fuertes descargas fluviales y agua poco profunda — han mostrado baja reproducibilidad en los modelos numéricos ([Peña et al., 2010](#)). Con la finalidad de mejorar los modelos costeros, es recomendable utilizar información detallada proveniente de modelos regionales de alta resolución y técnicas de reducción de escala ([Zhang et al., 2010](#)).

La modelación del OD auxilia a entender la complejidad de diversos ecosistemas alrededor del mundo ([Xia et al., 2011](#); [Hull et al., 2008](#); [Chapelle et al., 2000](#); [Wen et al., 2013](#)). También ha contribuido a entender diversos aspectos de la hipoxia, tales como su desarrollo ([Druon et al., 2004](#)), variabilidad temporal y espacial ([Sohma et al., 2008](#)), impacto en ciclos biogeoquímicos ([Oguz et al., 2000](#)), efectos del cambio climático en las concentraciones de oxígeno ([Matear and Hirst, 2003](#)), entre otros.

En México existen deficiencias en la investigación costera debido, entre otras razones, a recursos insuficientes ([Nava Fuentes et al., 2017](#)). No obstante estas limitaciones, la modelación numérica permite el estudio de la zona costera ya que simula su comportamiento. La modelación ha posibilitado en nuestro país la detección de alternativas para reducir el impacto humano a un bajo costo relativo (e.g. [Cardoso-Mohedano et al., 2015, 2016](#)). Con lo anterior en mente, este trabajo se centra en la modelación física de Laguna de Términos, ecosistema crítico inmerso en una de las zonas costeras con mas riesgos potenciales ante el CG en el país.

## 1.5. Motivación y objetivos

La Laguna de Términos es un conjunto de ecosistemas crítico en la era del Cambio Global. Debido a su riqueza, el estudio y monitoreo de LT son cruciales para la conservación de la biodiversidad nacional. A pesar de la importancia de LT, los estudios sobre el OD — variable fundamental en la salud de los ecosistemas acuáticos — son escasos. Esto último refleja la falta de bases de datos en el país y el consecuente rezago en la investigación costera.

Por lo anterior, la presente tesis estudia la circulación y aireación física (reai-reación y procesos advectivo-difusos de OD) de LT. Para dicho fin, se utiliza el

## 1. INTRODUCCIÓN

---

modelado numérico, herramienta en el estudio de los sistemas dinámicos ya que asimila y generaliza las observaciones de campo. Para el estudio de la circulación en LT se implementó el modelo hidrodinámico tridimensional Delft3D-FLOW, al cual se acopló otro de calidad de agua (Delwaq) para el estudio de la aireación en el sistema.

Debido a la influencia de los vientos, marea y descargas fluviales en la circulación de LT, se incluyó en el modelo forzamientos por marea en las fronteras laterales, forzamientos atmosféricos en las fronteras superficiales y datos de descarga del Río Palizada (efluente del SGU). La alta resolución de los datos utilizados permite estudiar la influencia del viento en la aireación y circulación a diversas escalas de tiempo, estudios hasta ahora limitados en LT. De forma similar, los datos utilizados para simular la descarga del SGU permitirán estimar cómo el Río Palizada influye en LT.

Con los resultados del presente trabajo, se planea contestar las siguientes interrogantes:

- ¿Cómo los vientos y las mareas influyen en la circulación de LT?
- ¿Cuál es el efecto de la descarga del SGU en LT?
- ¿Cómo es la aireación controlada por procesos físicos en LT?

### **Objetivo Central:**

Estimar y simular los procesos de circulación y aireación causados por la influencia de vientos, marea y descarga del SGU en LT.

### **Objetivos Específicos:**

1. Monitorear la variación de los parámetros fisicoquímicos temperatura, salinidad y oxígeno disuelto para la estación de lluvias y secas.
2. Implementar, calibrar y validar un modelo hidrodinámico de alta resolución espacio-temporal (Delft3D-FLOW).
3. Simular el comportamiento térmico de LT.
4. Estimar la aireación física del sistema mediante el acoplamiento de un modelo de calidad de agua (Delwaq) al modelo hidrodinámico.

Este capítulo inicia con la descripción de las ecuaciones generales de movimiento del agua (sección 2.1). Continúa con una descripción breve del modelo hidrodinámico Delft3D-FLOW junto con las aproximaciones, sistemas de coordenadas y ecuaciones que este modelo utiliza para resolver las ecuaciones de movimiento (sección 2.2).

## 2.1. Ecuaciones de movimiento

En el estudio de los fluidos geofísicos, la dinámica del movimiento oceánico es determinada al aplicar sistemáticamente las ecuaciones de movimiento de la dinámica de fluidos. Las variables requeridas para determinar el movimiento oceánico son la densidad  $\rho$ , la presión  $p$ , el vector velocidad  $\vec{u}$ , la temperatura  $T$  y la salinidad  $S$ . A continuación se expresan las 5 ecuaciones necesarias para describir el sistema dinámico oceánico.

### Ecuación de continuidad

La conservación de la masa, en ausencia de fuentes o sumideros, se expresa mediante la ecuación de continuidad:

$$\frac{D\rho}{Dt} + \rho \vec{\nabla} \cdot \vec{u} = 0, \quad (2.1)$$

donde  $\rho = \rho(x, y, z, t)$  es el campo escalar de densidad y  $\vec{u}(x, y, z, t) = (u, v, w)$  es el vector velocidad. La ecuación 2.1 expresa que la derivada material de la densidad con respecto al tiempo es igual a la divergencia del flujo de masa  $\rho \vec{u}$ .

### Ecuación de momento

La ecuación de momento es una ecuación en derivadas parciales que describe cómo el momento de un fluido responde a fuerzas internas y externas (Vallis,

## 2. MARCO TEÓRICO

---

2017), o en otras palabras, como se mueve un fluido. Dicho movimiento se describe mediante las ecuaciones de Navier-Stokes, que surgen al aplicar la segunda ley de Newton a un fluido viscoso. Al estudiar el movimiento de las aguas oceánicas, el marco de referencia apropiado para plantear la ecuación de momento de Navier-Stokes es aquel que rota con la misma velocidad angular  $\Omega$  que el planeta, lo anterior se expresa como (Pedlosky, 1987):

$$\rho \left( \frac{D\vec{u}}{Dt} + 2\vec{\Omega} \times \vec{u} \right) = -\nabla p + \rho\vec{g} + \mathcal{F}, \quad (2.2)$$

donde el vector rotación  $\vec{\Omega} = (0, 0, \Omega \sin \phi)$  tiene la velocidad angular de la Tierra  $\Omega = 7.29 \times 10^{-5} \text{rads}^{-1}$ , siendo  $\phi$  la latitud. El segundo término a la izquierda de la igualdad es la contribución de Coriolis. A la derecha de la igualdad el gradiente de presión  $\nabla p$  representa la variación espacial de la presión  $p = p(x, y, z, t)$ , mientras que el término  $\rho\vec{g}$  es el peso de la parcela de agua, donde  $\vec{g}$  es la gravedad. Por último, el término  $\mathcal{F}$  representa las fuerzas de fricción en el fluido.

### Conservación de energía térmica

Para cerrar el sistema dinámico son necesarias más ecuaciones. Una de ellas es la conservación de energía térmica, que se deriva de la primer ley de la termodinámica:

$$\frac{DT}{Dt} = \kappa_T \nabla^2 T, \quad (2.3)$$

donde  $T = T(x, y, z, t)$  es el campo de temperatura y  $\kappa_T$  es un coeficiente de difusividad.

### Conservación de salinidad

La salinidad en el agua oceánica contribuye a la densidad; debido a esto, es necesario incluir una ecuación que exprese el balance de salinidad:

$$\frac{DS}{Dt} = \kappa_S \nabla^2 S, \quad (2.4)$$

donde  $S = S(x, y, z, t)$  es el campo de salinidad y  $\kappa_S$  es un coeficiente de difusividad.

### Ecuación de estado

La última ecuación necesaria para cerrar el sistema dinámico es la ecuación de estado que relaciona la densidad del agua de mar  $\rho$  con la salinidad  $S$ , la temperatura  $T$  y la presión  $P$ . De forma general, la ecuación de estado se expresa:

$$\rho = \rho(S, T, P) \quad (2.5)$$

Sin embargo, el efecto de la presión  $P$  en la densidad  $\rho$  se puede despreciar a bajas presiones. La Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura (abreviada UNESCO por sus siglas en inglés) formuló la siguiente ecuación de estado para el agua de mar (UNESCO, 1981):

para  $0 < T < 40^\circ\text{C}$  y  $0.5 < S < 43$  ups

$$\rho = \rho_0 + AS + BS^{3/2} + CS^2, \quad (2.6)$$

donde  $\rho_0$ ,  $A$  y  $B$  son funciones de la temperatura  $T$  y  $C = 4.8314 \cdot 10^{-4}$ . La ecuación 2.6 se conoce como la ecuación internacional de estado para el agua de mar, tiene un error estándar de  $3.6 \cdot 10^{-3} \text{kg m}^{-3}$  y es la utilizada en el modelo Delft3D-FLOW.

## 2.2. Modelo Delft3D-FLOW

Delft3D-FLOW es un modelo hidrodinámico desarrollado por Deltares (Deltares, 2011) que utiliza las ecuaciones descritas en la sección 2.1 para simular el flujo y los procesos de transporte en un cuerpo de agua. El modelo es ampliamente utilizado para modelar el flujo de agua en diversos sistemas costeros alrededor del globo (e.g. Cardoso-Mohedano et al., 2018; Sandbach et al., 2018; Luan et al., 2018). Delft3D-FLOW resuelve las ecuaciones de Navier-Stokes en dos y tres dimensiones bajo diversas aproximaciones, ecuaciones que se formulan en coordenadas ortogonales curvilíneas en la horizontal y en el sistema de coordenadas  $\sigma$  en la vertical. Dadas las condiciones iniciales y de frontera necesarias, las ecuaciones diferenciales parciales se resuelven en una malla con el método de diferencias finitas.

El modelo hidrodinámico *Delft3D-FLOW* incluye expresiones matemáticas que representan los siguientes fenómenos físicos:

- Forzamiento por marea astronómica.
- Efectos barotrópicos y baroclínicos.
- Intercambio de calor a través de la superficie del agua.
- Transporte de sal, calor y otros constituyentes conservativos.
- Forzamientos atmosféricos (viento y presión) con variación temporal y espacial.

- El efecto de la rotación de la Tierra.
- Flujo impulsado por diferencias de densidad.
- Viscosidad turbulenta y difusividad.
- Captura y aporte de agua con variaciones temporales (e.g. descarga fluvial).

### 2.2.1. Aproximaciones

El modelo Delft3D-FLOW resuelve las ecuaciones de Navier-Stokes para un fluido incompresible bajo las aproximaciones de agua somera y Boussinesq sobre el plano  $f$ .

#### Fluido incompresible

La aproximación de fluido incompresible se utiliza en fluidos donde las variaciones en la densidad son despreciables. Tal es el caso del agua oceánica, donde la densidad varía en menos del 5% (Vallis, 2017). Al despreciar las variaciones en la densidad de un fluido, obtenemos de la ecuación 2.1 la siguiente simplificación:

$$\frac{D\rho}{Dt} + \rho \vec{\nabla} \cdot \vec{u} = 0 \longrightarrow \vec{\nabla} \cdot \vec{u} = 0 \quad (2.7)$$

El volumen de cada elemento material del fluido es por lo tanto constante.

#### Ecuaciones de aguas someras

Las ecuaciones de agua somera son una forma simplificada de las ecuaciones de movimiento. Estas ecuaciones describen la evolución de un fluido incompresible en respuesta a la aceleración rotacional y gravitacional, se obtienen al integrar las ecuaciones de Navier-Stokes con respecto a la profundidad en un escenario en donde la escala horizontal es mayor que la vertical. Bajo esta condición, la conservación de la masa implica que la escala a la que ocurre la velocidad vertical en el fluido es pequeña en comparación con la escala de la velocidad horizontal. Para un fluido de una sola capa, las ecuaciones no-viscosas de aguas someras son (Vallis, 2017):

$$\text{momento} \longrightarrow \frac{D\vec{u}}{Dt} + \vec{f} \times \vec{u} = -g\nabla\eta, \quad (2.8)$$

$$\text{continuidad} \longrightarrow \frac{Dh}{Dt} + h\nabla \cdot \vec{u} = 0, \quad (2.9)$$

$$h(x, y, t) = \eta(x, y, t) - \eta_b(x, y)$$

donde  $\vec{u}(x, y, t) = (u, v)$  es la velocidad horizontal,  $h$  es la altura total de la columna del fluido,  $\eta$  es la altura de la superficie libre y  $\eta_b$  es la altura de la superficie inferior (batimetría del fondo).

### La aproximación de Boussinesq

En el océano, la densidad del agua varía poco alrededor de un valor medio. Incluso en estuarios, donde existe una gran variación en la salinidad, la diferencia de densidad relativa es menor al 3% (Cushman-Roisin and Beckers, 2009). De esta forma, la aproximación de Boussinesq consiste en asumir que la densidad de un fluido  $\rho$ , no tiene desviaciones grandes con respecto a un valor medio de referencia  $\rho_0$ :

$$\rho = \rho_0 + \rho'(x, y, z, t) \text{ con } |\rho'| \ll \rho_0, \quad (2.10)$$

donde la variación de  $\rho'$  causada por la estratificación o el movimiento del fluido es pequeña comparada con el valor de referencia  $\rho_0$ .

### El plano $f$

Para fenómenos dinámicos que ocurren a una escala menor que la global, la esfericidad de la Tierra puede aproximarse con un plano tangente, a esta aproximación se le denomina plano  $f$ . En dicha aproximación el parámetro de Coriolis se asume constante y las ecuaciones de movimiento se expresan en coordenadas cartesianas. El parámetro  $f$  de Coriolis en el plano se define entonces como:

$$f = 2\Omega \sin \phi_0, \quad (2.11)$$

donde  $\phi_0$  es la latitud de referencia.

## 2.2.2. Sistemas de coordenadas

En el modelo Delft3D-FLOW las ecuaciones de movimiento se formulan en coordenadas curvilíneas ortogonales en el plano horizontal y en el sistema  $\sigma$  en la dirección vertical, esto introduce coeficientes adicionales en las ecuaciones de movimiento descritas en la sección 2.1. A continuación, se describen ambos sistemas de coordenadas.



### Coordenadas curvilíneas ortogonales

Las fronteras de los sistemas costeros suelen ser irregulares, esto provoca que su representación en una malla rectangular presente errores significativos. Para reducir dichos errores, se utilizan las coordenadas curvilíneas ortogonales, este sistema de coordenadas forma curvas en lugar de rectas para referenciar los puntos de interés. En el modelo Delft3D-FLOW las ecuaciones de movimiento se formulan en las coordenadas curvilíneas ortogonales  $\xi$  y  $\eta$ . En analogía al plano  $xy$  utilizado en las coordenadas rectangulares, el sistema de referencia curvilíneo utiliza el plano  $\xi\eta$ . Es necesario notar que la transformación de coordenadas rectilíneas a curvilíneas introduce términos de curvatura en las ecuaciones de movimiento.

### El sistema de coordenadas $\sigma$

El sistema  $\sigma$  consiste en establecer dos planos de referencia  $\sigma$  que no son estrictamente horizontales, sino que siguen la batimetría del fondo y la superficie del agua (figura 2.1). Entre dichos planos se establece una malla con un determinado número de capas, número que permanece constante en todo el dominio sin importar la profundidad local del agua. Lo anterior provoca que el grosor de la malla varíe a lo largo del dominio. Esto a su vez, permite una mayor resolución de la malla en zonas de interés, tales como la parte superficial y profunda de la columna de agua.

El sistema de coordenadas  $\sigma$  se define como:

$$\sigma = \frac{z - \zeta}{d + \zeta} = \frac{z - \zeta}{H}, \quad (2.12)$$

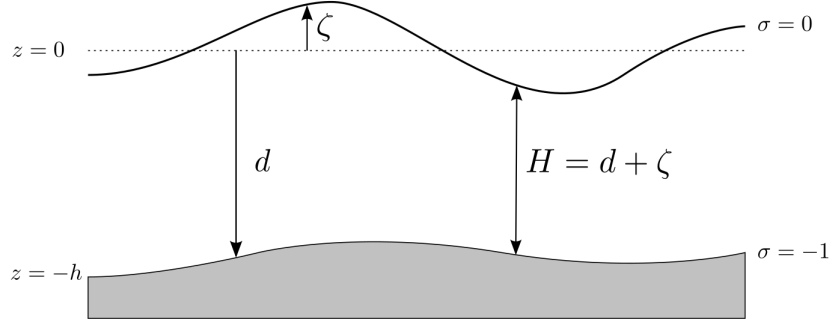
donde  $z$  es la coordenada vertical en el espacio,  $\zeta$  la elevación de la superficie libre por encima del plano de referencia ( $z = 0$ ),  $d$  es la profundidad debajo del plano de referencia y  $H$  es la profundidad total del agua dada por  $d + \zeta$  (ver figura 2.1).

### 2.2.3. Ecuaciones en el modelo Delft3D-FLOW

En esta sección se presentan las ecuaciones utilizadas en el Delft3D-FLOW para simular el flujo en un cuerpo de agua. Dichas ecuaciones se obtienen al transformar las ecuaciones generales de movimiento (sección 2.1) usando las aproximaciones (sección 2.2.1) y sistemas de coordenadas (sección 2.2.2) descritos con anterioridad.

#### Ecuación de continuidad

La ecuación de continuidad utilizada en el modelo Delft3D-FLOW (Deltares, 2011) se obtiene al integrar la ecuación de continuidad 2.1 para fluidos incompresibles ( $\nabla \cdot \vec{u} = 0$ ) sobre la profundidad, tomando en cuenta fuentes y sumideros



**Figura 2.1:** Elevación de la superficie libre del agua ( $\zeta$ ), profundidad ( $d$ ) y profundidad total ( $H$ ), referidas a los planos  $\sigma = -1$  y  $\sigma = 0$ . Adaptado de [Deltares \(2011\)](#).

de agua  $Q$ , e incorporando condiciones cinemáticas de frontera en la superficie del agua y fondo<sup>1</sup>:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial((d+\zeta)U\sqrt{G_{\eta\eta}})}{\partial \xi} + \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial((d+\zeta)V\sqrt{G_{\xi\xi}})}{\partial \eta} = (d+\zeta)Q, \quad (2.13)$$

donde  $U$  y  $V$  son las velocidades promediadas en la profundidad

$$U = \frac{1}{d+\zeta} \int_d^\zeta u dz = \int_{-1}^0 u d\sigma, \quad (2.14)$$

$$V = \frac{1}{d+\zeta} \int_d^\zeta v dz = \int_{-1}^0 v d\sigma, \quad (2.15)$$

y  $Q$  representa las contribuciones por unidad de área de la descarga o captura de agua, precipitación y evaporación:

$$Q = \int_{-1}^0 (q_{in} - q_{out}) d\sigma + P - E, \quad (2.16)$$

donde  $q_{in}$  y  $q_{out}$  son los términos locales para fuentes y sumideros de agua por unidad de volumen, respectivamente.  $P$  representa el término fuente de precipitación mientras que  $E$  representa el término sumidero para evaporación.

<sup>1</sup> Una descripción detallada de las condiciones cinemáticas de frontera se encuentra en el capítulo 4, sección Condiciones Cinemáticas en [Cushman-Roisin and Beckers \(2009\)](#).

### Ecuaciones de momento

Las ecuaciones de momento utilizadas en el Delft3D-FLOW (Deltares, 2011) son:

en la dirección  $\xi$ ,

$$\begin{aligned}
 & \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u}{\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial u}{\partial \xi} + \frac{v}{\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial u}{\partial \eta} + \frac{w}{d + \zeta} \frac{\partial u}{\partial \sigma} \\
 & - \frac{v^2}{\sqrt{G_{\xi\xi}} \sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\eta\eta}}}{\partial \xi} + \frac{uv}{\sqrt{G_{\xi\xi}} \sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\xi\xi}}}{\partial \eta} - f_v \\
 & = -\frac{1}{\rho_0 \sqrt{G_{\xi\xi}}} P_\xi + F_\xi + \frac{1}{(d + \zeta)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \nu_V \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right) + M_\xi,
 \end{aligned} \tag{2.17}$$

en la dirección  $\eta$ ,

$$\begin{aligned}
 & \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{u}{\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial v}{\partial \xi} + \frac{v}{\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial v}{\partial \eta} + \frac{w}{d + \zeta} \frac{\partial v}{\partial \sigma} \\
 & + \frac{uv}{\sqrt{G_{\xi\xi}} \sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\eta\eta}}}{\partial \xi} - \frac{u^2}{\sqrt{G_{\xi\xi}} \sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\xi\xi}}}{\partial \eta} + f_u \\
 & = -\frac{1}{\rho_0 \sqrt{G_{\eta\eta}}} P_\eta + F_\eta + \frac{1}{(d + \zeta)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \nu_V \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) + M_\eta,
 \end{aligned} \tag{2.18}$$

donde  $\nu_V$  es el coeficiente de viscosidad vertical <sup>1</sup>,  $P_\xi$  y  $P_\eta$  representan los gradientes de presión, y  $F_\xi$  y  $F_\eta$  representan el esfuerzo horizontal de Reynolds <sup>1</sup>. Por último,  $M_\xi$  y  $M_\eta$  son las contribuciones de fuentes y/o sumideros.

### Conservación de salinidad y energía térmica

Los constituyentes conservativos  $c$  se modelan en el Delft3D-FLOW a través de la ecuación de advección-difusión, donde se incluyen términos fuente/sumidero y procesos de decaimiento de primer orden.

---

<sup>1</sup> Una descripción breve se encuentra en la sección 9.3.1 del manual Deltares (2011).

$$\begin{aligned}
& \frac{\partial(d+\zeta)c}{\partial t} + \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \left\{ \frac{\partial[\sqrt{G_{\eta\eta}}(d+\zeta)uc]}{\partial\xi} + \frac{\partial[\sqrt{G_{\xi\xi}}(d+\zeta)vc]}{\partial\eta} \right\} + \frac{\partial wc}{\partial\sigma} \\
& = \frac{d+\zeta}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \left\{ \frac{\partial}{\partial\xi} \left( D_H \frac{\sqrt{G_{\eta\eta}}}{\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial c}{\partial\xi} \right) + \frac{\partial}{\partial\eta} \left( D_H \frac{\sqrt{G_{\xi\xi}}}{\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial c}{\partial\eta} \right) \right\} \\
& + \frac{1}{d+\zeta} \frac{\partial}{\partial\sigma} \left( D_V \frac{\partial c}{\partial\sigma} \right) - \lambda_d(d+\zeta)c + S,
\end{aligned} \tag{2.19}$$

donde  $D_H$  y  $D_V$  son los coeficientes de difusión horizontal y vertical respectivamente <sup>1</sup>,  $\lambda_d$  representa un proceso que decae, y  $S$  es un término fuente/sumidero.

---

<sup>1</sup>Una descripción breve se encuentra en la sección 9.3.2 del manual [Deltares \(2011\)](#).



En el presente trabajo se estudia la circulación y aireación de LT a través de un modelo hidrodinámico validado con observaciones *in situ*. La primera sección de este capítulo (3.1) describe el diseño espacial del muestreo y la instrumentación utilizada en la obtención de los datos de campo. En la segunda sección (3.2) se describen las características particulares del modelo hidrodinámico. La tercera sección (3.3) contiene una descripción del modelo de oxígeno y su relación con el modelo hidrodinámico.

### 3.1. Datos de campo

Se realizaron 10 campañas de muestreo, cinco en temporada de secas (S01, S02, S03, S04, S05) y cinco en temporada de lluvias (L01, L02, L03, L04, L05) en el periodo septiembre 2016-mayo 2018. Salvo en el muestreo L01, se establecieron 9 estaciones de muestreo (Tabla 3.1) en 3 zonas: zona Río, zona Laguna, y zona Océano. La configuración espacial de las estaciones de muestreo se diseñó de tal forma que la descarga del Río Palizada fuese capturada (Figura 3.1). En cada estación se realizaron perfiles verticales cada 50 *cm* con una sonda multiparamétrica YSI (modelo 85/100 FT), con la cual se midió temperatura, salinidad y OD.

Adicionalmente, se estableció la estación M en la BEC (Figura 3.1), que corresponde a las instalaciones de la séptima zona Naval Militar de la Secretaría de Marina. En dicha estación se instalaron tres sensores HOBO para medir temperatura (modelo U20L-04), salinidad (modelo U24-002), y oxígeno disuelto (U26-00). Los sensores se programaron para realizar mediciones cada 30 minutos.

### 3. METODOLOGÍA

**Tabla 3.1:** Coordenadas de las estaciones de muestreo.

Muestreo L01 (Estaciones)	Latitud	Longitud	Muestréos L02-05, S01-05 (Estaciones)	Latitud	Longitud	Zona
R1	18°25'39"	91°50'21"	R1	18°25'31"	91°50'23"	Río
R2	18°25'40"	91°50'21"	R2	18°27'04"	91°48'36"	
R3	18°28'28"	91°47'54"	R3	18°29'04"	91°47'45"	
L4	18°29'18"	91°47'43"	L4	18°30'00"	91°47'22"	Laguna
L5	18°31'49"	91°47'32"	L5	18°31'15"	91°47'22"	
L6	18°29'19"	91°47'25"	L6	18°32'48"	91°48'00"	
O7	18°29'19"	91°47'38"	O7	18°34'34"	91°48'51"	Océano
O8	18°35'59"	91°46'43"	O8	18°38'09"	91°52'18"	
-	-	-	O9	19°39'47"	91°54'12"	



**Figura 3.1:** Estaciones de muestreo. Estaciones Río (R1, R2, R3), Laguna (L4, L5, L6), Océano (O7,O8,O9), estación Marina (sensores HOBO), y estación meteorológica (Aeropuerto CME).

## 3.2. Modelo hidrodinámico

En esta sección se detallan las características del modelo realizado para estudiar la hidrodinámica de LT. Se describen la configuración de la malla de cálculo, las condiciones iniciales y de frontera, los forzamientos, y el modelo de intercambio de calor utilizado. La sección finaliza con las descripciones del proceso de calibración y los análisis de sensibilidad y estabilidad efectuados al modelo hidrodinámico.

### 3.2.1. Configuración espacial y temporal

Para resolver las ecuaciones planteadas en el Capítulo 2, se elaboró una malla curvilínea en tres dimensiones sobre la región de LT (Figura 3.2). La malla se extiende sobre un área de 184 x 102 km con una resolución horizontal que varía entre los 0.5 y 3 km. Dicha malla es delimitada por fronteras abiertas — límites artificiales que delimitan el área computacional — a  $\sim 60$  km de distancia del área de estudio (Figura 3.2). Por otra parte, las fronteras cerradas — límites que siguen la línea de costa — se extrajeron de cartas náuticas <sup>1</sup>del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI).

En la vertical, la malla posee 9 niveles  $\sigma$ . Los datos de batimetría utilizados se extrajeron de la carta náutica S.M.842 y la Tabla Batimétrica General de los Océanos (GEBCO, por sus siglas en inglés). Estos datos se interpolaron triangularmente para generar con el software *QGIS* un modelo digital de elevaciones que posteriormente fue incorporado. La malla fue sometida a pruebas de ortogonalidad (módulo Delft3D-QUICKIN), donde el valor máximo de ortogonalidad obtenido fue de 0.05, valor que cumple con lo recomendado en [Deltares \(2011\)](#).

Para asegurar la convergencia de las ecuaciones a resolver, se realizaron simulaciones prueba que fueron analizadas con el criterio de estabilidad de Courant-Friedrichs-Lewis (CFL):

$$CFL = \frac{\delta t \sqrt{gH}}{\delta x}, \quad (3.1)$$

donde  $\delta t$  es el paso de tiempo,  $g$  es la aceleración de la gravedad,  $H$  es la profundidad total de la columna de agua y  $\delta x$  es el valor mínimo característico del espaciamiento de la malla. De esta forma, para un paso de tiempo de 60 segundos se obtuvo un valor máximo de CFL de 9.443, valor menor a 10 — máximo recomendado en el manual del Delft3D-FLOW ([Deltares, 2011](#)).

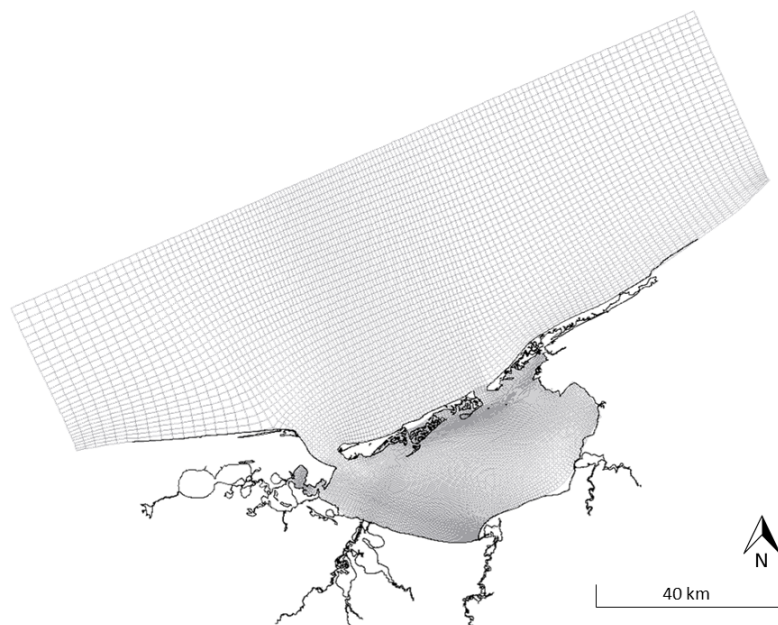
---

<sup>1</sup> Se utilizaron 9 cartas náuticas en la elaboración de las fronteras de tierra : E15B46, E15B55, E15B56, E15B63, E15B64, E15B65, E15B66, E15B74 y E15B75.



### 3. METODOLOGÍA

---



**Figura 3.2:** Malla de cálculo elaborada para el modelo Delft3D-FLOW (línea gris).

Se observa la línea de costa de Laguna de Términos, México (línea negra).

Tomando en cuenta lo anterior, se simuló el periodo del 01 de enero- 31 de diciembre del 2016 con un  $\delta t = 60s$ . Los experimentos numéricos se realizaron en el servidor BAKTUN de la Estación *El Carmen*, Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM.

#### 3.2.2. Condiciones iniciales y de frontera

Para asegurar que el conjunto de ecuaciones diferenciales parciales descritas en el Capítulo 2 tenga una única solución, es necesario especificar condiciones iniciales y de frontera. Las condiciones iniciales prescritas para el modelo Delft3D-FLOW fueron: temperatura ( $25^{\circ}C$ ), salinidad ( $33\text{ ups}$ ) y nivel del agua ( $0\text{ m}$ ). En las fronteras se prescribió el nivel de agua forzado por 13 componentes de la marea astronómica ( $M_2, K_1, S_2, K_2, Q_1, O_1, N_2, P_1, M_f, M_m, M_4, MS_4, MN_4$ ). Las componentes de marea fueron extraídas del modelo barotrópico global TPX0.8 (Egbert and Erofeeva, 2002).

#### Descarga del Sistema Grijalva-Usumacinta

Para simular la descarga del Río Palizada (efluente del SGU) se utilizaron datos de la estación hidrométrica *Palizada* de la Comisión Nacional de Agua (CONAGUA). Se trabajó con promedios diarios de descarga [ $m^3\text{ s}^{-1}$ ] de la década

2004-2014, único periodo disponible en la base de datos. Con dicha información se configuró una descarga puntual ubicada en la desembocadura del Río Palizada (Figura 3.1) que se distribuyó uniformemente en  $\sigma$ . La descarga se prescribió con una concentración arbitraria de  $1\text{kg m}^{-3}$ ,  $25^\circ\text{C}$  y  $0\text{ ups}$ .

### 3.2.3. Forzamiento atmosférico

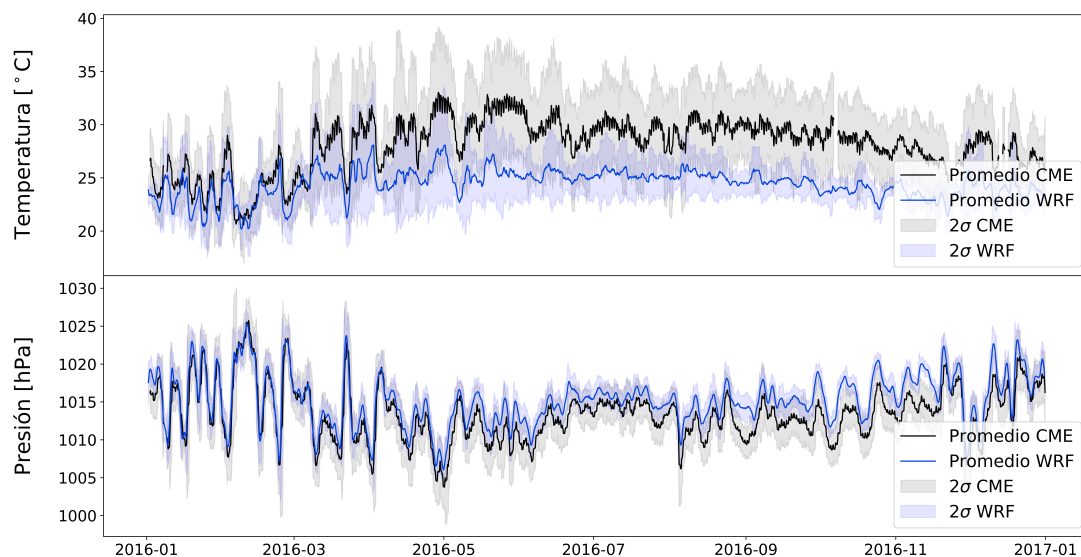
Los forzamientos atmosféricos utilizados en el modelo Delft3D-FLOW fueron proporcionados por el Laboratorio de Ingeniería y Procesos Costeros, Sisal, Yucatán, Instituto de Ingeniería, UNAM. Se utilizó el modelo Weather Research and Forecasting (WRF), desarrollado por el National Center for Atmospheric Research (NCAR). Dicho modelo ha sido ampliamente utilizado en la investigación y predicción del tiempo (Mauree et al., 2018; Gao et al., 2018; Figueroa-Espinoza et al., 2014). El modelo WRF se caracteriza por ser compresible, no hidrostático, y por incorporar la elevación del terreno (Skamarock et al., 2008). Las condiciones iniciales y de frontera del modelo WRF fueron obtenidas del reanálisis atmosférico ERA-Interim, producido por el European Center for Medium-Range Weather Forecast (Dee et al., 2011). Dicho reanálisis describe el estado de la atmósfera a escala global en una malla de  $0.75^\circ \times 0.75^\circ$  con una resolución temporal de 6 horas.

Con el WRF se simuló el año 2016 en un dominio que incluye en su totalidad la malla del modelo Delft3D-FLOW. Los resultados fueron obtenidos cada hora con una resolución espacial de  $0.8 \times 0.8\text{ km}$ . La presión [ $Pa$ ] y los componentes  $u$  y  $v$  del viento [ $m\text{ s}^{-1}$ ] obtenidas fueron utilizadas posteriormente en el forzamiento atmosférico del modelo hidrodinámico. Para la interpolación de los datos de la malla WRF a la malla del modelo hidrodinámico Delft3D-FLOW, se utilizó el paquete *interpolate griddata* de la biblioteca *SciPy* del lenguaje de programación *Python*.

### Validación

Para la validación del modelo WRF, se tomó el punto más cercano a la estación meteorológica del Aeropuerto Internacional de Ciudad del Carmen (CME según el código de la Asociación Internacional de Transporte Aéreo, ver Figura 3.1) y se compararon las variables modeladas contra las observaciones realizadas en la estación (Figura 3.3). Se calculó el coeficiente de correlación de Pearson (Tabla 3.2) para la presión, rapidez del viento —utilizadas para el forzamiento atmosférico—, humedad relativa y temperatura del aire —usadas en el modelo térmico descrito a continuación—.

### 3. METODOLOGÍA



**Figura 3.3:** Series de temperatura y presión para el CME y el WRF. (proporcionados por LIyPC, UNAM).

**Tabla 3.2:** Correlación entre variables del CME y el WRF.

Variable	Coefficiente de correlación de Pearson
Temperatura	0.78
Presión	0.94
Humedad Relativa	0.66
Rapidez del viento	0.50

#### 3.2.4. Modelo Térmico

Para simular la dinámica de la temperatura en LT, se incorporó el modelo térmico *Ocean Heat Flux Model* (Deltares, 2011), se utilizan las definiciones y conceptos planteados en Gill (1982) y Lane (1989). En dicho modelo se prescribieron las variables simuladas por el WRF (sección 3.2.3): radiación solar [ $J m^{-2} s^{-1}$ ], humedad relativa [%], cubierta nubosa [%], y temperatura del aire [ $^{\circ}C$ ]. Con dichas variables, el *Ocean Heat Flux Model* aproxima el flujo de calor a través de la interfase agua-atmósfera ( $Q_{tot}$  [ $J m^{-2} s^{-1}$ ]) a través del siguiente balance:

$$Q_{tot} = Q_{sn} + Q_{an} - Q_{br} - Q_{ev} - Q_{co}, \quad (3.2)$$

donde  $Q_{sn}$  es la radiación solar neta incidente (onda corta),  $Q_{an}$  la radiación atmosférica neta incidente (onda larga),  $Q_{br}$  la radiación de fondo (onda larga),  $Q_{ev}$  el flujo de calor producto de la evaporación (calor latente), y  $Q_{co}$  el flujo de calor producto de la convección (calor sensible).

Los flujos de calor  $Q_{br}$ ,  $Q_{ev}$ , y  $Q_{co}$  de la ecuación 3.2 dependen de la temperatura en la capa superficial del agua  $T_s$  [ $^{\circ}C$ ], estimada a través de la siguiente ecuación:

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = \frac{Q_{tot}}{\rho_w c_p \Delta z_s}, \quad (3.3)$$

donde  $c_p$  [ $J kg^{-1} K^{-1}$ ] es la capacidad calorífica del agua de mar,  $\rho_w$  [ $kg m^{-3}$ ] es la densidad específica del agua y  $\Delta z_s$  [ $m$ ] es el grosor de la capa superficial. En el *Ocean Heat Flux Model* los flujos  $Q_{an}$  y  $Q_{br}$  dependen de la humedad relativa, cubierta nubosa, temperatura del aire, y temperatura de la capa del agua superficial. Por otra parte, la evaporación  $Q_{ev}$  y convección  $Q_{co}$  dependen de la temperatura del aire, la temperatura del agua en la superficie, la humedad relativa y la velocidad de viento.

### 3.2.5. Calibración, sensibilidad y estabilidad

En los modelos numéricos, la incertidumbre es una característica intrínseca (Der Kiureghian and Ditlevsen, 2009) que debe evaluarse para asegurar la calidad del trabajo realizado. La incertidumbre suele provenir de distintas fuentes, incluyendo errores de medición, información no suficiente, y/o entendimiento pobre o parcial de las fuerzas y mecanismos que dominan al sistema estudiado. Estos errores imponen un límite en la confianza de los resultados generados, por lo que es necesario analizar la incertidumbre tanto cuantitativa como cualitativamente (Saltelli et al., 2008). En el presente estudio, la cuantificación de la incertidumbre fue realizada a través de la calibración del modelo, mientras que la evaluación cualitativa fue efectuada a través de un análisis de sensibilidad. De forma similar, en el presente se estimó la incertidumbre derivada del error numérico a través de un análisis de estabilidad.

#### Análisis de Calibración

Con la finalidad tanto de cuantificar la incertidumbre, como de mejorar el desempeño del modelo hidrodinámico Delft3D-FLOW, se utilizó TRIANA (módulo para análisis de marea de Delft3D) para determinar las diferencias entre los resultados simulados e información de campo. El análisis de errores se realizó en el dominio de la frecuencia con la amplitud de las componentes de marea. Las observaciones de campo utilizadas fueron las componentes astronómicas reportadas en Contreras Ruiz Esparza et al. (2014). En dicho estudio, las componentes  $O_1$ ,

### 3. METODOLOGÍA

---

$K_1$ ,  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $P_1$ ,  $Q_1$ ,  $N_2$  y  $K_2$  fueron calculadas a través de mediciones realizadas en diversos puntos de LT (ver Tabla 3.3, Figura 3.4).

Se calcularon por separado las diferencias entre las amplitudes y fases de las componentes observadas contra las modeladas. Además, se utilizó el Vector de Diferencias (VD) para evaluar el efecto conjunto de los errores de amplitud y fase. El VD se define como:

$$VD = \sqrt{[H_c \cos(G_c) - H_o \cos(G_o)]^2 + [H_c \sin(G_c) - H_o \sin(G_o)]^2}, \quad (3.4)$$

donde  $H_c$  y  $G_c$  representan la amplitud [ $m$ ] y la fase [ $^\circ$ ] modeladas, mientras que  $H_o$  y  $G_o$  representan la amplitud y fase observadas.

**Tabla 3.3:** Estaciones de [Contreras Ruiz Esparza et al. \(2014\)](#) utilizadas en la calibración del modelo Delft3D-FLOW.

Estación	Latitud	Longitud
CP-00	18°47'13.92"	91°30'46.80"
TP-01	18°45'33.30"	91°16'19.90"
TP-02	18°30'29.00"	91°28'7.40"
TP-05	18°31'2.50"	91°47'22.99"
TP-06	18°33'43.60"	91°53'25.19"
CP-07	18°37'35.90"	91°49'56.20"
TG-08	18°38'10.02"	91°50'10.02"

Para la evaluación cuantitativa de la incertidumbre, se calcularon las diferencias entre las amplitudes y fases reportadas en [Contreras Ruiz Esparza et al. \(2014\)](#) y las resultantes del modelo hidrodinámico forzado por 8 componentes astronómicas TPX8.0. Las diferencias entre las observaciones y el modelo se evaluaron a través del vector de diferencias acumuladas ( $\Sigma_{VD}$ ), que es la suma del VD de todas las componentes astronómicas por estación:

$$\Sigma_{VD} = VD_{O_1} + VD_{K_1} + VD_{M_2} + VD_{S_2} + VD_{P_1} + VD_{Q_1} + VD_{N_2} + VD_{K_2} \quad (3.5)$$

Con las diferencias encontradas entre las componentes modeladas en el presente y las reportadas por [Contreras Ruiz Esparza et al. \(2014\)](#), se realizó un ajuste a los armónicos de TPX8.0 y se reinició el modelo hidrodinámico.



**Figura 3.4:** Estaciones utilizadas en el análisis de marea y calibración del modelo.

### Análisis de Sensibilidad

El análisis de sensibilidad es un elemento esencial en los modelos para asegurar la calidad. En dicho análisis, los resultados se inspeccionan y se estima qué parámetros tienen mayor influencia en la incertidumbre final (Saltelli et al., 2004). Uno de los acercamientos más comunes y simples al análisis de sensibilidad es el de cambiar un parámetro a la vez (e.g. Chanudet et al., 2012). Lo anterior consiste en cambiar el valor inicial de una variable mientras se mantiene a las otras en su valor nominal. Una vez calculados los resultados, se regresa la variable modificada a su valor nominal y se vuelven a generar resultados. La sensibilidad se mide entonces al inspeccionar las diferencias entre los resultados generados, ya que cualquier cambio corresponde únicamente a la modificación de la variable seleccionada. Se repite lo anterior para todos los parámetros de interés y se determina el conjunto de valores iniciales a partir de los cuales se produce la menor diferencia en los resultados.

En el presente trabajo se realizó un análisis de sensibilidad al modelo hidrodinámico con el objetivo de evaluar cualitativamente la incertidumbre del mismo.



### 3. METODOLOGÍA

---

Se utilizó la variación de los coeficientes de viscosidad ( $\eta$ ) y difusividad ( $K$ ) horizontales, así como el número de capas  $\sigma$  ( $n_\sigma$ ). Se realizaron simulaciones prueba para determinar a partir de qué conjunto de valores iniciales el grupo  $\eta$ ,  $K$ , y  $n_\sigma$  produce la menor variación en los resultados. Las simulaciones prueba consideraron únicamente la influencia de la componente astronómica  $O_1$  en el forzamiento hidrodinámico. Se evaluó la capacidad del modelo para reproducir la velocidad observada en la capa superficial del agua ( $v_{s,O_1}$  [ $m s^{-1}$ ]). El valor de  $v_{s,O_1}$  tomado como referencia ( $v_{s,O_1} = 0.46$ ) se encuentra reportado en [Contreras Ruiz Esparza et al. \(2014\)](#) para la BEC.

#### Análisis de estabilidad

Es necesario dejar pasar cierto tiempo de simulación (denominado *spin-up*) para que la solución transite de las condiciones iniciales a una solución estable. Durante el *spin-up* las variables modeladas no reflejan de manera precisa la dinámica del sistema y su análisis debe ser descartado.

En el presente trabajo, el análisis de estabilidad consistió en determinar el *spin-up* de la salinidad, variable altamente dinámica y compleja en sistemas estuarinos. Una vez determinado el *spin-up*, se procedió a analizar los resultados del modelo hidrodinámico y, posteriormente, se implementó el modelo de oxígeno.

### 3.3. Modelo de oxígeno disuelto

Para simular la advección-difusión y reaireación de oxígeno se utilizó el modelo *D-Water Quality* (D-waq). Este modelo resuelve la ecuación de advección-difusión bajo un esquema implícito de diferencias finitas *upwind*, la matriz que representa los sistemas de ecuaciones se resuelve con el método iterativo del *Residual Mínimo Generalizado* ([Saad and Schultz, 1986](#)). Lo anterior asegura la convergencia de la solución de manera independiente al  $\delta t$  utilizado ([Deltares, 2014](#)).

D-waq permite la simulación de diversos procesos físicos, químicos y biológicos. Dentro de estos procesos se encuentra la reaireación, que como se expuso en la sección 1.3.1, se puede expresar a través de la relación 1.1. En este trabajo se utiliza la aproximación derivada por [O'Connor \(1956\)](#); [Banks and Herrera \(1977\)](#) para el coeficiente de transferencia  $\kappa$  :

$$\kappa = \left[ \left( \frac{c_1 r_{agua}^{c_3}}{H c_2} \right) + (c_4 r_{viento}^2) \right] c_5^{T-20} \quad (3.6)$$

donde  $r_{agua}$  es la rapidez del agua,  $r_{viento}$  es la rapidez del viento,  $T$  es la temperatura,  $H$  es la elevación de la columna de agua y  $c_1, c_2, c_3, c_4$ , y  $c_5$  son constantes empíricas. En el manual D-waq se reporta que la ecuación 3.6 es válida para sistemas estuarinos ([Deltares, 2014](#)).

Debido a que D-waq no es un modelo hidrodinámico, se utilizan los campos resultantes del modelo Delft3D-FLOW. De esta forma, las variables velocidad, elevación de la columna de agua, densidad, salinidad, temperatura, y viscosidad se generan en el Delft3D-FLOW y se utilizan en D-waq para simular la aireación. Con respecto a la variable  $r_{viento}$  en el modelo de oxígeno, se utilizó como forzamiento la rapidez del viento de la serie meteorológica CME (ver Figura 3.1). Por último, con base en los promedios estacionales de los datos de campo, se incluyó una descarga de  $6.48 \text{ mg } L^{-1}$  de OD para la temporada de lluvias y de  $7.22 \text{ mg } L^{-1}$  para la temporada de secas.





Este capítulo inicia con la descripción de los resultados obtenidos de las campañas de muestreo y sensores instalados en LT (sección 4.1). En la segunda sección (4.2) se describen los resultados de los análisis de calibración, sensibilidad, y estabilidad realizados al modelo hidrodinámico. En dicha sección también se presentan la hidrodinámica, temperatura, y salinidad de los experimentos numéricos. En la tercera y última sección (4.3) se presentan las simulaciones de oxígeno disuelto.

## 4.1. Datos de campo y sensores

De las campañas de muestreo realizadas en 2016-2018 (Tabla 4.1) se obtuvieron datos de temperatura, salinidad, y oxígeno disuelto. Con el objetivo de estudiar la influencia del Río Palizada dentro de LT, se definieron dos grupos de datos según: 1) la zona de muestreo (río, laguna u océano), y 2) la temporada climática (lluvias o secas). Una vez establecidos estos grupos, se calculó la media, desviación estándar, máximo y mínimo a cada variable (Tablas 4.2, 4.4, 4.5). Posteriormente, se realizó un análisis de varianza (ANOVA) de dos vías para los factores *zona de muestreo* y *temporada climática* (ver Tabla 4.3).

### Temperatura

Los resultados indican que durante la temporada de secas, el valor mínimo de temperatura ( $27.20^{\circ}C$ ) se registró en las estaciones R3, L6, y O7, muestreo S01; mientras que el valor máximo ( $31.13^{\circ}C$ ) se registró en la estación R1, muestreo S05. La temporada de secas mostró un valor medio de temperatura de  $29.05 \pm 1.12^{\circ}C$ .

Por otra parte, durante la temporada de lluvias el valor mínimo de temperatura ( $23.80^{\circ}C$ ) se registró en la estación R1, muestreo L03; mientras que el valor máximo ( $34.40^{\circ}C$ ) se encontró en la estación O7, muestreo L01. La temporada

## 4. RESULTADOS

---

de lluvias mostró un valor medio de temperatura de  $28.49 \pm 2.62^\circ C$ . En la Tabla 4.2) se muestra un resumen de los resultados de la temperatura.

Los resultados del ANOVA de dos vías indican que para la temperatura no existen diferencias significativas ( $p > 0.05$ ) entre las zonas de muestreo, tampoco se detectaron diferencias entre las temporadas climáticas (Figura 4.1, Tabla 4.3).

### Salinidad

Los resultados indican que durante la temporada de secas, el valor mínimo de salinidad ( $0.34 \text{ ups}$ ) se registró en la estación R1, muestreo S02; mientras que el valor máximo ( $38.15 \text{ ups}$ ) se registró en la estación O9, muestreo S02. La temporada de secas mostró un valor medio de salinidad de  $18.78 \pm 13.90 \text{ ups}$ .

Por otra parte, durante la temporada de lluvias el valor mínimo de salinidad ( $0.20 \text{ ups}$ ) se registró en las estaciones R1 y R2, muestreo L02; mientras que el valor máximo ( $33.39 \text{ ups}$ ) se encontró en la estación O7, muestreo L01. La temporada de lluvias mostró un valor medio de salinidad de  $14.92 \pm 12.76 \text{ ups}$ . En la Tabla 4.4 se muestra un resumen de los resultados de la salinidad. Los resultados del ANOVA de dos vías indican que para la salinidad existen diferencias significativas ( $p < 0.05$ ) entre las zonas de muestreo y entre las temporadas climáticas (Figura 4.2, Tabla 4.3).

**Tabla 4.1:** Campañas de campo.

---

Campañas de campo			
<i>Muestreo</i>	<i>Fecha</i>	<i>Muestreo</i>	<i>Fecha</i>
<i>Secas</i>		<i>Lluvias</i>	
S01	17 abril-2017	L01	01 septiembre-2016
S02	18 mayo-2017	L02	14 septiembre-2017
S03	20 marzo-2018	L03	31 enero-2018
S04	05 abril-2018	L04	11 junio-2018
S05	18 mayo-2018	L05	7 septiembre-2018

---

**Tabla 4.2:** Temperatura observada en campo según la temporada climática y la zona de muestreo.

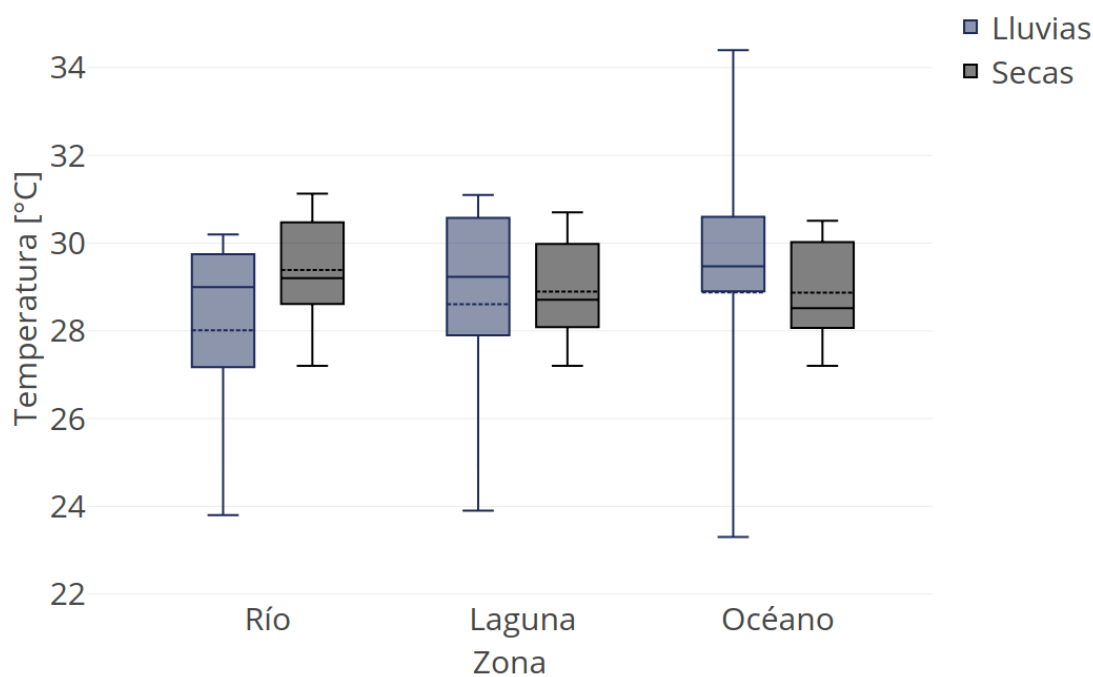
Temperatura [°C]	Río	Laguna	Océano	
<i>media</i>	28.01 ± 2.20	28.60 ± 2.42	28.87 ± 3.13	Lluvias
<i>máximo</i>	30.20	31.10	34.40	
<i>mínimo</i>	23.80	23.90	23.30	
<i>media</i>	29.39 ± 1.07	28.89 ± 1.09	28.87 ± 1.10	Secas
<i>máximo</i>	31.13	30.70	30.51	
<i>mínimo</i>	27.20	27.20	27.20	

**Tabla 4.3:** ANOVA para las variables temperatura, salinidad y OD para los factores *zona de muestreo* y *temporada climática*. Donde sum.sq es la suma de cuadrática del error, df son los grados de libertad, F es el estadístico de Fisher y p-value es la significancia estadística.

Temperatura (ANOVA)	sum.sq	df	F	p-value
Temporada	6.96	1.00	1.65	0.20
Zona	0.40	2.00	0.04	0.95
Salinidad (ANOVA)	sum.sq	df	F	p-value
Temporada	282.71	1.00	8.41	4.74e-03
Zona	13008.05	2.00	193.52	2.26e-32
OD (ANOVA)	sum.sq	df	F	p-value
Temporada	23.16	1.00	7.11	0.01
Zona	3.58	2.00	0.55	0.58

## 4. RESULTADOS

---

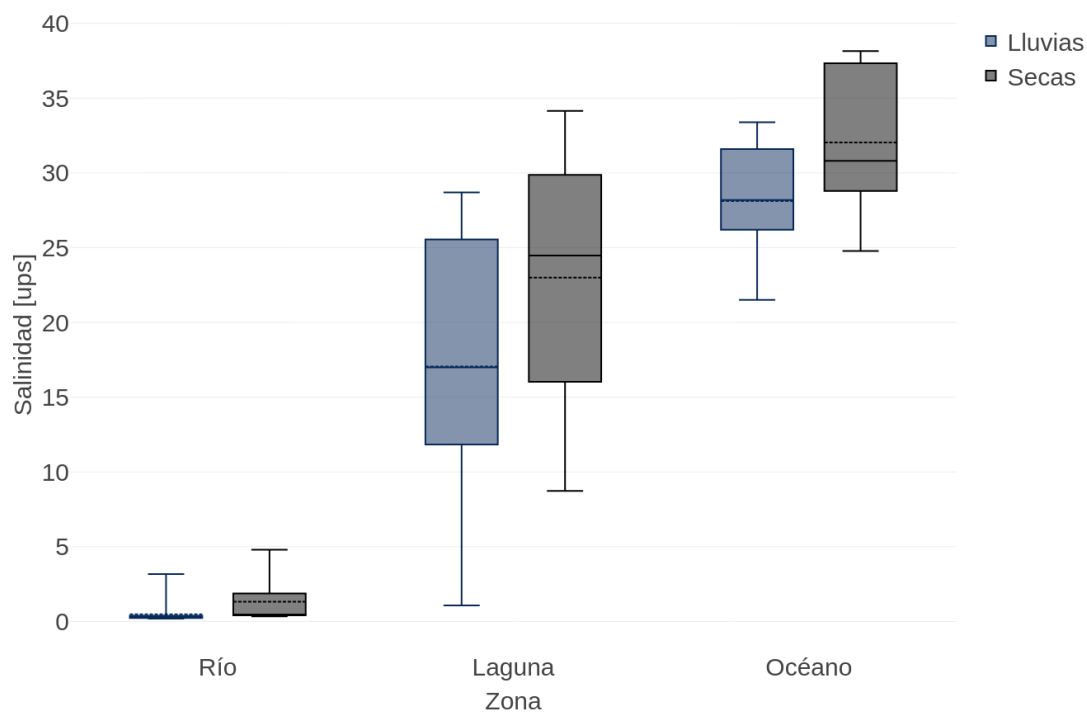


**Figura 4.1:** Gráfica de caja y bigotes, temperatura observada en las campañas de muestreo en el periodo septiembre 2016 - mayo 2018.

### Oxígeno Disuelto

Los resultados indican que durante la temporada de secas, el valor mínimo ( $2.90 \text{ mg L}^{-1}$ ) se registró en la estación R3, muestreo S03; mientras que el valor máximo ( $13.18 \text{ mg L}^{-1}$ ) se registró en la estación L6, muestreo S03. La temporada de secas mostró un valor medio de OD de  $7.64 \pm 2.16 \text{ mg L}^{-1}$ .

Por otra parte, durante la temporada de lluvias el valor mínimo de OD ( $1.82 \text{ mg L}^{-1}$ ) se registró en la estación O8, muestreo L01; mientras que el valor máximo ( $8.61 \text{ mg L}^{-1}$ ) se encontró en la estación L5, muestreo L03. La temporada de lluvias mostró un valor medio de OD de  $6.62 \pm 1.27 \text{ mg L}^{-1}$ . En la Tabla 4.5 se muestra un resumen de los resultados de la OD.

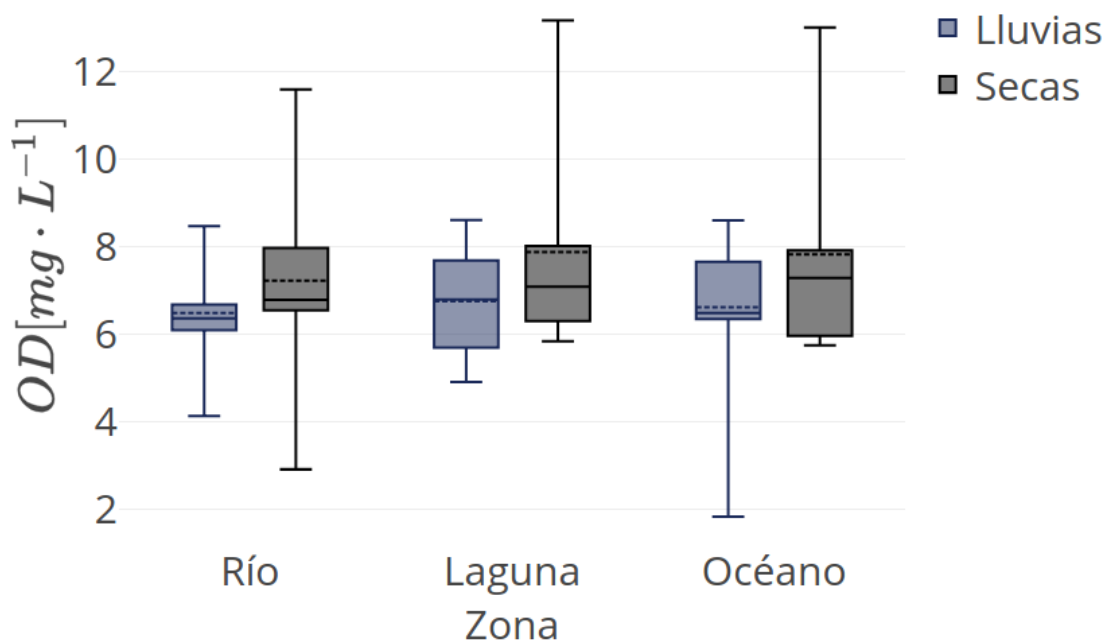


**Figura 4.2:** Gráfica de caja y bigotes salinidad observada en las campañas de muestreo en el periodo septiembre 2016 - mayo 2018.

**Tabla 4.4:** Salinidad observada en campo según la temporada climática y la zona de muestreo.

Salinidad [ups]	Río	Laguna	Océano	
<i>media</i>	$0.48 \pm 0.72$	$17.05 \pm 9.46$	$28.18 \pm 3.63$	Lluvias
<i>máximo</i>	3.16	28.70	33.39	
<i>mínimo</i>	0.20	1.07	2.15	
<i>media</i>	$1.32 \pm 1.53$	$23.00 \pm 7.59$	$32.03 \pm 4.62$	Secas
<i>máximo</i>	4.80	34.15	38.15	
<i>mínimo</i>	0.34	8.73	24.78	

#### 4. RESULTADOS



**Figura 4.3:** Gráfica de caja y bigotes, OD observado en las campañas de muestreo en el periodo septiembre 2016 - mayo 2018.

**Tabla 4.5:** OD observado en campo según la temporada climática y la zona de muestreo.

OD [mg L <sup>-1</sup> ]	Río	Laguna	Océano	
<i>media</i>	6.48 ± 1.03	6.75 ± 1.09	6.61 ± 1.61	Lluvias
<i>máximo</i>	8.47	8.61	8.60	
<i>mínimo</i>	4.12	4.90	1.82	
<i>media</i>	7.22 ± 1.88	7.87 ± 2.17	7.82 ± 2.33	Secas
<i>máximo</i>	11.60	13.18	13.02	
<i>mínimo</i>	2.90	5.83	5.74	

Los resultados del ANOVA de dos vías indican que para el OD existen diferencias significativas ( $p < 0.05$ ) únicamente entre temporadas climáticas (Figura 4.3, Tabla 4.3).

## Sensores

Se obtuvieron datos de temperatura, salinidad, y OD de sensores instalados en la zona Naval Militar de la Secretaría de Marina, Ciudad del Carmen, Campeche (ver Figura 4.4), del proyecto Observatorios del Cambio Global (Sanchez-Cabeza et al., 2019). Los datos de temperatura se obtuvieron del sensor HOBO U20L-04, mientras que los de salinidad se obtuvieron del sensor HOBO U24-002. Ambos sensores registraron datos cada media hora en los periodos 2016-11-11/2016-11-30, y 2016-12-12/2016-12-31, periodos que corresponden a 20 días en noviembre y diciembre respectivamente. Por otra parte, el sensor de oxígeno HOBO U26-00 registró datos durante 13 días en diciembre, en el periodo 2016-12-19/2016-12-31.

El promedio, desviación estándar, máximo y mínimo para la salinidad y oxígeno de los sensores se reportan en la (Tabla 4.6), los valores medios observados corresponden a  $27.78 [^{\circ}C]$  para la temperatura,  $20.82 [ups]$  para la salinidad, y  $6.45 [mg L^{-1}]$  para el OD.

**Tabla 4.6:** Temperatura, salinidad y OD observada en los sensores.

	<b>Temperatura</b> [ $^{\circ}C$ ]	<b>Salinidad</b> [ups]	<b>OD</b> [ $mg L^{-1}$ ]	
<i>media</i>	$27.78 \pm 0.69$	$20.82 \pm 2.06$	$6.45 \pm 0.87$	Nov-Dic
<i>máximo</i>	29.89	24.98	8.40	
<i>mínimo</i>	26.41	10.68	4.60	



#### 4. RESULTADOS

---

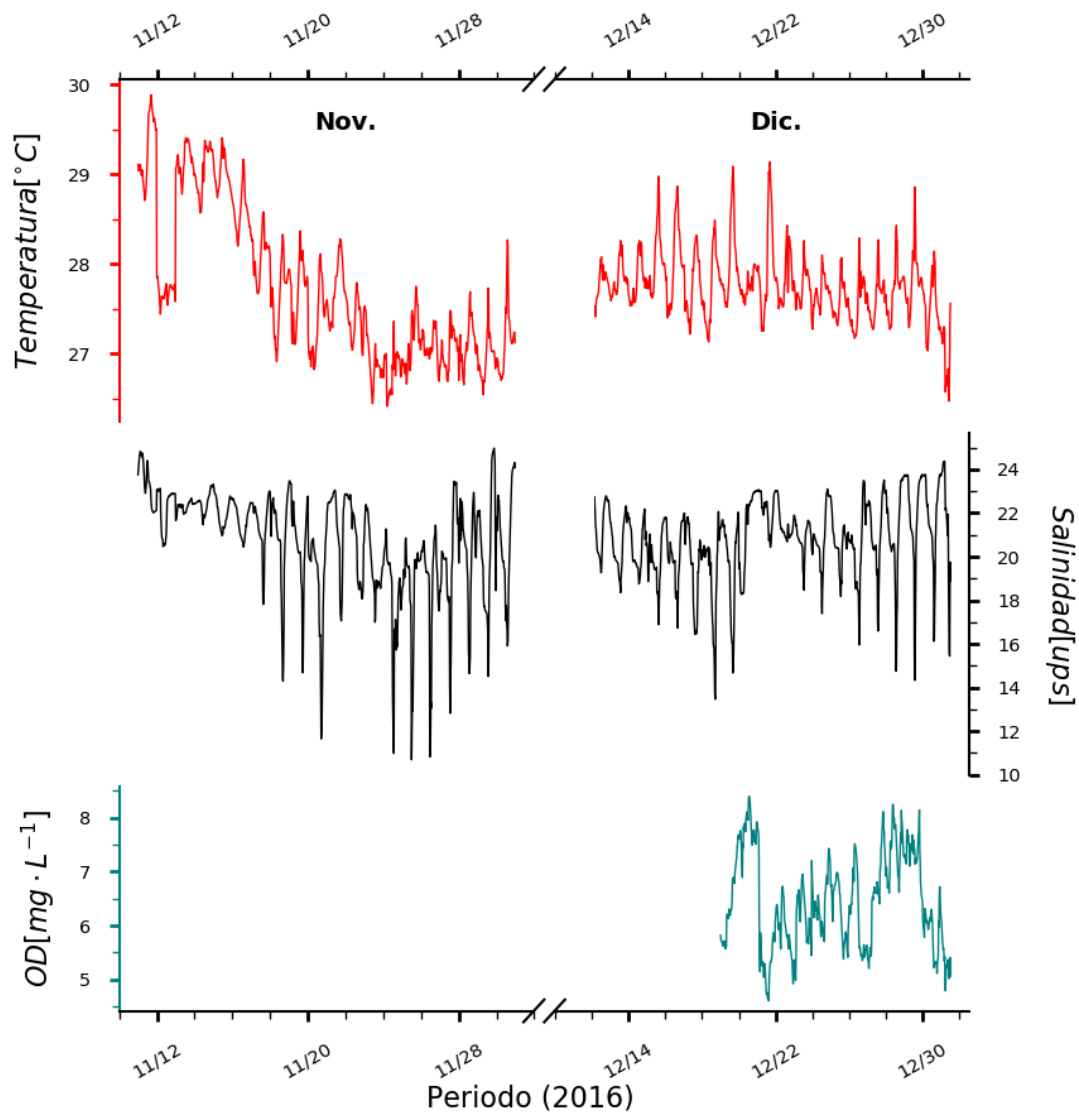


Figura 4.4: Series de tiempo de los sensores de temperatura, salinidad, y OD, instalados en la estación M, zona de la BEC (Figura 3.1).

## 4.2. Modelo hidrodinámico

Esta sección de resultados contiene 3 apartados; el primero describe los resultados de los análisis de calibración, sensibilidad, y estabilidad realizados al modelo hidrodinámico. El segundo presenta los resultados hidrodinámicos de los experimentos numéricos. En el último apartado se describen la temperatura y salinidad resultantes del modelo térmico.

### 4.2.1. Calibración, sensibilidad y estabilidad

En este apartado se describen los resultados del análisis de calibración y sensibilidad, utilizados para la evaluación cuantitativa y cualitativa de la incertidumbre, respectivamente. Se presentan también los resultados del análisis de estabilidad, utilizados en la evaluación del error numérico asociado a las simulaciones.

#### Análisis de calibración

Para la evaluación cuantitativa de la incertidumbre, se calcularon las diferencias entre las amplitudes y fases reportadas en [Contreras Ruiz Esparza et al. \(2014\)](#) y las resultantes del modelo hidrodinámico forzado por 8 componentes astronómicas TPX8.0 (ver sección 3.2.5, capítulo 3). Las diferencias entre las observaciones y el modelo se evaluaron a través del vector de diferencias acumuladas ( $\Sigma_{VD}$ ), que es la suma del VD (ver sección 3.2.5) de todas las componentes astronómicas por estación:

$$\Sigma_{VD} = VD_{O_1} + VD_{K_1} + VD_{M_2} + VD_{S_2} + VD_{P_1} + VD_{Q_1} + VD_{N_2} + VD_{K_2} \quad (4.1)$$

Una vez calculadas estas diferencias, se realizó un ajuste a los armónicos TPX8.0 y se reinició el modelo hidrodinámico. Las diferencias finales entre el modelo y las componentes de [Contreras Ruiz Esparza et al. \(2014\)](#) se reportan por estación en la Tabla 4.7.

Se observa que para la mayoría de las estaciones analizadas  $\Sigma_{VD}$  tiene valores  $\sim 10\%$ . La única excepción a lo anterior es la estación CP-00 ( $\Sigma_{VD} = 26\%$ ), sin embargo, dicha estación corresponde a la BPR, misma que se encuentra en la zona este de LT y alejada de la zona de descarga del Palizada (ver Figura 3.4). Tomando en cuenta lo anterior, los resultados de la Tabla 4.7 reflejan una correlación aceptable en los forzamientos de marea para la zona de interés.

## 4. RESULTADOS

---

**Tabla 4.7:** Vector de Diferencias Acumuladas por estación, obtenidos después de la calibración. Se utilizan las estaciones de [Contreras Ruiz Esparza et al. \(2014\)](#) (Figura 3.4).

Estación	Latitud	Longitud	Vector de Diferencias Acumuladas ( $\Sigma_{VD}$ )
CP-00	18°47'13.92"	91°30'46.80"	0.264
TP-01	18°45'33.30"	91°16'19.90"	0.100
TP-02	18°30'29.00"	91°28'7.40"	0.078
TP-05	18°31'2.50"	91°47'22.99"	0.084
TP-06	18°33'43.60"	91°53'25.19"	0.056
CP-07	18°37'35.90"	91°49'56.20"	0.101
TG-08	18°38'10.02"	91°50'10.02"	0.059

### Análisis de sensibilidad

En el presente trabajo se realizó un análisis de sensibilidad al modelo hidrodinámico con el objetivo de evaluar cualitativamente la incertidumbre del mismo. Se utilizó el acercamiento descrito en la sección 3.2.5 a través de la variación de los coeficientes de viscosidad ( $\eta$ ) y difusividad ( $K$ ) horizontales, así como el número de capas  $\sigma$  ( $n_\sigma$ ).

Se realizaron simulaciones de prueba para determinar el conjunto de valores iniciales ( $\eta$ ,  $K$ , y  $n_\sigma$ ) con la menor variación en la velocidad  $v_{s,O_1}$  (ver sección 3.2.5) respecto al valor de referencia  $v_{s,O_1} = 0.46$  (reportado en [Contreras Ruiz Esparza et al. \(2014\)](#)). El intervalo de variación de los parámetros  $\eta$  y  $K$  se eligió de 10 a 100 [ $m^2 \cdot s^{-1}$ ], valores sugeridos para mallas de cálculo con una resolución de cientos de metros a kilómetros ([Deltares, 2011](#)); la resolución mínima en el presente trabajo es de  $\sim 3$  km. En cuanto a  $n_\sigma$ , se presentaron resultados similares a partir de  $n_\sigma = 9$ , motivo por el cual se eligió dicho valor para la configuración del modelo hidrodinámico.

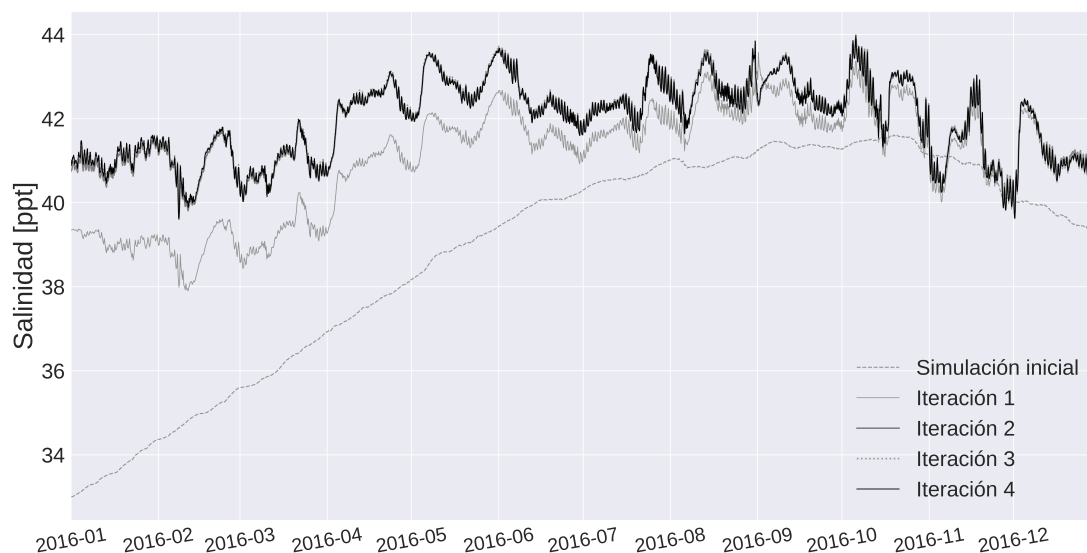
El intervalo de variación de  $\eta$ ,  $K$ , y  $n_\sigma$  utilizado en las simulaciones de prueba se reporta en la Tabla 4.8. Los valores elegidos de  $\eta$ ,  $K$ , y  $n_\sigma$  (Tabla 4.8) corresponden a la simulación de prueba donde se obtuvo un error  $< 0.006$  al reproducir el valor de referencia  $v_{s,O_1} = 0.46$ .

**Tabla 4.8:** Parámetros evaluados en el análisis de sensibilidad.

	Intervalo	Valores seleccionados
$\eta$	10-100	100
$K$	10-100	10
$n_\sigma$	6 - 12	9

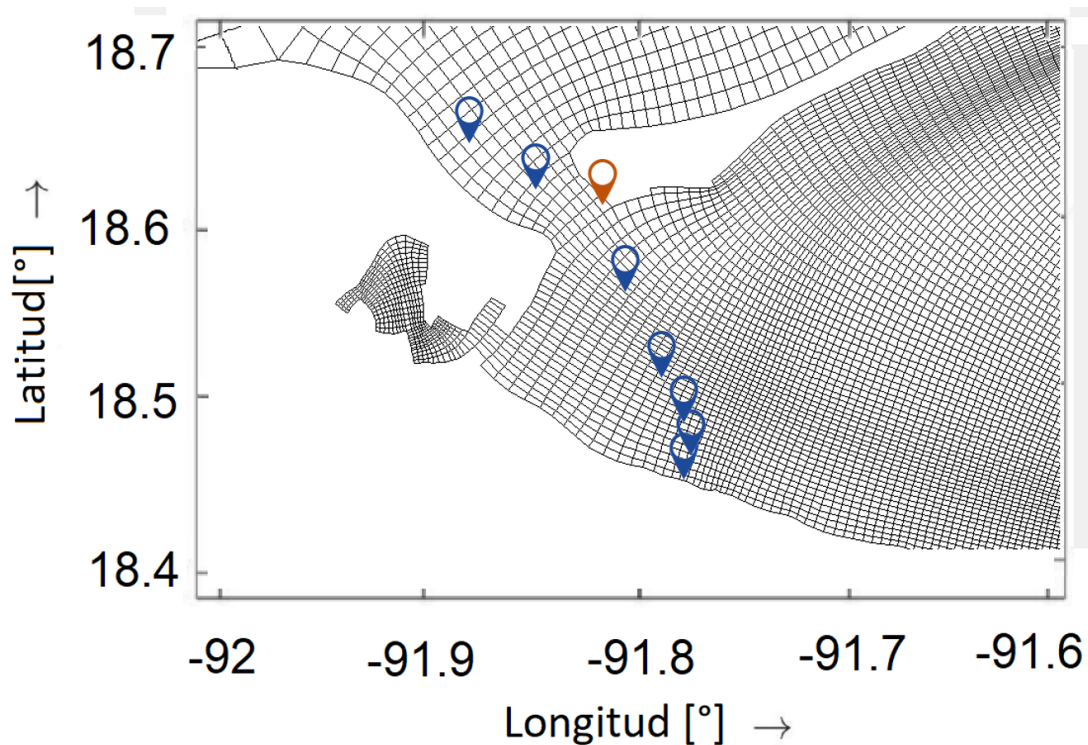
### Análisis de estabilidad

En el presente estudio, se realizó un análisis de estabilidad para determinar el *spin-up* —tiempo de simulación necesario para transitar a la solución estable— de la salinidad. La salinidad es determinada por la interacción compleja de diversos procesos y suele requerir un lapso de tiempo mayor que otras variables para alcanzar un comportamiento estable. El modelo hidrodinámico requirió 4 iteraciones del año 2016 para que la salinidad alcanzara un comportamiento estable (ver Figura 4.5). En cada iteración, el modelo inició con información de la simulación inmediata anterior. Una vez realizadas las iteraciones necesarias, se procedió con el análisis de los resultados generados.

**Figura 4.5:** Spin-up. Al llegar a la cuarta iteración, la salinidad de LT es estable.

### 4.2.2. Hidrodinámica

Se realizaron tres experimentos numéricos: en el experimento *viento* el modelo fue forzado con condiciones atmosféricas, en el experimento *marea* solamente se consideró la influencia de la marea, mientras que en el experimento *mareaviento* el modelo fue forzado tanto con marea como con viento (Figura 4.7). Se describen los resultados de dichos experimentos en las secciones “Elevación de la columna de agua” y “Rapidez de la corriente superficial” (Figura 4.6). En la última sección — “Circulación general” — se describe la circulación obtenida con el modelo hidrodinámico forzado por el viento, las mareas y la descarga del Palizada.

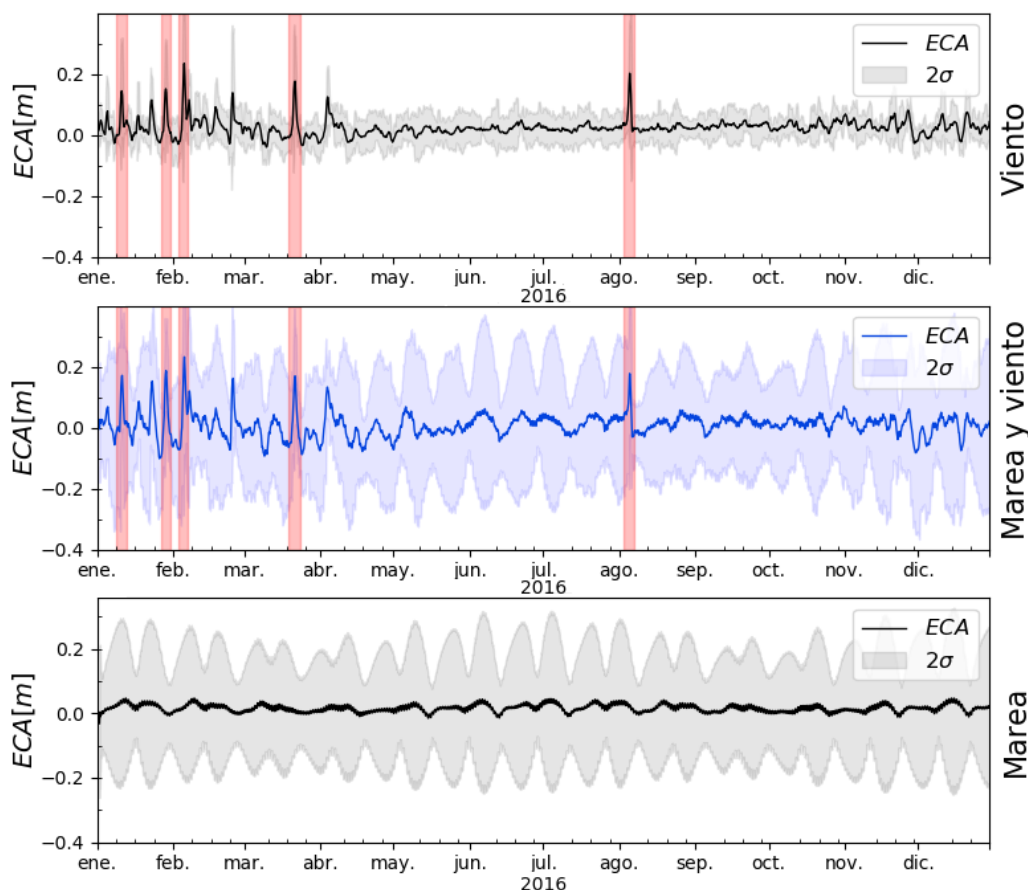


**Figura 4.6:** Celdas analizadas en los experimentos *viento*, *marea*, y *mareaviento*. En azul, celdas correspondientes a las campañas de muestreo. En naranja, celda correspondiente a los sensores HOBO.

#### Elevación de la columna de agua

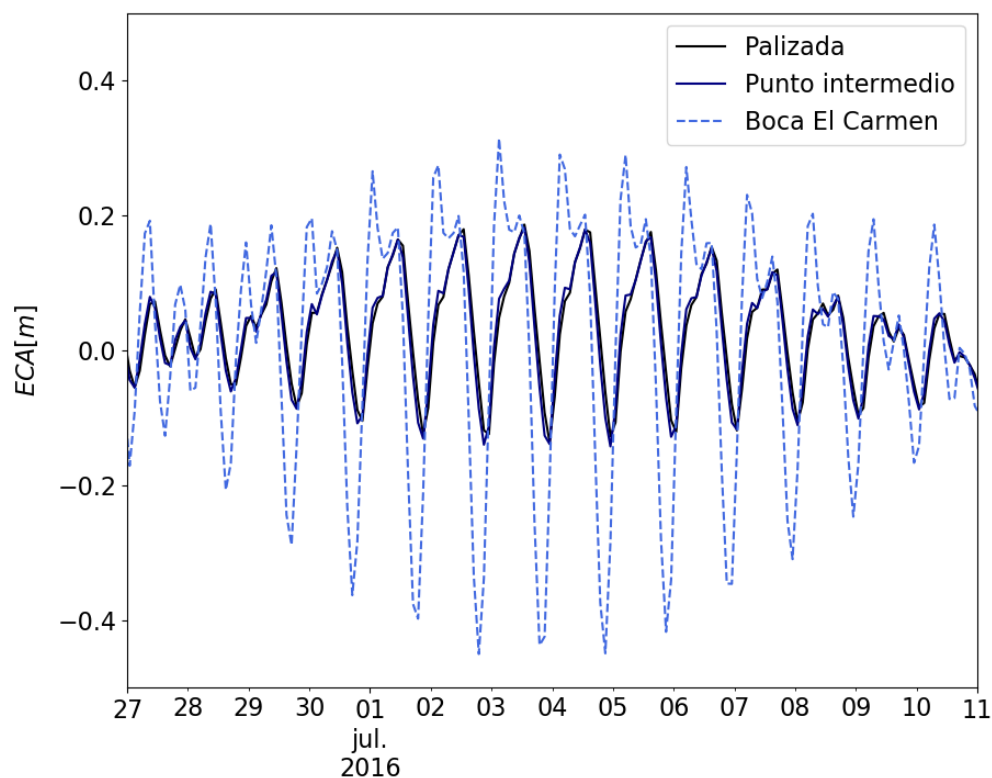
Se analizó la elevación de la columna de agua (ECA, Figura 4.6) obtenida de los experimentos *viento*, *marea*, y *mareaviento*. Se observa en el experimento

*viento* que la elevación media obtenida fue de  $0.02\text{ m}$ . Por otra parte, se encontró un incremento de siete veces la altura de la columna de agua con respecto a la media ( $ECA > 0.14\text{ m}$ ) en cinco eventos: 11/enero, 29/enero, 5/febrero, 21/marzo y 5/agosto (Figura 4.7).



**Figura 4.7:** Elevación de la columna de agua simulada para los experimentos: a) *viento*, b) *marea*, y c) *mareaviento*. Se observan 5 eventos de  $ECA > 0.10\text{ m}$  (en rojo).

Con respecto al experimento *marea*, se observa que la ECA presenta un valor medio de  $0.02\text{ m}$ , con valores máximos de elevación de  $0.05\text{ m}$ . Por otra parte, se observa que la onda de marea demora  $\sim 4$  horas en llegar del exterior de la BEC a la zona de descarga del Palizada (Figura 4.8). Se observa que la onda de marea presenta un máximo de  $0.3\text{ m}$  en el punto exterior de la BEC, mientras que enfrente del Palizada el máximo de la marea es de  $0.18\text{ m}$ .

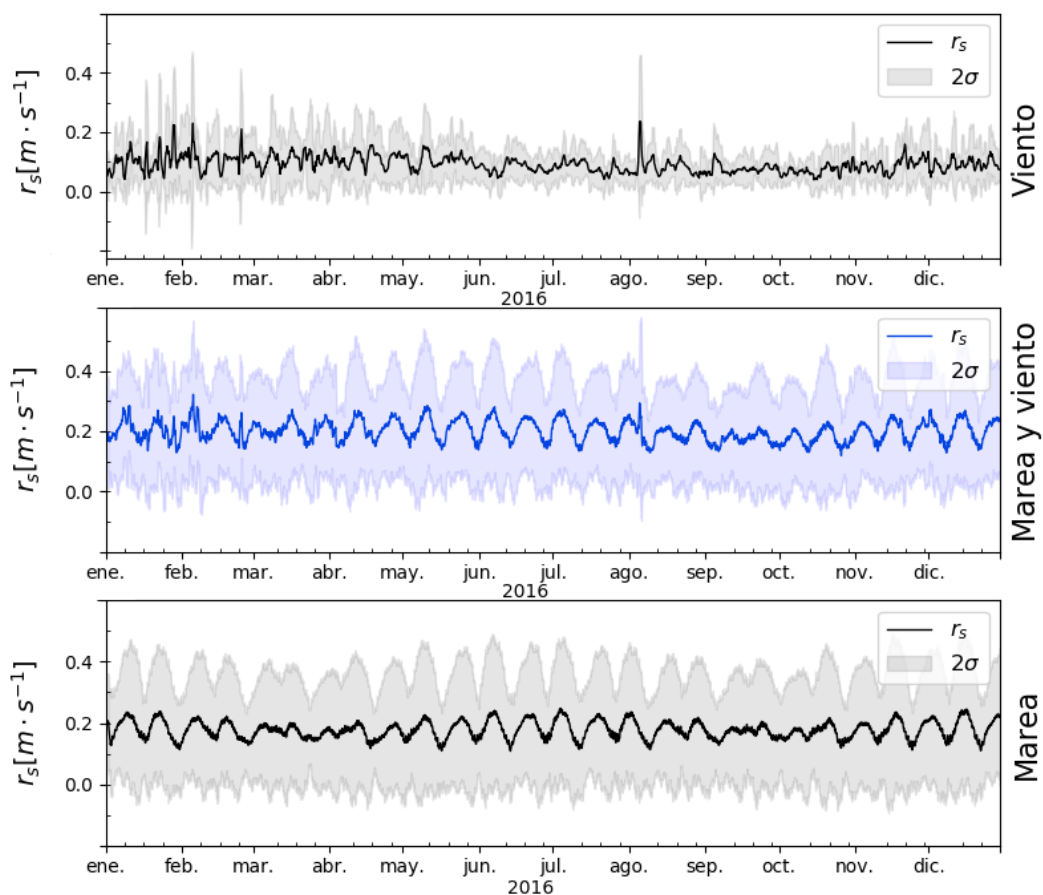


**Figura 4.8:** Variación de la elevación de la columna de agua del experimento *marea*, en 3 puntos distintos de la zona de estudio.

En el experimento *mareaviento* se aprecian características mixtas de *viento* y *marea*; se observa un valor medio ( $0.01\text{ m}$ ) y se reproducen los 5 eventos de alta elevación del experimento *viento*.

### Rapidez de corriente superficial

Se analizó la magnitud de la velocidad superficial ( $r_s$ ) en la zona de interés (Figura 4.6) obtenida de los experimentos *viento*, *marea*, y *mareaviento* (Figura 4.9). Como es de esperarse, la  $r_s$  del experimento *viento* muestra fluctuaciones no periódicas y eventos breves pero de alta intensidad. La magnitud de los eventos máximos de este experimento se encuentra alrededor de  $0.24\text{ m s}^{-1}$ , mientras que la media es de  $0.09\text{ m s}^{-1}$ . Por otra parte, en el experimento *marea* se observa que la  $r_s$  máxima se encuentra alrededor de los  $0.25\text{ m s}^{-1}$ , mientras que la media tiene un valor de  $0.18\text{ m s}^{-1}$ .



**Figura 4.9: Rapidez superficial.** Rapidez superficial simulada para los experimentos: a) *viento*, b) *marea*, y c) *mareaviento*.

Con respecto al experimento *mareaviento*, se aprecian características mixtas de *viento* y *marea* (Figura 4.9c). Se observa que la  $r_s$  máxima en este experimento se encuentra alrededor de los  $0.32 m s^{-1}$ , mientras que la media tiene un valor de  $0.20 m s^{-1}$ . La media del experimento *mareaviento* es cercana a la media del experimento *marea*.

### Circulación general

La circulación promedio obtenida del modelo hidrodinámico muestra una entrada neta de agua a través de la BPR y una salida neta a través de la BEC (Figura 4.10). A pesar de que la circulación general sea hacia el suroeste, se observa un giro al interior de LT que se extiende sobre la porción superior-este de la



misma, y cuya circulación es hacia el noreste. Por otra parte, la corriente residual parece tener pocos cambios entre temporadas, el más notable es la disminución del tamaño del giro en el interior de LT en temporada de lluvias.

Por otra parte, se observa en promedio que en las bocas lagunares se encuentra la mayor velocidad de la corriente en superficie (Figura 4.11). Se observa en general una velocidad de  $\sim 0.1 \text{ m s}^{-1}$  en el sistema lagunar, sin embargo, la zona oeste muestra en promedio valores ligeramente mayores ( $\sim 0.2 \text{ m s}^{-1}$ ). En adición, se observa que en temporada de lluvias la descarga del Palizada eleva los valores de la velocidad de manera local.

### 4.2.3. Temperatura y salinidad

En este apartado se presentan la temperatura y salinidad resultantes del modelo térmico descrito en la sección 3.2.4. Debido a que los 3 puntos de muestreo de la zona *Río* no se encuentran en la malla de cálculo, se analizaron 3 celdas cercanas a la desembocadura del Palizada (Figura 4.12). Tomando en cuenta lo anterior, los datos de temperatura y salinidad del modelo térmico se agruparon según: 1) la zona de muestreo (río, laguna u océano), y 2) la temporada climática (lluvias o secas). A continuación se presenta la estadística de los dos grupos mencionados, la comparación de los datos simulados con los datos del sensor en la estación Marina (Figura 4.12), y los mapas promedio que se obtuvieron para la temperatura y la salinidad simuladas.

#### Temperatura

Los resultados de la temperatura simulada (Figura 4.13) indican que durante la temporada de secas, el valor mínimo fue de  $21.08^{\circ}\text{C}$ , mientras que el valor máximo fue de  $34.52^{\circ}\text{C}$ . La temporada de secas mostró un valor medio de temperatura de  $26.78 \pm 1.96^{\circ}\text{C}$ . Por otra parte, durante la temporada de lluvias el valor mínimo de temperatura fue de  $24.56^{\circ}\text{C}$ ; mientras que el valor máximo se registró en  $31.48^{\circ}\text{C}$ . La temporada de lluvias mostró un valor medio de temperatura de  $27.57 \pm 1.98^{\circ}\text{C}$ . En la Tabla 4.9 se muestra un resumen de los resultados de la temperatura modelada.

Con respecto a la comparación con los datos del sensor, se utilizó la temperatura del HOBO U20L-04 en los periodos 2016-11-11/2016-11-30 y 2016-12-12/2016-12-31, que corresponden al mes de noviembre y diciembre respectivamente. El coeficiente de correlación de Pearson estimado para la temperatura modelada fue de 0.70 ( $p < 0.05$ ) en noviembre y de 0.1 ( $p < 0.05$ ) en diciembre (Figura 4.14).

Por último, se elaboraron mapas promedio de la temperatura superficial con los resultados del modelo térmico (Figura 4.15). Se puede observar que la temperatura promedio en temporada de lluvias es mayor que en temporada de secas.

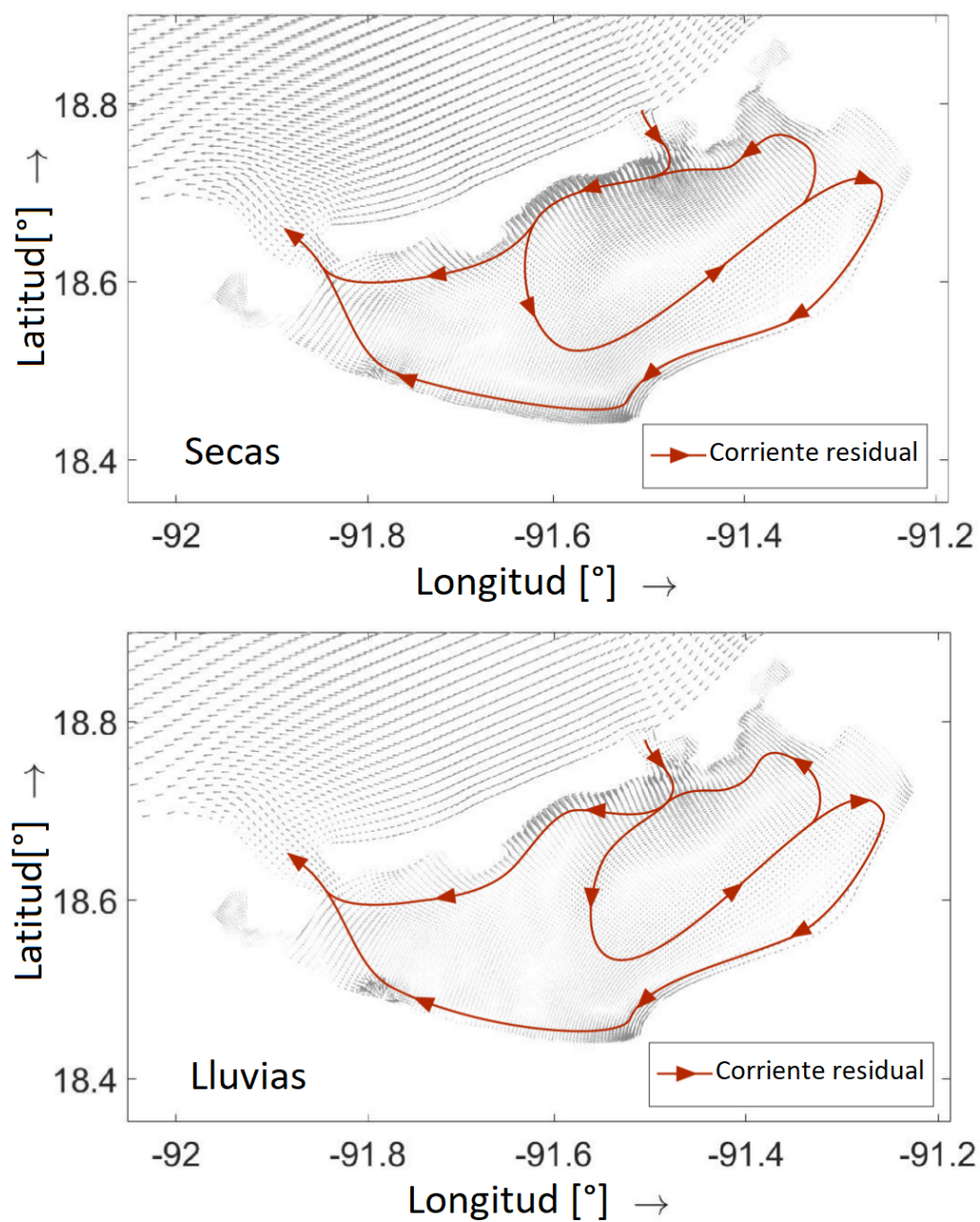


Figura 4.10: Circulación promedio en temporada de secas y temporada de lluvias.

#### 4. RESULTADOS

---

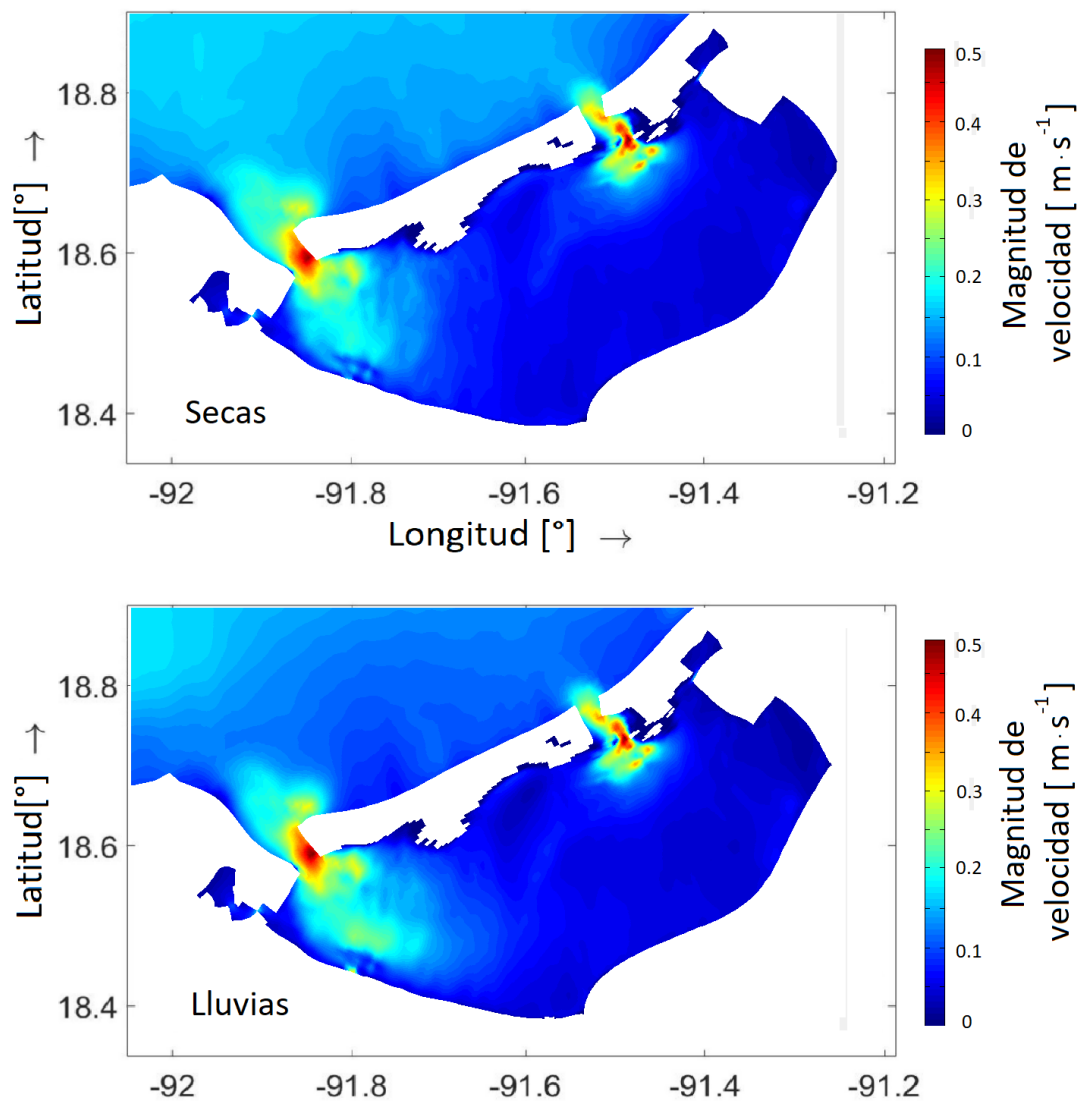


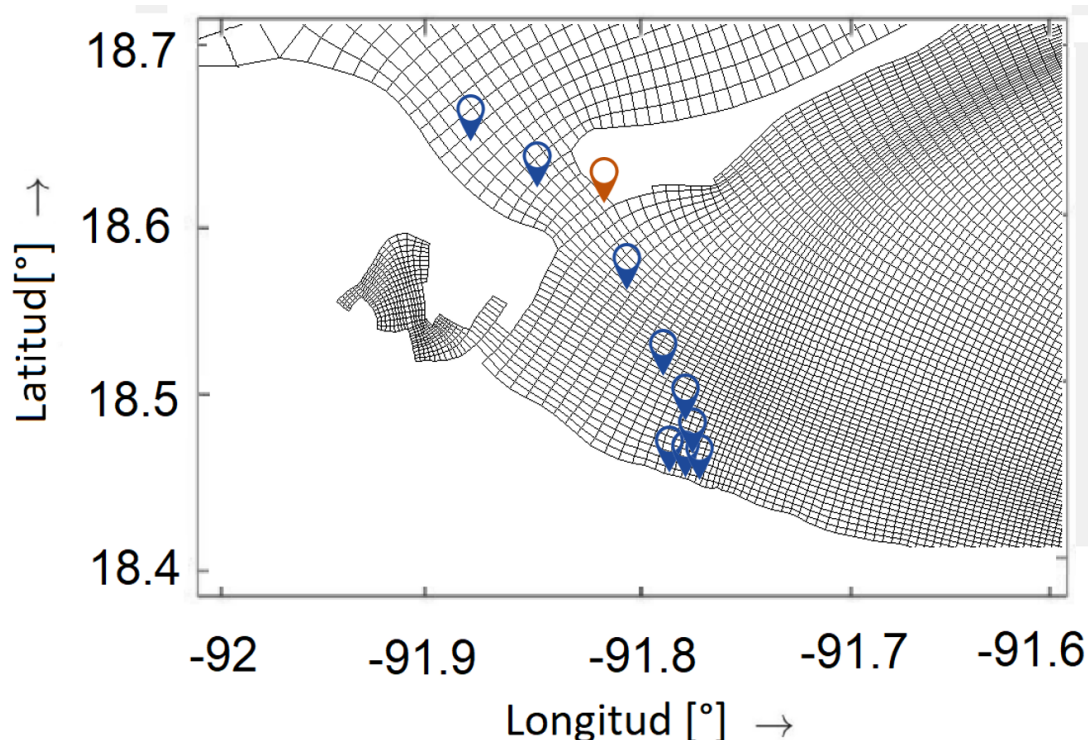
Figura 4.11: Velocidad superficial promedio en temporada de secas y temporada de lluvias.

Se observa también que la descarga del Palizada posee una temperatura menor, sin embargo, la influencia de dicha descarga parece no ser detectable a la altura de la BEC.

### Salinidad

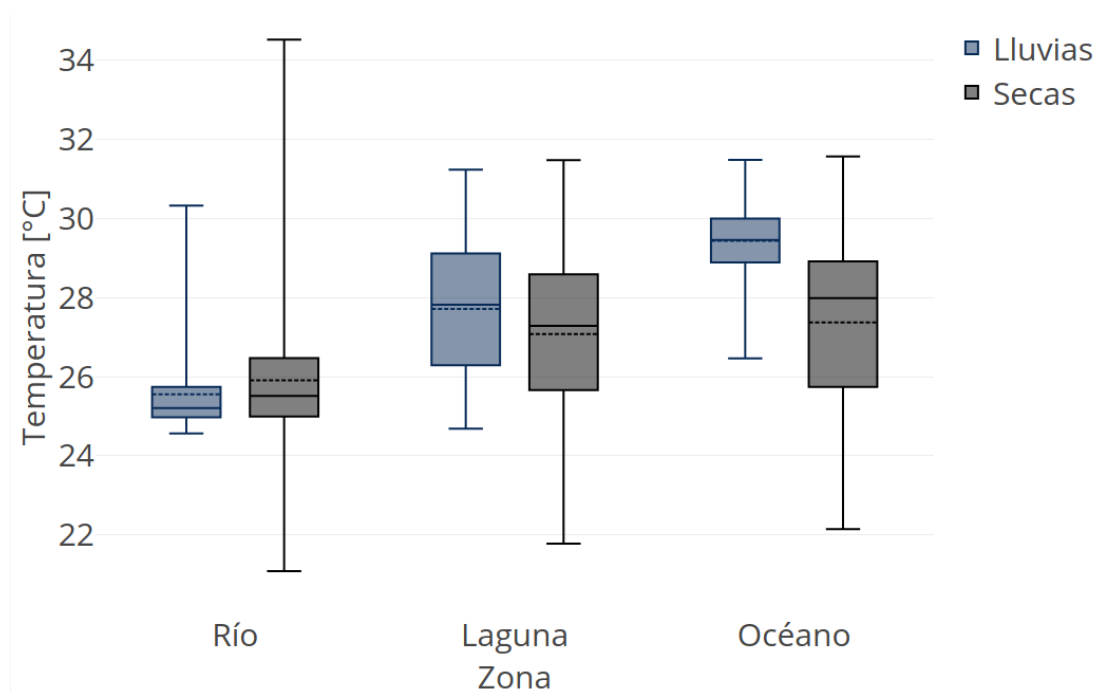
Los resultados de la salinidad modelada indican que durante la temporada de secas, el valor mínimo fue de  $0.01 \text{ ups}$ , mientras que el valor máximo fue de  $34.67 \text{ ups}$  (Figura 4.16). La temporada de secas mostró un valor medio de salinidad de  $18.87 \pm 12.82 \text{ ups}$ . Por otra parte, durante la temporada de lluvias el valor mínimo de salinidad fue de  $0.00 \text{ ups}$ , mientras que el máximo fue de  $35.31 \text{ ups}$ . La temporada de lluvias mostró un valor medio de salinidad de  $12.67 \pm 12.47 \text{ ups}$ . En la Tabla 4.10 se muestra un resumen de los resultados de la salinidad.

Con respecto a la comparación con datos de sensor, se utilizaron los datos del sensor de salinidad HOBO U24-002 en los periodos 2016-11-11/2016-11-30 y 2016-12-12/2016-12-31, que corresponden al mes de noviembre y diciembre res-



**Figura 4.12:** Celdas analizadas para el modelo térmico. En azul, celdas correspondientes a las campañas de muestreo. En naranja, celda correspondiente a los sensores HOBO.

#### 4. RESULTADOS



**Figura 4.13:** Gráfica de caja y bigotes para la temperatura simulada.

**Tabla 4.9:** Temperatura simulada según la temporada climática y la zona de muestreo.

Temperatura [°C]	Río	Laguna	Océano	
<i>media</i>	25.55 ± 0.89	27.71 ± 1.69	29.43 ± 0.78	Lluvias
<i>máximo</i>	30.32	31.23	31.48	
<i>mínimo</i>	24.56	24.69	26.46	
<i>media</i>	25.91 ± 1.55	27.08 ± 1.93	27.36 ± 2.06	Secas
<i>máximo</i>	34.52	31.47	31.56	
<i>mínimo</i>	21.08	21.78	22.15	

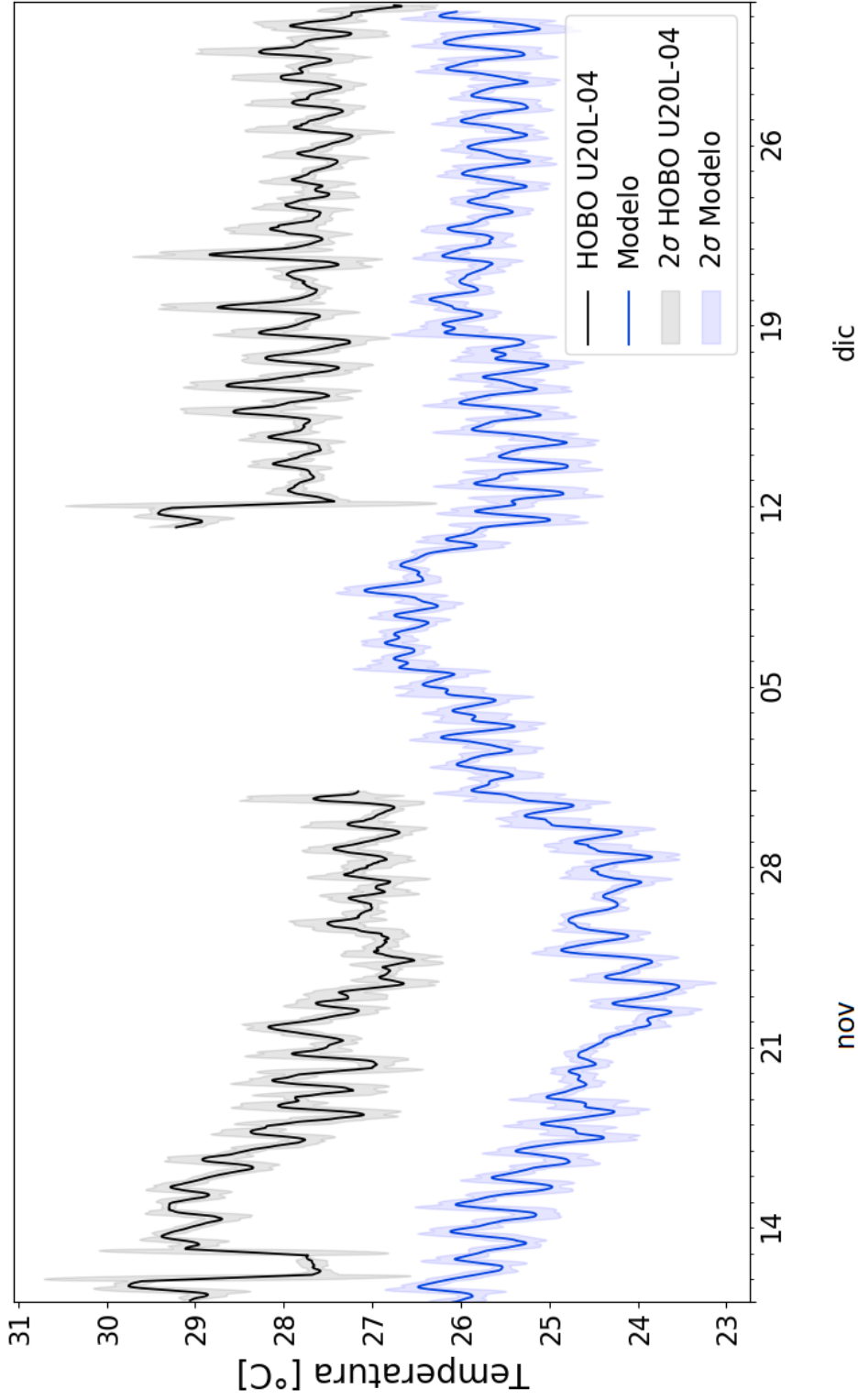


Figura 4.14: Temperatura simulada (línea azul) y temperatura observada en la estación Marina (línea negra) para los meses de noviembre y diciembre 2016 . Los datos tienen un filtro de medias móviles de 6 horas y la zona sombreada es  $2\sigma$  la desviación estándar.

#### 4. RESULTADOS

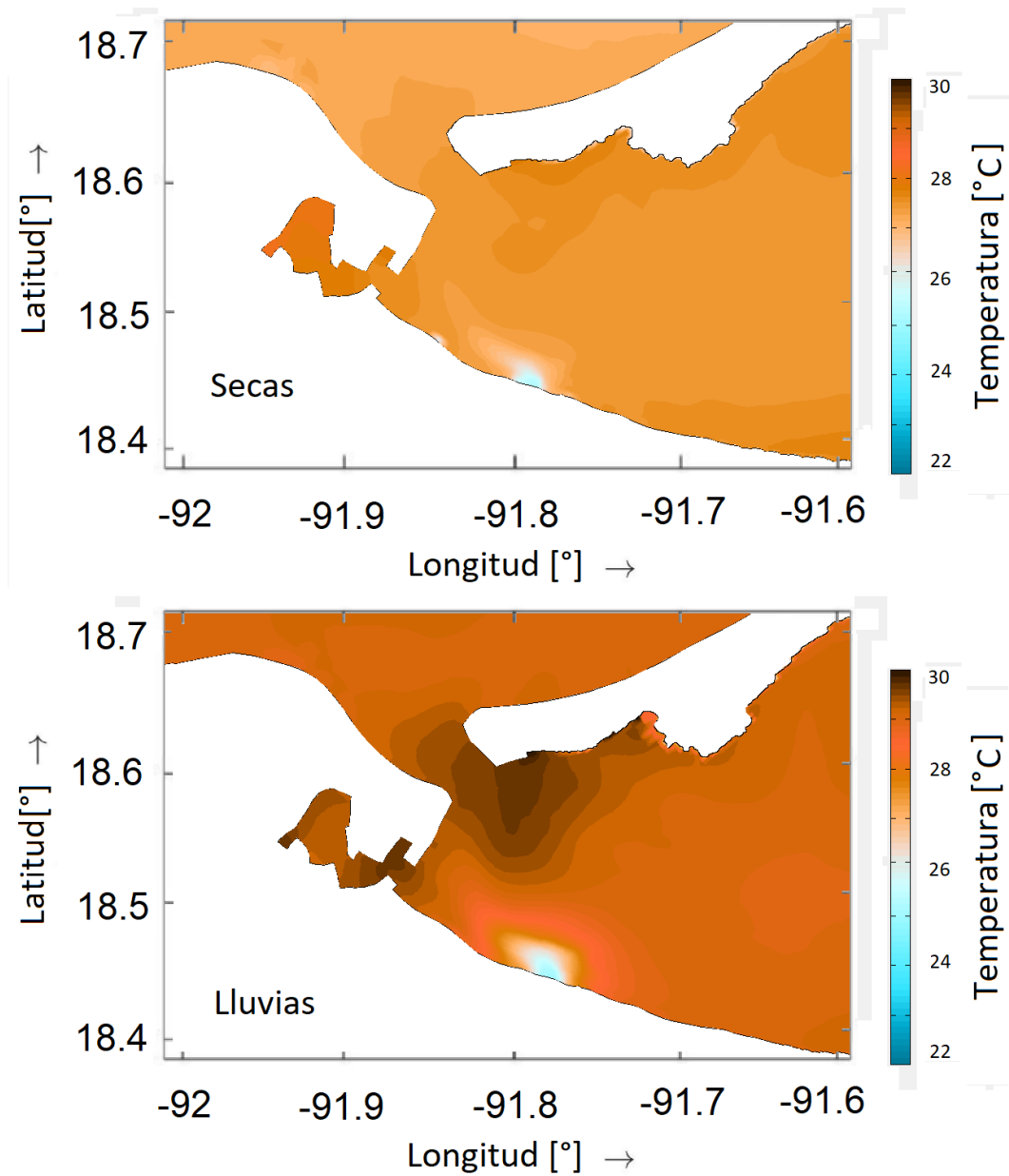
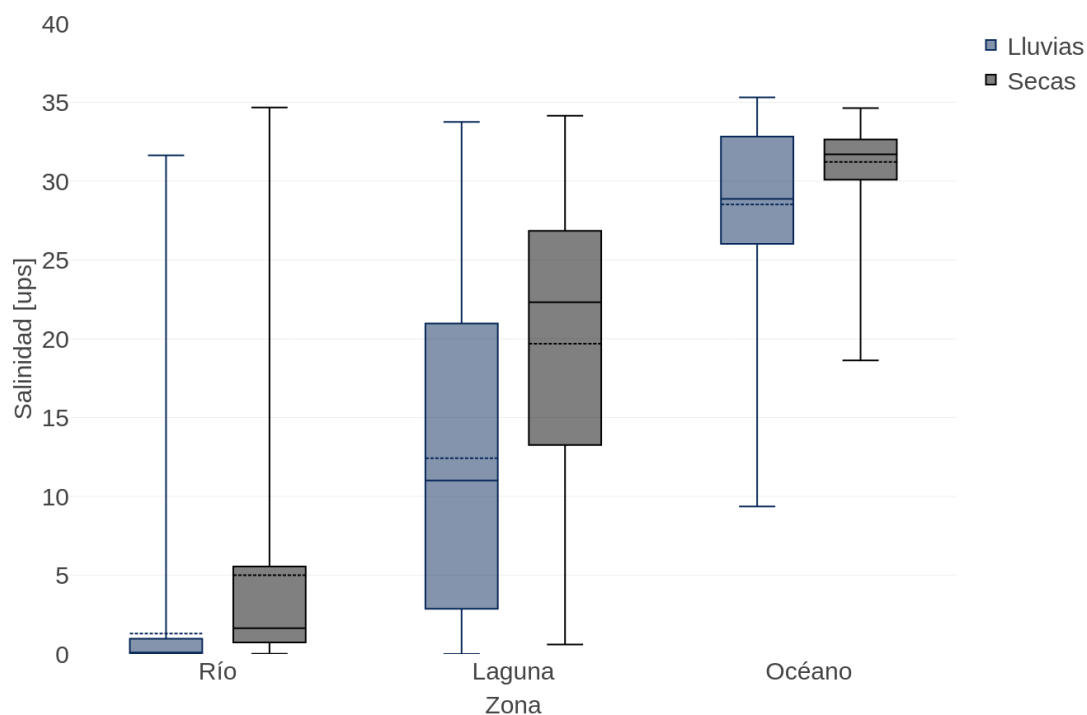


Figura 4.15: Temperatura superficial promedio simulada, temporada de secas y lluvias.

pectivamente. El coeficiente de correlación de Pearson para la salinidad modelada fue de 0.20 ( $p < 0.05$ ) en el mes de noviembre y de 0.60 ( $p < 0.05$ ) en diciembre (Figura 4.17).



**Figura 4.16:** Gráfica de caja y bigotes para la salinidad simulada.

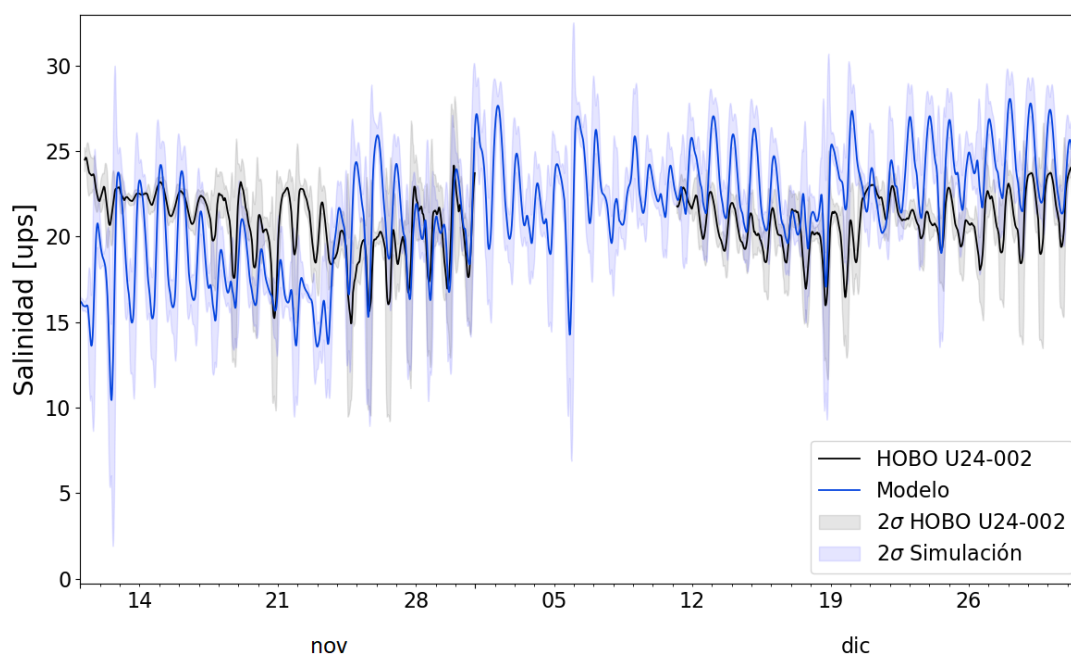
Por último, se elaboraron mapas de salinidad superficial promedio con los resultados del modelo térmico (Figura 4.18). Se observa que la zona de influencia del Palizada es mayor en temporada de lluvias que en temporada de secas.



## 4. RESULTADOS

**Tabla 4.10:** Salinidad simulada según la temporada climática y la zona de muestreo.

Salinidad [ups]	Río	Laguna	Océano	
<i>media</i>	$1.29 \pm 3.39$	$12.42 \pm 9.81$	$28.52 \pm 4.49$	Lluvias
<i>máximo</i>	31.63	33.76	35.31	
<i>mínimo</i>	0.00	0.00	9.36	
<i>media</i>	$5.00 \pm 7.24$	$19.69 \pm 8.87$	$31.22 \pm 1.86$	Secas
<i>máximo</i>	34.67	34.14	34.64	
<i>mínimo</i>	0.01	0.60	18.63	



**Figura 4.17:** Salinidad simulada (línea negra) y salinidad observada (línea azul) en la estación Marina para los meses de noviembre y diciembre 2016. Los datos presentan un filtro de medias móviles de 6 horas y la zona sombreada es  $2\sigma$  la desviación estándar.

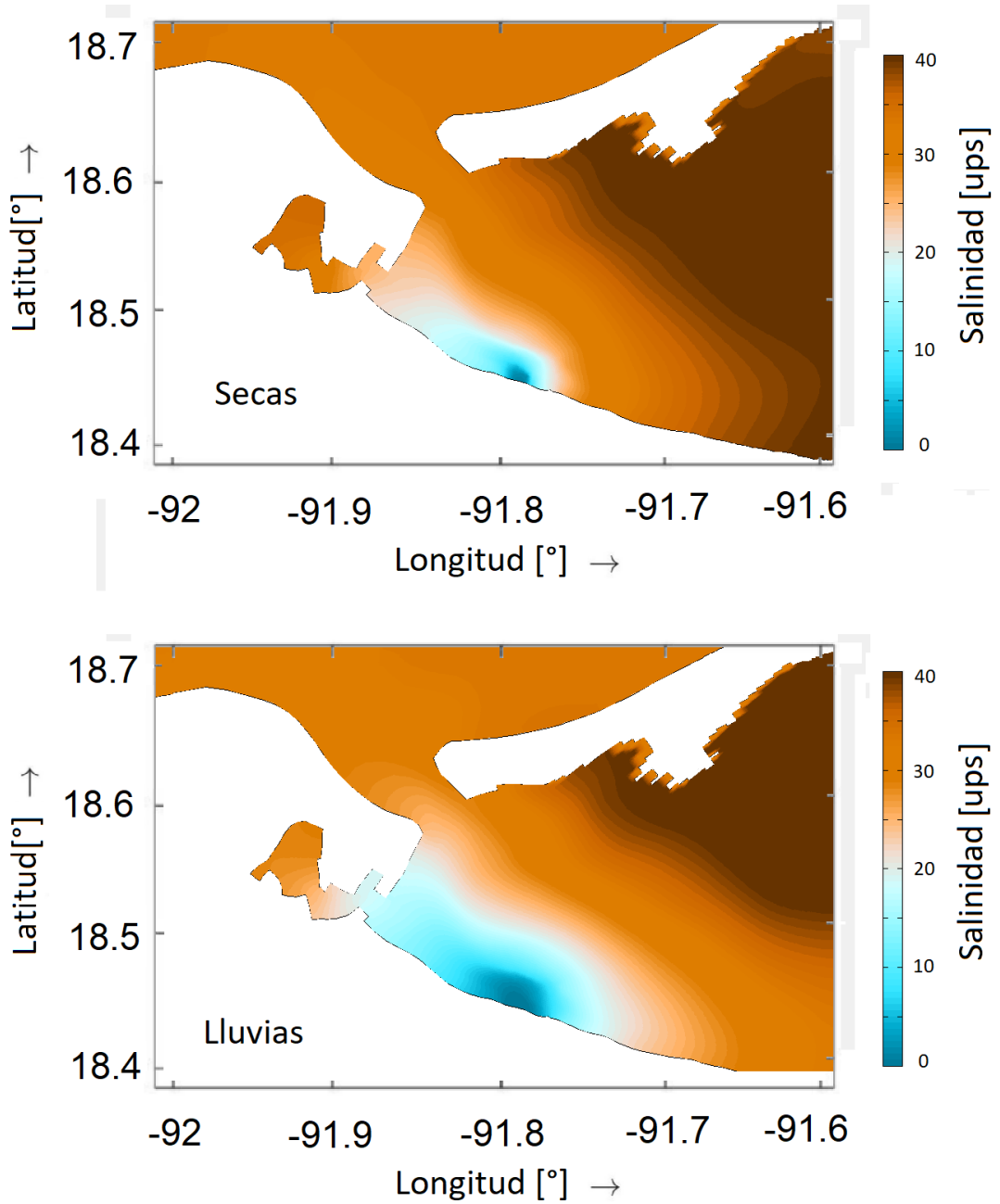


Figura 4.18: Salinidad superficial promedio simulada, temporada de secas y lluvias.

### 4.3. Modelo de oxígeno disuelto

En esta última sección de resultados se presentan las simulaciones del modelo de aireación descrito en la sección 3.3. La presente se divide en 3 apartados; en el primero se detalla la estadística descriptiva del OD simulado. En el segundo apartado se presenta la variación del OD bajo diversos escenarios. En el último apartado se presentan mapas promedio de superficie y fondo de OD en la zona de interés.

#### 4.3.1. Estadística descriptiva

Con el objetivo de analizar el OD simulado de forma similar a los datos de campo (sección 4.1), se utilizaron únicamente las celdas de la malla de cálculo correspondientes a los puntos de muestreo descritos en la sección 3.1 (Figura 4.12). Tomando en cuenta lo anterior, los datos del modelo de aireación se agruparon según: 1) la zona de muestreo (río, laguna u océano), y 2) la temporada climática (lluvias o secas) en la que fueron modelados (Figura 4.19).

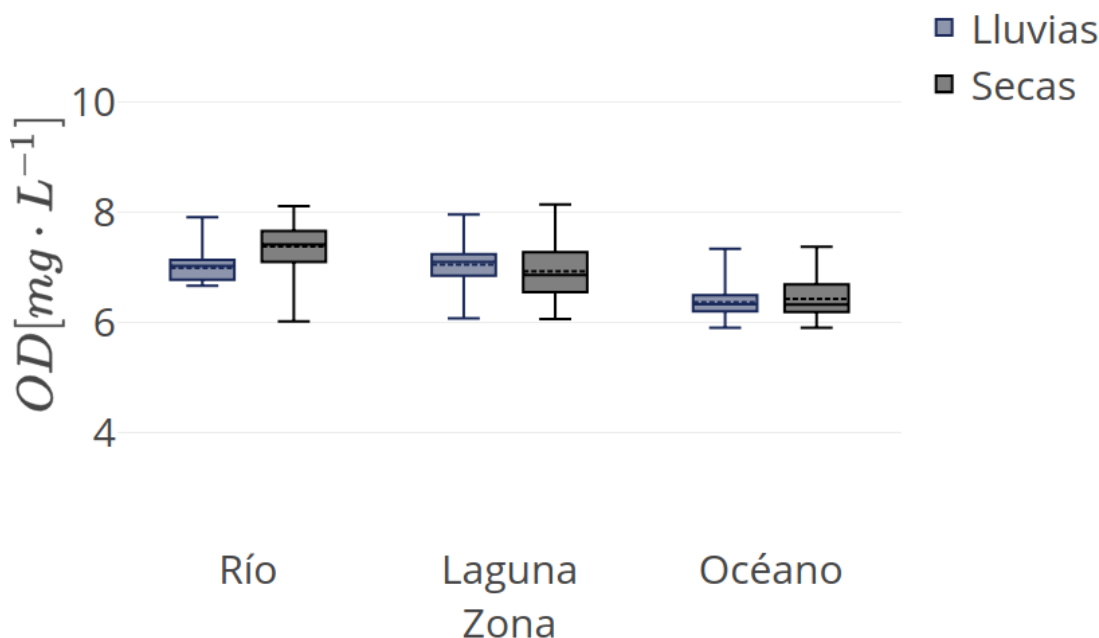


Figura 4.19: Gráfica de caja y bigotes para el OD modelado.

El OD modelado presenta en temporada de lluvias valores medios de  $\sim 6.8 mg L^{-1}$ , valores cercanos a los datos de OD obtenidos en campo (Tabla 4.11).

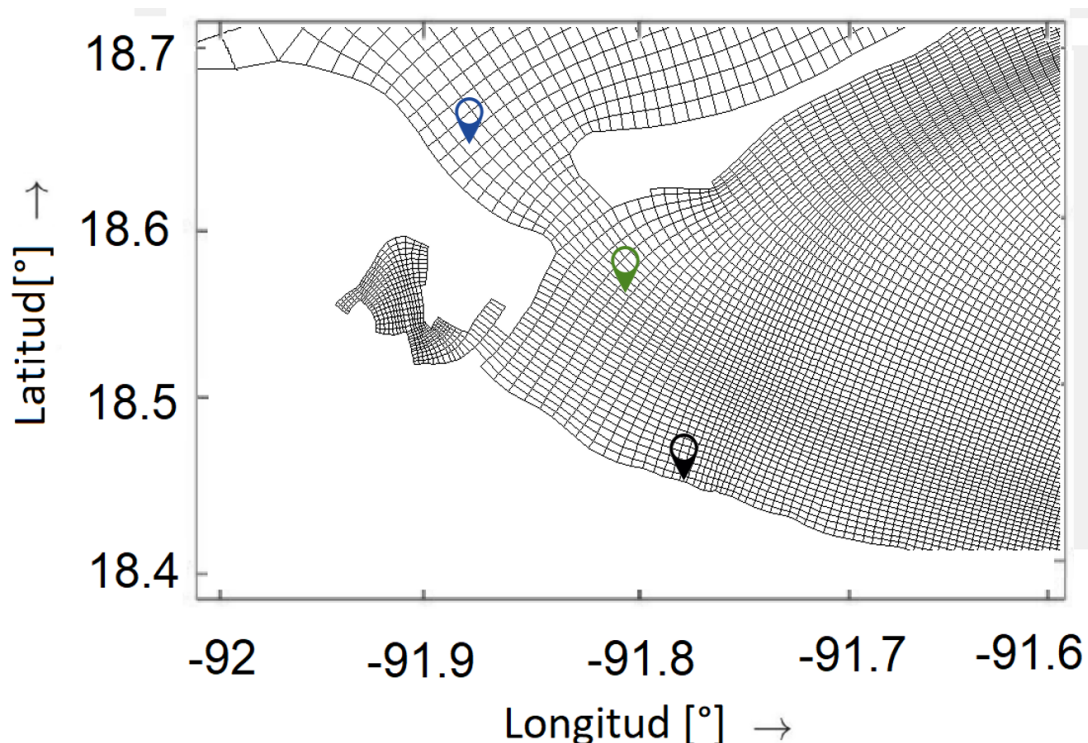
Con respecto a la temporada de secas, el OD modelado presenta valores medios de  $\sim 6.9 \text{ mg L}^{-1}$ . Tanto la variabilidad como los eventos máximos de OD se presentan en la temporada de secas (Figura 4.19), encontrándose el máximo ( $8.14 \text{ mg L}^{-1}$ ) registrado en la zona lagunar. El valor mínimo ( $5.90 \text{ mg L}^{-1}$ ), por el contrario, se observó en la zona océano en temporada de lluvias.

**Tabla 4.11:** OD simulado y observado en campo según la temporada climática y la zona de muestreo.

	$OD_{campo}[\text{mg L}^{-1}]$			$OD_{modelo}[\text{mg L}^{-1}]$		
	<i>Río</i>	<i>Laguna</i>	<i>Océano</i>	<i>Río</i>	<i>Laguna</i>	<i>Océano</i>
<i>Lluvias</i>						
<i>media</i>	6.48	6.75	6.61	6.99	7.05	6.37
	$\pm 1.03$	$\pm 1.09$	$\pm 1.61$	$\pm 0.20$	$\pm 0.35$	$\pm 0.23$
<i>max.</i>	8.47	8.61	8.60	7.92	7.96	7.33
<i>min.</i>	4.12	4.90	1.82	6.67	6.07	5.90
<i>Secas</i>						
<i>media</i>	7.22	7.87	7.82	7.38	6.93	6.43
	$\pm 1.88$	$\pm 2.17$	$\pm 2.33$	$\pm 0.36$	$\pm 0.46$	$\pm 0.31$
<i>max.</i>	11.60	13.18	13.02	8.11	8.14	7.37
<i>min.</i>	2.90	5.83	5.74	6.02	6.06	5.91

### 4.3.2. Variabilidad

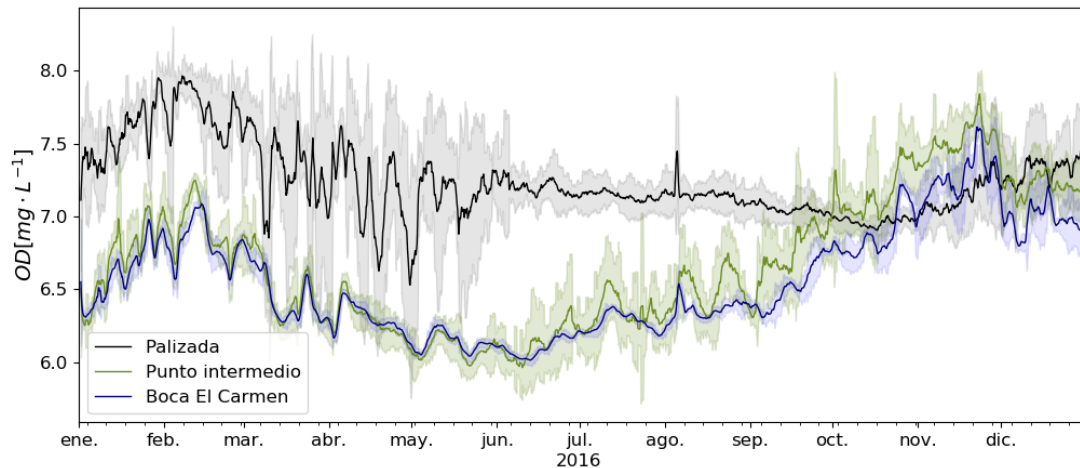
Con el objetivo de analizar las diferencias existentes de OD, se presenta la variación de dicha variable en tres puntos: exterior de la Boca El Carmen (BEC), en la descarga del Palizada, y un punto intermedio entre ambos (Figura 4.20). Se presenta también la variación anual de la temperatura y salinidad, variables fundamentales en la determinación del OD. Por último, se muestra el comportamiento del oxígeno bajo el escenario de viento intenso.



**Figura 4.20:** Celdas analizadas, modelo de aireación. Celdas correspondientes a la descarga del Palizada (negro), punto intermedio (verde), y la Boca El Carmen (azul).

De manera general, se observa que el OD se comporta de forma similar en los puntos intermedio y BEC, sin embargo, el punto intermedio presenta mayor variación que el punto BEC (Figura 4.21). Por otra parte, la variabilidad anual del OD indica que los valores mínimos se presentan en los meses de abril-mayo para Palizada, y en los meses de mayo-junio para el punto intermedio y BEC. En lo que respecta a los valores máximos, estos se presentan en los meses de enero-febrero para la descarga del Palizada, y en el mes de noviembre para el punto

intermedio y BEC.



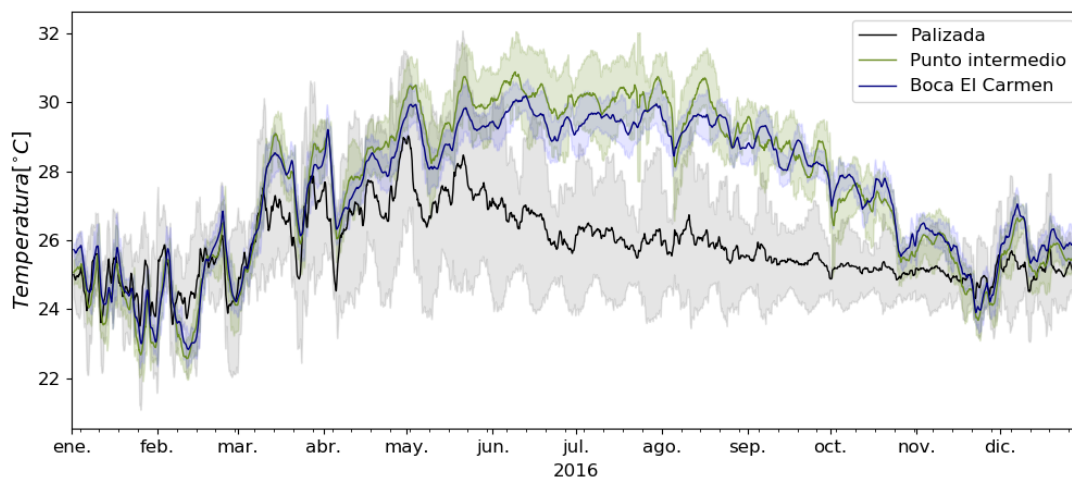
**Figura 4.21: Variabilidad anual del OD simulado, Boca El Carmen, Palizada, y punto intermedio.**

Por otra parte, se observa que los mínimos de la temperatura simulada ocurren en los meses de enero-febrero para los tres puntos analizados. En cambio, los máximos de temperatura se presentan en los meses de abril-mayo para Palizada y en mayo-junio para los puntos intermedio y BEC (Figura 4.22). En cuanto a la salinidad, esta presenta valores mínimos en octubre-noviembre para todos los puntos, mientras que los valores máximos ocurren en marzo-abril para Palizada y en enero para los puntos intermedio y BEC (Figura 4.23).

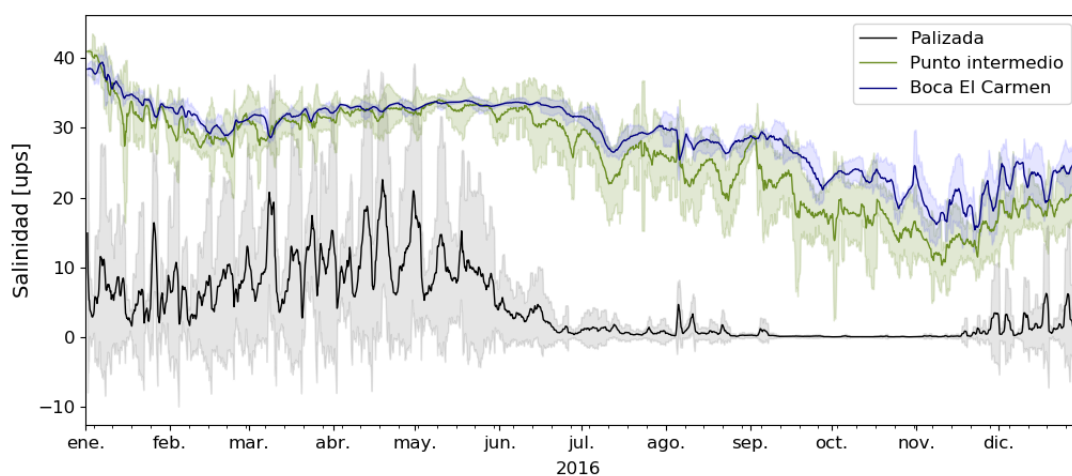
En la Tabla (4.12) se muestra un resumen de los máximos y mínimos de OD, temperatura, y salinidad. Se detalla en que meses ocurren los periodos de disminución/aumento de oxígeno ligados al aumento/disminución de temperatura y salinidad ya que las últimas variables son fundamentales en la determinación del OD. Se observa que los mínimos de oxígeno ocurren en conjunto con los máximos de temperatura en los tres puntos analizados. En cambio, se observa que los máximos de OD coinciden con el mínimo de temperatura únicamente en el punto Palizada; en los puntos intermedio y BEC los máximos de OD coinciden con los mínimos de salinidad.

Con respecto a la variación del oxígeno en condiciones de viento intenso, se muestra el comportamiento de dicha variable en la fecha 4 al 9 de agosto, días donde el viento elevó la columna de agua siete veces el valor medio (ver sección 4.2). Debido a que este evento ocurre después de un periodo de calma prolongado, se observó con mayor claridad cómo las condiciones de viento modifican al oxígeno (Figura 4.24). En el punto Palizada se observa que los valores de OD se elevan

## 4. RESULTADOS



**Figura 4.22:** Variabilidad anual de la temperatura simulada, Boca El Carmen, Palizada, y punto intermedio.



**Figura 4.23:** Variabilidad anual de la salinidad simulada, Boca El Carmen, Palizada, y punto intermedio.

de  $7.15 \text{ mg L}^{-1}$  previos al evento, a un máximo de  $7.45 \text{ mg L}^{-1}$ . La duración del evento en este punto fue de 42 horas. Por otra parte, en el punto intermedio no se observa una influencia clara del viento sobre el OD. Finalmente, en el punto Boca El Carmen se observa un incremento de  $6.3 \text{ mg L}^{-1}$  a  $6.5 \text{ mg L}^{-1}$ , evento que duró 72 horas.

Tabla 4.12: Periodos de máximos y mínimos simulados de OD, temperatura y salinidad.

<i>Puntos de análisis</i>	$OD_{min.}$	$Temp_{max.}$	$Sal_{max.}$
<i>Palizada</i>	abr-may	abr-may	mar-abr
<i>Intermedio</i>	may-jun	may-jun	ene
<i>BEC</i>	may-jun	may-jun	ene
	$OD_{max.}$	$Temp_{min.}$	$Sal_{min.}$
<i>Palizada</i>	ene-feb	ene-feb	oct-nov
<i>Intermedio</i>	nov	ene-feb	oct-nov
<i>BEC</i>	nov	ene-feb	oct-nov

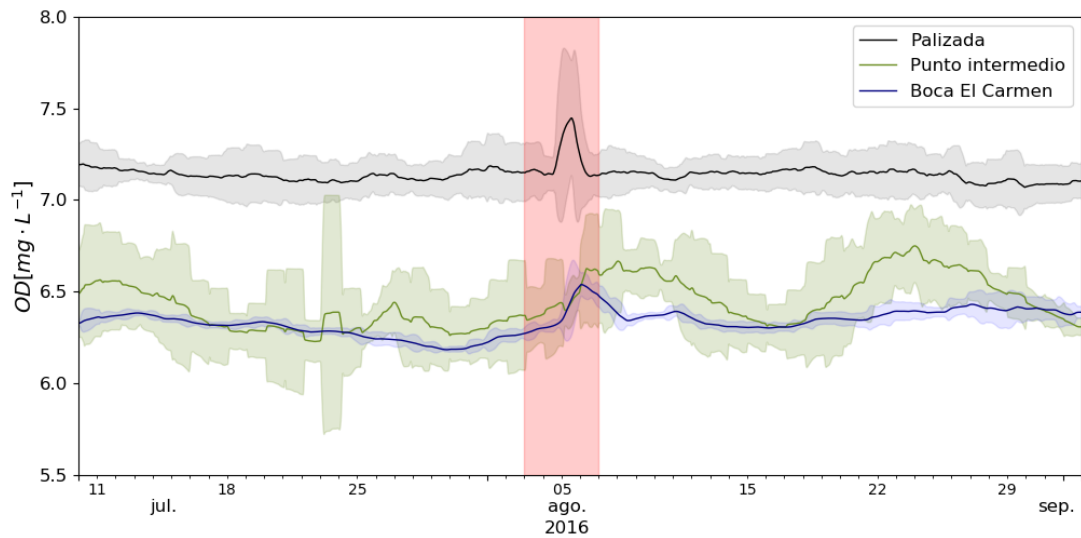


Figura 4.24: Variabilidad de OD en condiciones de viento. En rojo, el evento 5/agosto.



### 4.3.3. Oxígeno disuelto en superficie y fondo

Con los resultados del modelo de aireación, se generaron mapas de saturación del OD en superficie y fondo. Se observa en general que el oxígeno superficial se encuentra cercano al 100 % de saturación tanto en temporada de secas como en lluvias (Figura 4.25). Sin embargo, se observa que en la desembocadura del Palizada la saturación de  $O_2$  promedio en superficie se encuentra alrededor del 85 %.

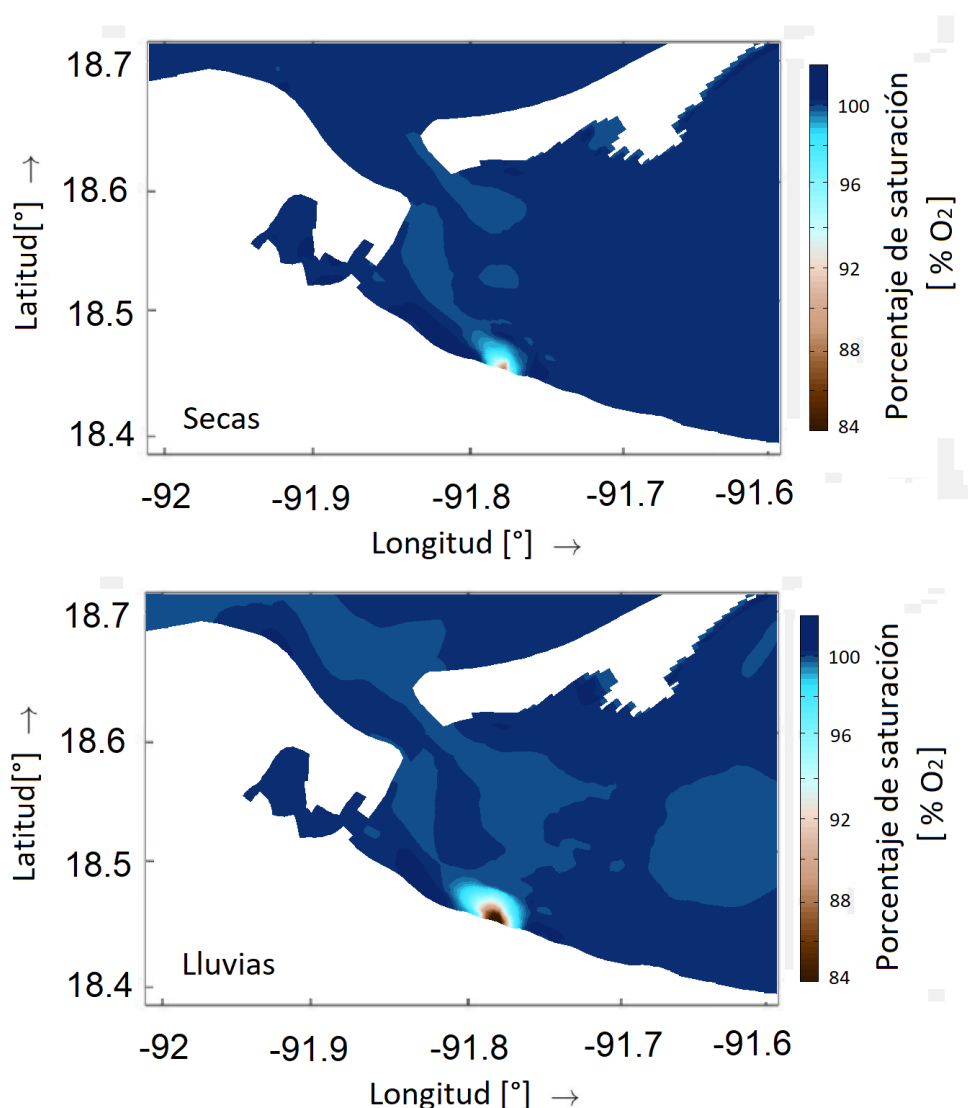


Figura 4.25: OD superficial promedio, temporada de secas y lluvias.

En temporada de secas, se observa que la zona de influencia del Palizada llega a la zona interior de la Boca El Carmen. Por otra parte, en temporada de lluvias la zona de influencia se expande y se extiende más allá de la Boca El Carmen, llegando a la zona oceánica.

En cuanto al OD de fondo, se observa en ambas temporadas una saturación ligeramente mayor al 100 % (Figura 4.26).

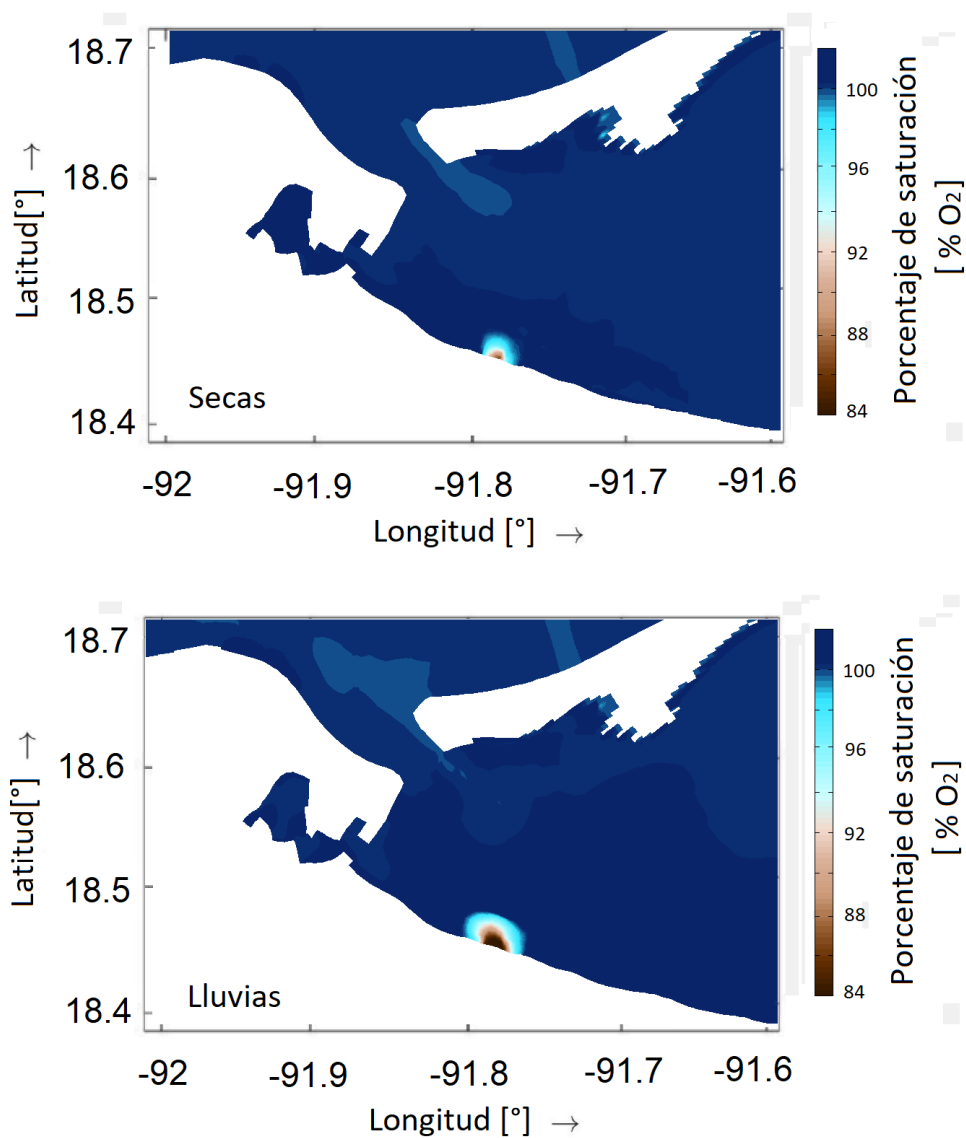


Figura 4.26: OD promedio en fondo, temporada de secas y lluvias.

#### 4. RESULTADOS

---

Sin embargo, se observa que en la desembocadura del Palizada la saturación de  $O_2$  promedio en el fondo se encuentra alrededor del 85%. En temporada de lluvias se observa una mayor influencia de la descarga del Palizada. Por otra parte, se observa que los valores de OD de fondo son similares a los superficiales en ambas temporadas.

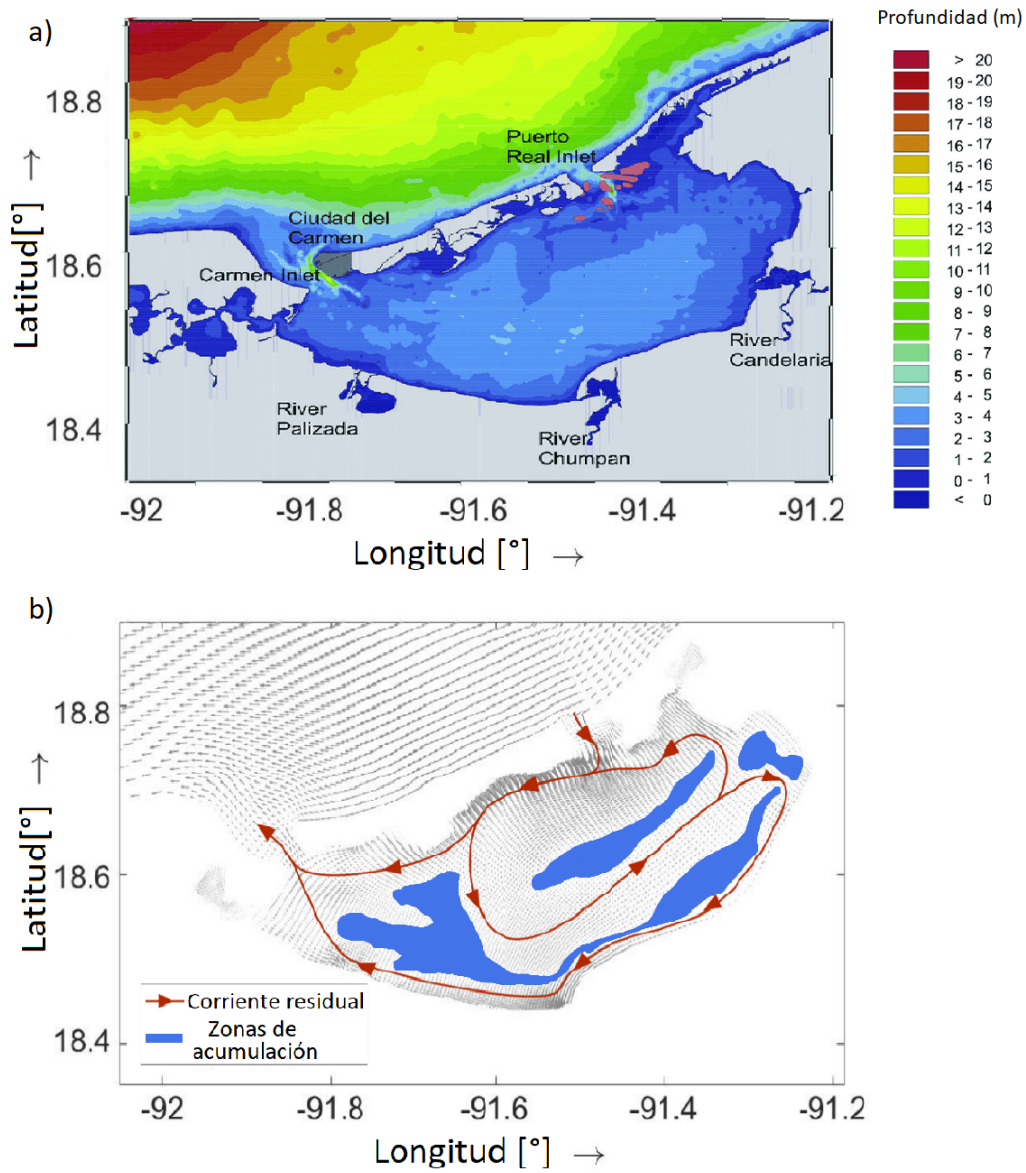
En este capítulo se discuten las interrogantes que motivaron al presente proyecto con base en los resultados generados. En la sección 5.1 se aborda la pregunta, ¿cómo los vientos y las mareas influyen en la circulación de LT? En la segunda sección (5.2) se discute la temperatura y salinidad del sistema lagunar y cómo la descarga del río Palizada-SGU influye dichas variables. En la última sección (5.3) se aborda la pregunta ¿cómo es la aireación en LT?, se discute el papel de los diferentes factores sobre este proceso y las implicaciones ambientales del presente trabajo.

## 5.1. Viento y marea en la circulación de Laguna de Términos

Se modeló la circulación de LT tomando en cuenta la influencia de la marea astronómica, las condiciones meteorológicas, y la descarga del río Palizada. Al realizar el promedio de las velocidades en superficie, se observa que la circulación residual de LT es hacia el suroeste, con un flujo neto entrante por la BPR y un flujo saliente por la BEC (Figura 5.1b). Lo anterior coincide con lo previamente descrito para la LT ([Mancilla-Peraza and Vargas-Flores, 1980](#); [Jensen et al., 1989](#); [David and Kjerfve, 1998](#)). Sin embargo, [Contreras Ruiz Esparza et al. \(2014\)](#) reportan una circulación suroeste únicamente en la porción norte de LT y no en la mayor parte de la cuenca como se encontró en el presente estudio. Esta diferencia se debe a que en [Contreras Ruiz Esparza et al. \(2014\)](#) se utilizan solamente forzamientos de marea para modelar la hidrodinámica de LT.

Los resultados del presente proyecto indican que la circulación residual de LT está dominada por un giro ciclónico. Esto coincide con lo reportado por [Contreras Ruiz Esparza et al. \(2014\)](#). Sin embargo, las características del giro en dicho trabajo difieren de las obtenidas en el presente estudio en la ubicación de las

## 5. DISCUSIÓN



**Figura 5.1:** a) Batimetría adaptada de [Grenz et al. \(2017\)](#). b) Campo vectorial de velocidad promedio (vectores en gris) obtenido con el Delft3D-FLOW, corriente residual (en rojo) y zonas de baja velocidad (en azul).

zonas de baja velocidad de corriente. Por una parte, en [Contreras Ruiz Esparza et al. \(2014\)](#) se reporta que la circulación por marea genera en el centro lagunar una zona de baja velocidad de corriente, misma que se asocia a una zona de acumulación de sedimentos. Lo anterior no se observa en la batimetría del lugar (Figura 5.1), lo que sugiere que un factor adicional a la marea es necesario para explicar la circulación interior de LT ([Contreras Ruiz Esparza et al., 2014](#)).

El modelo hidrodinámico implementado en la presente tesis — forzado por marea y por condiciones meteorológicas— indica que las velocidades promedio en la porción superior noreste y en los bordes de la zona centro son menores que en el resto de LT (Figura 5.1). Esto pudiera explicar el patrón de sedimentación que se observa en la batimetría del área (Figura 5.1), donde la zona central muestra una mayor profundidad ( $\sim 4m$ ) que la porción superior noreste y bordes lagunares ( $\sim 2m$ ). Esta similitud entre el patrón de sedimentación natural y las zonas de baja velocidad obtenidas con el modelo hidrodinámico sugiere que tanto la marea como el viento son necesarios para reproducir la circulación interior de LT.

## Alternancia de factores

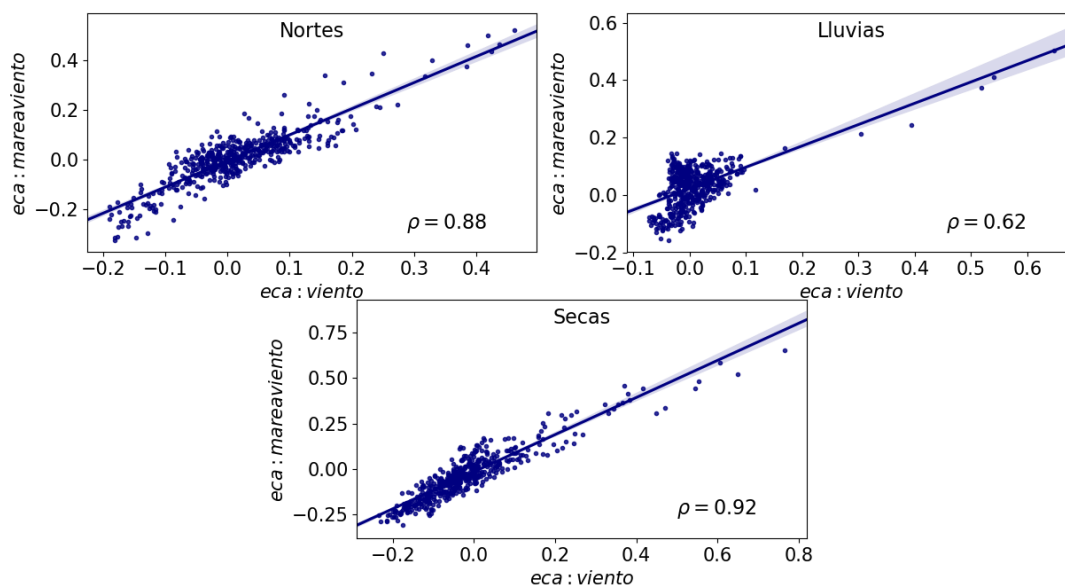
Si bien se ha reportado que en las bocas lagunares de LT la marea domina la circulación ([Contreras Ruiz Esparza et al., 2014](#)), las simulaciones del presente estudio parecen indicar que en el trayecto *Palizada-BEC* existe una codominancia del viento y la marea en la hidrodinámica del sistema. Esto se evidencia al observar el comportamiento de la variable elevación de la columna de agua (ECA) en los experimentos numéricos *marea*, *viento*, y *mareaviento* (descritos en la sección 4.2.2) donde la circulación de LT se forzó sólo con marea, sólo con viento, y con ambos factores, respectivamente.

Al ajustar una regresión lineal entre la ECA de las series normalizadas *mareaviento-viento*, y *mareaviento-marea* (Figuras 5.2 y 5.3) se pueden deducir dos supuestos: 1) que el viento es dominante en la circulación en periodos de viento intenso y 2) que la marea domina en periodos de calma. Con respecto al primer supuesto, la alta correlación entre los experimentos *viento - mareaviento* en nortes y secas sugiere que el viento es dominante en estas temporadas (Figura 5.2). Por otra parte, la alta correlación entre los experimentos *marea - mareaviento* en temporada de lluvias indica que la marea es el factor dominante en dicho periodo (Figura 5.3).

La alternancia de los factores viento y marea en la circulación de LT entre las distintas temporadas del año es reportada en investigaciones previas. Ejemplo de ello son las investigaciones de [Graham et al. \(1981\)](#); [Kjerfve et al. \(1988\)](#), donde se concluye que durante condiciones de viento débil, la circulación de LT podría estar fuertemente dominada por las mareas.

## 5. DISCUSIÓN

---

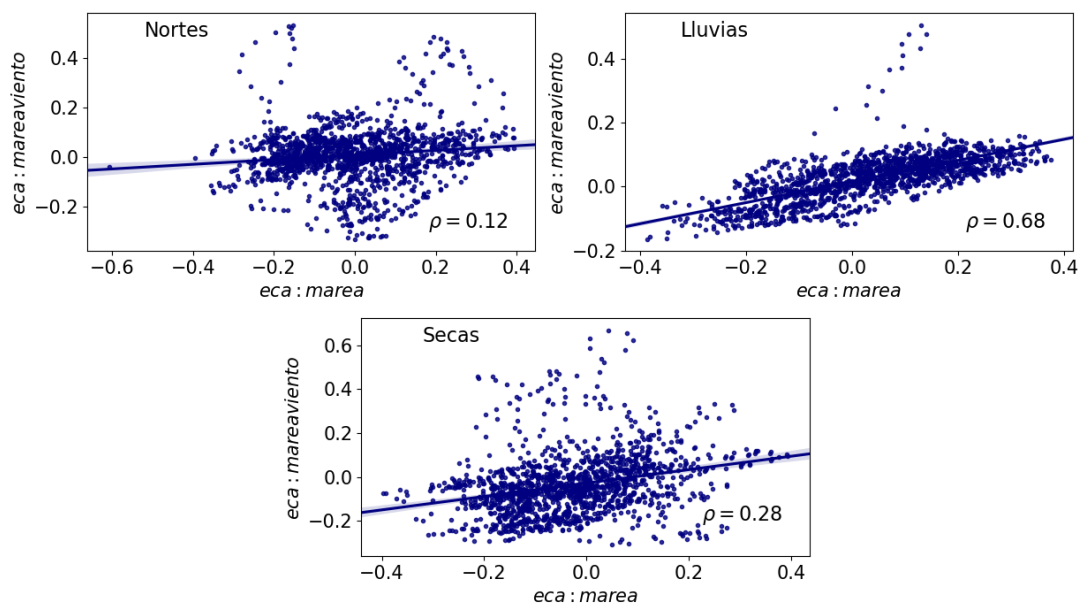


**Figura 5.2:** Correlación entre la elevación de la columna de agua de los experimentos *viento* y *mareaviento*, series normalizadas. Se observa una mayor correlación en nortes y secas.

### 5.2. Temperatura, salinidad e influencia del Grijalva-Usumacinta

El presente estudio incluye la medición en campo y modelación de la temperatura y salinidad en LT, variables fundamentales en la determinación del OD en un cuerpo de agua. En esta sección se discuten los resultados de dichas variables junto con la influencia que el río Palizada-SGU ejerce sobre ellas.

En las campañas de campo la temperatura mostró valores en el intervalo  $23.80 - 34.40^{\circ}C$ , mientras que el modelo presentó valores de  $21.08$  a  $34.52^{\circ}C$ . Estos resultados son similares a los intervalos reportados de temperatura, tanto acuática (Magallanes-Ordóñez et al., 2014) como atmosférica (Guerra-Santos and Kahl, 2018) en el área de estudio. Por otra parte, los resultados del análisis de varianza indican que la temperatura de campo no muestra diferencias significativas ( $p > 0.05$ ) entre zonas ni entre temporadas. Ya que la temperatura atmosférica en la zona tampoco muestra variaciones espaciales ni estacionales fuertes (Guerra-Santos and Kahl, 2018), lo anterior sugiere que la temperatura



**Figura 5.3:** Correlación entre la elevación de la columna de agua de los experimentos *marea* y *mareaviento*, series normalizadas. Se observa una mayor correlación en lluvias.

del agua es determinada principalmente por la temperatura atmosférica en LT. Este fenómeno ha sido ampliamente registrado en diversos sistemas someros a nivel global (Cho and Lee, 2011; Benyahya et al., 2007).

En cuanto a la salinidad, esta mostró fuertes gradientes espaciales tanto en campo (0.20 – 38.15 *ups*), como en las simulaciones (0.00 a 35.31 *ups*). Ambos intervalos son ligeramente más amplios que el reportado (3–37 *ups*) en Archundia et al. (2016), e indican que existe una fuerte alternancia entre aportes de agua oceánica y epicontinental en el área de estudio. Alrededor de la BEC se midieron y modelaron salinidades cercanas a las del Golfo de México (Thacker, 2007; Grenz et al., 2017), mientras que en las zonas cercanas al río Palizada se obtuvieron menores salinidades. Esto indica que las intrusiones de agua oceánica causadas por la marea se mezclan rápidamente con las aguas del río Palizada al entrar por la BEC; lo anterior concuerda con los patrones hidrodinámicos reportados con anterioridad para el área (Graham et al., 1981; David and Kjerfve, 1998; Contreras Ruiz Esparza et al., 2014; Archundia et al., 2016).

Según sus características físicas, la LT se puede dividir en zonas distintas. En la década de los 80's Yáñez-Arancibia and Day Jr (1982) evaluaron las condiciones ambientales y zonificaron LT, mientras que Ramos-Miranda et al. (2005) lo



## 5. DISCUSIÓN

hicieron en la década de los 90's. El área estudiada en el presente corresponde en dichos trabajos a: la zona de influencia fluvial (zona contigua a la descarga del río Palizada-SGU), y la zona de influencia mixta fluvio-oceánica (zona circundante a la BEC). En Ramos-Miranda et al. (2005) la zona de influencia fluvial presentó temperaturas y salinidades promedio de  $28.57 \pm 0.47^\circ C$  y  $16.92 \pm 8.58$  ups respectivamente, mientras que la zona de influencia mixta presentó valores promedio de temperatura de  $27.24 \pm 0.27^\circ C$  y de salinidad de  $26.30 \pm 2.87$  ups. Estos valores son mayores que los obtenidos anteriormente por Yáñez-Arancibia and Day Jr (1982), por lo que se especuló un incremento a largo plazo tanto de temperatura como de salinidad, cambio que se reflejó en la comunidad de peces en LT (Ramos-Miranda et al., 2005). Los resultados obtenidos en el presente estudio parecen coincidir con Ramos-Miranda et al. (2005), (Tabla 5.1).

**Tabla 5.1:** Comparación de la temperatura y salinidad reportada en Ramos-Miranda et al. (2005) y las observadas en el presente trabajo para las zonas de influencia fluvial y zona de influencia mixta.

	Zona de influencia fluvial		Zona de influencia mixta	
	Temp.[ $^\circ C$ ]	Sal.[ups]	Temp.[ $^\circ C$ ]	Sal.[ups]
Según Ramos-Miranda et al. (2005)				
<i>media</i>	28.57	16.92	27.24	26.30
	$\pm 0.47$	$\pm 8.58$	$\pm 0.27$	$\pm 2.87$
Resultados obtenidos en campo				
<i>media</i>	28.74	20.05	28.87	30.11
	$\pm 1.76$	$\pm 8.52$	$\pm 2.12$	$\pm 4.12$

Sin embargo, estudios posteriores que contemplan la variabilidad climática a largo plazo en el área (Archundia et al., 2016) señalan que las diferencias observadas entre los trabajos mencionados se pueden atribuir a la variabilidad natural del fenómeno El Niño-Oscilación del Sur (ENOS). Este es un fenómeno oceánico-

atmosférico de escala global que se asocia con la variabilidad climática a escala interanual e interdecadal (Chu, 2004; Clarke, 2014). Dicho fenómeno tiene una fase caliente (anomalías positivas en la temperatura superficial del mar) y una fase fría (anomalías negativas), denominadas El Niño y La Niña respectivamente. En el estudio de Yáñez-Arancibia and Day Jr (1982) el fenómeno ENSO se encontraba en condiciones neutras, mientras que en Ramos-Miranda et al. (2005) se presentó uno de los mayores eventos El Niño en el registro histórico (evento 1997-1999, Hansen et al., 2006; Paek et al., 2017). Cabe subrayar que el estudio actual se desarrolla también en uno de los eventos El Niño mas fuertes registrados (Paek et al., 2017), hecho que podría explicar las altas temperaturas y salinidades observadas con respecto a la década de los 80's y la similitud con los resultados de Ramos-Miranda et al. (2005).

### Temperatura: modelo y sensor

Por otra parte, se observa que la temperatura del modelo térmico, difiere de la registrada por el sensor (Tabla 5.2). Ya que la temperatura del agua depende estrechamente de la temperatura atmosférica (Cho and Lee, 2011; Benyahya et al., 2007), se puede atribuir la diferencia de  $\sim 2.5^{\circ}C$  entre las temperaturas del modelo y del sensor a desfases entre la temperatura atmosférica que forza el modelo (serie WRF), y la que se observa en la estación meteorológica (serie CME). Si bien la temperatura atmosférica modelada por el WRF y la observada en el aeropuerto CME están correlacionadas ( $0.78, p < 0.05$ ), presentan también un desfase de  $1.2^{\circ}C$  a principios del 2016 (enero-marzo), y de  $4.3^{\circ}C$  en todo el año restante (Figura 5.4).

A pesar de las diferencias entre las series WRF y CME, la temperatura del agua simulada en LT está correlacionada con la registrada por el sensor HOBO en el mes de noviembre ( $0.70, p < 0.05$ ) y presenta una variación similar durante todo el periodo de comparación disponible (Tabla 5.2). Esto podría indicar que la variación de la temperatura del agua está correctamente representada, sin embargo, son necesarias series de campo más largas para asegurar lo anterior.

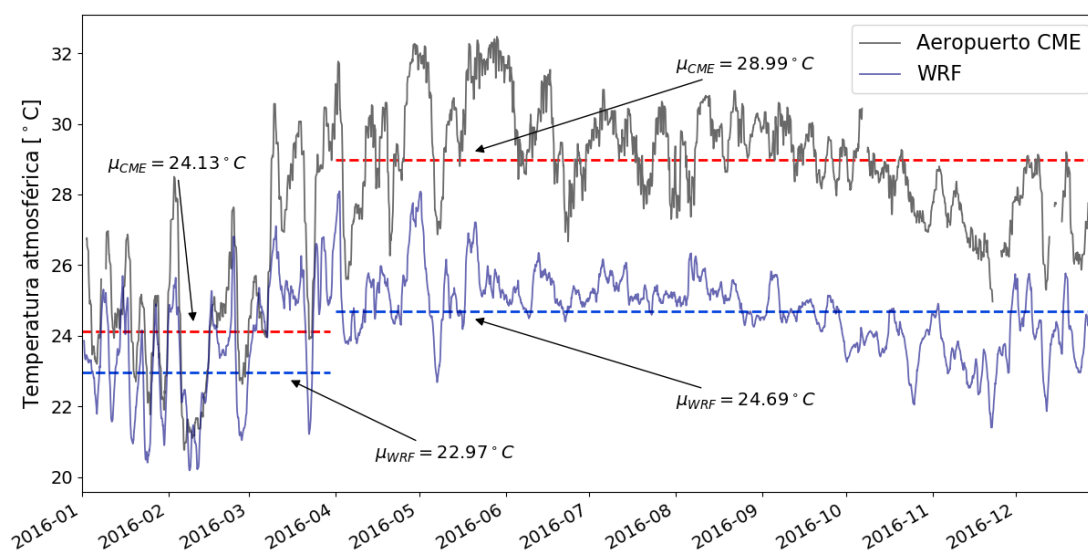
### Salinidad e influencia del SGU

Los resultados del análisis de varianza realizado sobre los grupos *río*, *laguna*, y *océano* y sobre las temporadas *lluvias* y *secas* indican que la temperatura de campo no muestra diferencias significativas ( $p > 0.05$ ) entre zonas ni temporadas. En contraparte, la salinidad de campo muestra diferencias significativas ( $p < 0.05$ ) tanto entre zonas como entre temporadas. Esto indica que sólo la salinidad muestra diferencias espaciales entre las zonas de muestreo y por lo tanto, la influencia del río Palizada-SGU es significativa solamente en la variable salinidad.

## 5. DISCUSIÓN

**Tabla 5.2:** Comparación de la temperatura y salinidad simuladas y observadas para el periodo noviembre-diciembre en la zona lagunar.

	<i>Temperatura</i> [°C]		<i>Salinidad</i> [ups]	
	<i>Sensor</i>	<i>Modelo</i>	<i>Sensor</i>	<i>Modelo</i>
<i>nov – dic</i>				
<i>media</i>	27.93	25.55	20.97	20.60
	±0.77	± 0.72	± 2.17	± 3.67

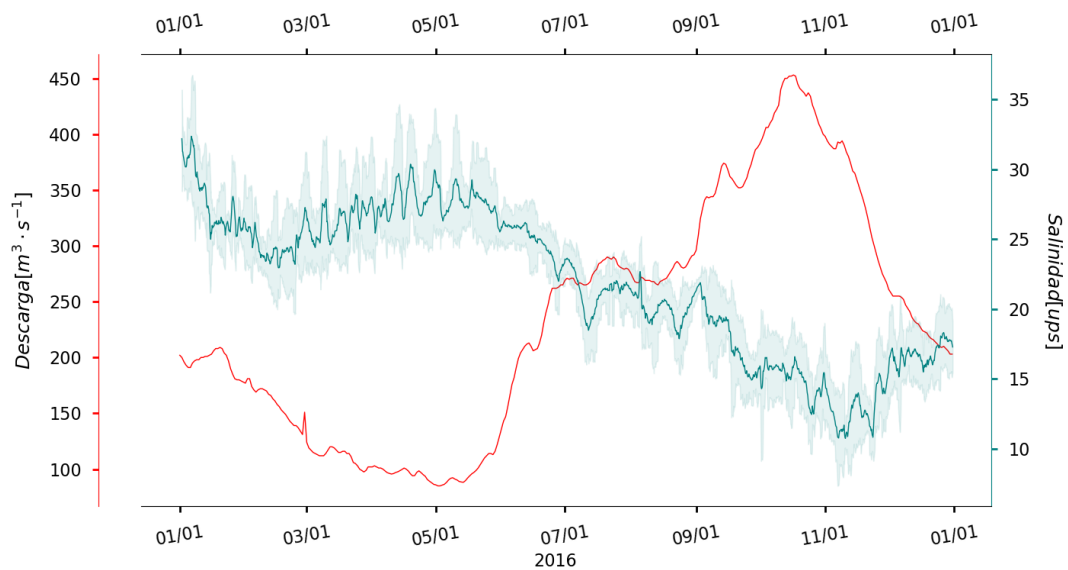


**Figura 5.4:** Temperatura CME y WRF, desfase. Se observa la diferencia entre los promedios de las series CME (línea punteada roja) y WRF (línea punteada azul) para los periodos enero-marzo y abril-diciembre.

Lo anterior también puede apreciarse en la temperatura y salinidad modeladas, donde se observa que el área de influencia del Palizada dentro de LT es mucho menor en los mapas de temperatura ( $< 2km$ ) que en los mapas de salinidad ( $9 - 14km$ ).

La relación entre la descarga del río Palizada y la salinidad en LT ha sido reportada en trabajos anteriores (Grenz et al., 2017; Archundia et al., 2016), e incluso se ha establecido una relación exponencial negativa entre ellas (Archundia et al., 2016). En el presente trabajo se observa que la relación entre la descarga del Palizada y la salinidad modelada en LT (Figuras 5.5 y 5.6) sigue también una exponencial negativa ( $r^2 = 0.74$ ), lo que concuerda con el comportamiento de las mediciones en campo reportadas por Archundia et al. (2016).

Lo anterior evidencia la importancia del río Palizada-SGU para explicar la variabilidad de la salinidad en el sistema. Además, la influencia del río Palizada se extiende sobre otras variables (*e.g.* transparencia, tipo de sedimento) y determina características físicas específicas a cada zona— características fundamentales en el estudio de hábitats y comunidades biológicas en LT (Yáñez-Arancibia and Day Jr, 1982; Ramos-Miranda et al., 2005).

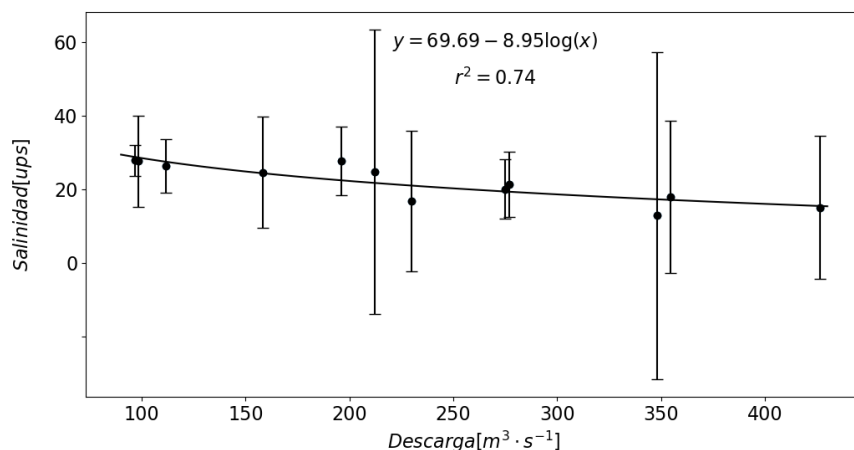


**Figura 5.5: Comportamiento de la descarga del río Palizada y salinidad modelada.** Se observa el comportamiento de la descarga del río Palizada (en rojo) y de la variable salinidad modelada (en verde).

### 5.3. Oxígeno disuelto

El presente estudio incluye la medición en campo de OD y la modelación de la aireación en LT. En esta sección se discuten los resultados obtenidos en dichas actividades haciendo énfasis en los factores físicos que intervienen en la

## 5. DISCUSIÓN



**Figura 5.6: Relación exponencial entre descarga del río Palizada y salinidad modelada.** Se ajustó una regresión exponencial negativa (línea negra), se especifica la ecuación y su coeficiente de determinación  $r^2$ .

dinámica del oxígeno en la zona de estudio. En las diferentes zonas de muestreo el OD mostró valores medios de 6.48 a 7.87  $mg L^{-1}$ , mientras que el modelo presentó medias de 6.37 a 7.38  $mg L^{-1}$  (Tabla 5.3). Estos valores corresponden a un sistema bien oxigenado, característica reportada con anterioridad para LT (concentraciones medias  $> 4.7 mg L^{-1}$ , Medina-Gómez et al., 2015).

Por otra parte, el análisis de varianza realizado sobre los grupos río, laguna, y océano y sobre las temporadas lluvias y secas indican que el oxígeno de campo muestra diferencias significativas únicamente entre temporadas climáticas ( $p < 0.05$ ). Esto ha sido detectado con anterioridad para el área (Poot-Delgado et al., 2018, 2016), y se puede apreciar en los mapas de saturación de OD del modelo, donde la estación de lluvias muestra una saturación menor que la de secas (ver sección 4.3.3).

Ya que la temperatura y la salinidad son los principales factores físicos que determinan el OD en un sistema acuático (García and Gordon, 1992), es de especial interés discutir la posible influencia de estos sobre el oxígeno de campo. Por una parte, se observa en el análisis de varianza que la temperatura no muestra zonificación en el área de estudio ( $p > 0.05$ ). Esta variable tampoco muestra diferencias entre temporadas ( $p = 0.20$ ), afirmación que tiene un intervalo de confianza del 95%. Sin embargo, el  $p$ -value obtenido indica que las diferencias estacionales de temperatura son significativas si se disminuye el intervalo de confianza al 80%. En contraparte, la salinidad de campo muestra diferencias significativas ( $p < 0.05$ ) tanto entre zonas como entre temporadas.

Por lo anterior, es posible especular que las diferencias estacionales en sali-

nidad (significativas al 95 %), y temperatura (significativas al 80 %) son las que causan que el OD muestre variaciones significativas entre las estaciones del año. De forma similar, se sugiere que la no zonación de OD ( $p > 0.05$ ) es debida a que sólo la salinidad mostró diferencias significativas entre las zonas de estudio. Esto podría ser un indicador de que la dinámica del oxígeno tiene una fuerte componente física en LT.

### Oxígeno: modelo y sensor

Con respecto al sensor de oxígeno instalado en la BEC, este registró un valor medio de  $6.45 \pm 0.87 \text{ mg L}^{-1}$  y una alta variabilidad en el periodo 2016-12-19/2016-12-31 (Figura 5.7). Si bien la variabilidad registrada por el sensor no es reproducida por el modelo de aireación, se observa que el valor medio de OD modelado ( $6.96 \pm 0.11 \text{ mg L}^{-1}$ ) es cercano al del sensor (Figura 5.7).

Ya que el modelo de aireación contempla únicamente los procesos físicos del sistema, la diferencia de  $0.5 \text{ mg L}^{-1}$  entre la media del modelo y del sensor podría explicarse a través de factores biogeoquímicos en la zona. De esta manera, la menor concentración de oxígeno en campo sugiere un secuestro biogeoquímico

**Tabla 5.3: Promedios de OD observado en campo y simulado.**

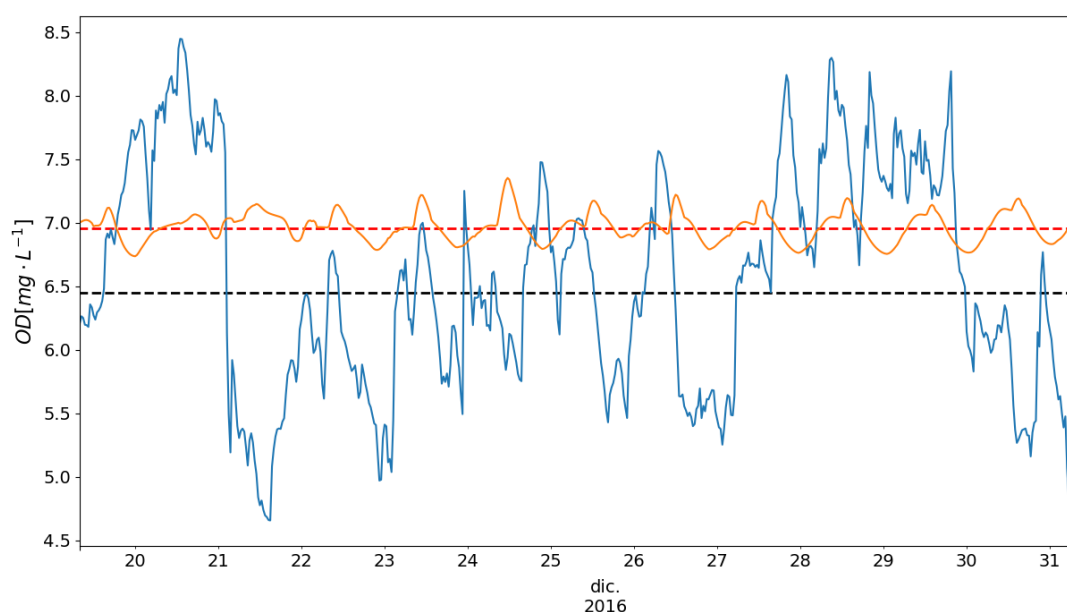
	$OD_{campo}[\text{mg L}^{-1}]$			$OD_{modelo}[\text{mg L}^{-1}]$		
	<i>Río</i>	<i>Laguna</i>	<i>Océano</i>	<i>Río</i>	<i>Laguna</i>	<i>Océano</i>
<i>Lluvias</i>						
<i>media</i>	6.48	6.75	6.61	6.99	7.05	6.37
	$\pm 1.03$	$\pm 1.09$	$\pm 1.61$	$\pm 0.20$	$\pm 0.35$	$\pm 0.23$
<i>Secas</i>						
<i>media</i>	7.22	7.87	7.82	7.38	6.93	6.43
	$\pm 1.88$	$\pm 2.17$	$\pm 2.33$	$\pm 0.36$	$\pm 0.46$	$\pm 0.31$

## 5. DISCUSIÓN

---

de oxígeno en la estación analizada. Con respecto a lo anterior, se ha reportado que alrededor de la BEC existe una menor concentración de clorofila con respecto a la zona de descarga del Palizada (Conan et al., 2017). Con lo anterior se puede especular que, si bien en la zona aledaña al Palizada existe una alta productividad primaria, esta disminuye hacia la BEC. En esta situación existiría un secuestro de oxígeno debido a la remineralización de la materia orgánica transportada del Palizada a la BEC.

Resumiendo, si bien los procesos físicos no mostraron influencia en la variabilidad del OD, se observa que parecen determinar con cercanía el valor medio de dicha variable en el periodo analizado. Esto parece coincidir con lo encontrado en el análisis de varianza, donde las diferencias significativas de oxígeno de campo parecen estar determinadas por el comportamiento de la temperatura y salinidad. Sin embargo, son necesarias series de campo más largas para asegurar lo anterior.



**Figura 5.7: Series de OD observado y simulado.** Se observa el OD registrado por el sensor (en azul), su media (en negro), el OD modelado (en naranja) y su media (en rojo).

### Factores dominantes en la aireación de LT

En el presente trabajo se modeló el OD en LT considerando únicamente los factores físicos que intervienen en su dinámica. Los resultados del modelo de aireación sugieren que no existe un sólo factor dominante en la determinación del

OD, y que la interacción entre factores es compleja en el área y año de estudio. Lo anterior se aprecia en el modelo al observar los periodos donde ocurren los máximos/mínimos de oxígeno, temperatura, salinidad y descarga del Palizada (Figura 5.8). Según sea el estado de estas variables físicas, el sistema modelado presenta dos regímenes de oxígeno.

El primer régimen se caracteriza por altas concentraciones de oxígeno ( $6.7 \text{ mg L}^{-1} < \mu_{O_x} < 7.4 \text{ mg L}^{-1}$ ), descarga alta del río Palizada y una consecuente baja salinidad. En el año modelado se observa que la máxima descarga del Palizada ocurre a mediados de octubre, un mes después se observa el mínimo anual de salinidad en conjunto con el segundo mínimo anual de temperatura y el máximo anual de oxígeno (Figura 5.8).

El segundo régimen es caracterizado por concentraciones menores de oxígeno ( $\mu_{O_x} < 6.7 \text{ mg L}^{-1}$ ), temperatura alta, descarga del Palizada baja y una consecuente salinidad alta, aunque no máxima. En la Figura 5.8 se observa que el mínimo anual de OD ocurre a la par que el máximo de temperatura a mediados de junio. A pesar de que el mínimo de descarga del Palizada se encuentra cercano a dicho periodo, el máximo anual de salinidad se presenta a principios de año.

## Implicaciones

Los resultados del presente trabajo indican que la capacidad física de LT para disolver oxígeno es determinada por la compleja interacción de diversos factores. Tomando en cuenta lo anterior, es de especial interés discutir cómo la modificación de dichos factores podría cambiar el balance de oxígeno del sistema.

De las variables que influyen en la aireación de LT, quizás la que se encuentra bajo una mayor presión ambiental es la descarga del río Palizada- Sistema Grijalva Usumacinta (SGU). La deforestación que se experimenta en la cuenca Grijalva-Usumacinta fue catalogada como una de las más altas a nivel global en el periodo 1990-1996 (Ochoa-Gaona and González-Espinosa, 2000). En particular, la zona circundante a LT presentó la deforestación más alta a nivel nacional en el periodo 1976-2009 (Cotler-Ávalos, 2010). Lo anterior se asocia a un incremento en el volumen de descarga fluvial, que se relaciona a su vez con la expansión de zonas agrícolas y ganaderas (e.g. *río Candelaria*, Benítez et al., 2005).

Considerando todo lo anterior, se deduce que existe una tendencia de disminución de salinidad en LT (Archundia et al., 2016). Dicha tendencia podría significar un aumento general del OD en el sistema. Sin embargo, el aumento de descarga fluvial también se asocia a incrementos en el aporte de nutrientes; esto estimula la productividad primaria y contribuye a la formación de zonas con bajas concentraciones de oxígeno en el área (e.g. Signoret et al., 2006). Más aún, se ha detectado en LT la presencia de dinoflagelados nocivos (Poot-Delgado et al., 2016) mismos que pueden verse beneficiados por el aporte de nutrientes y

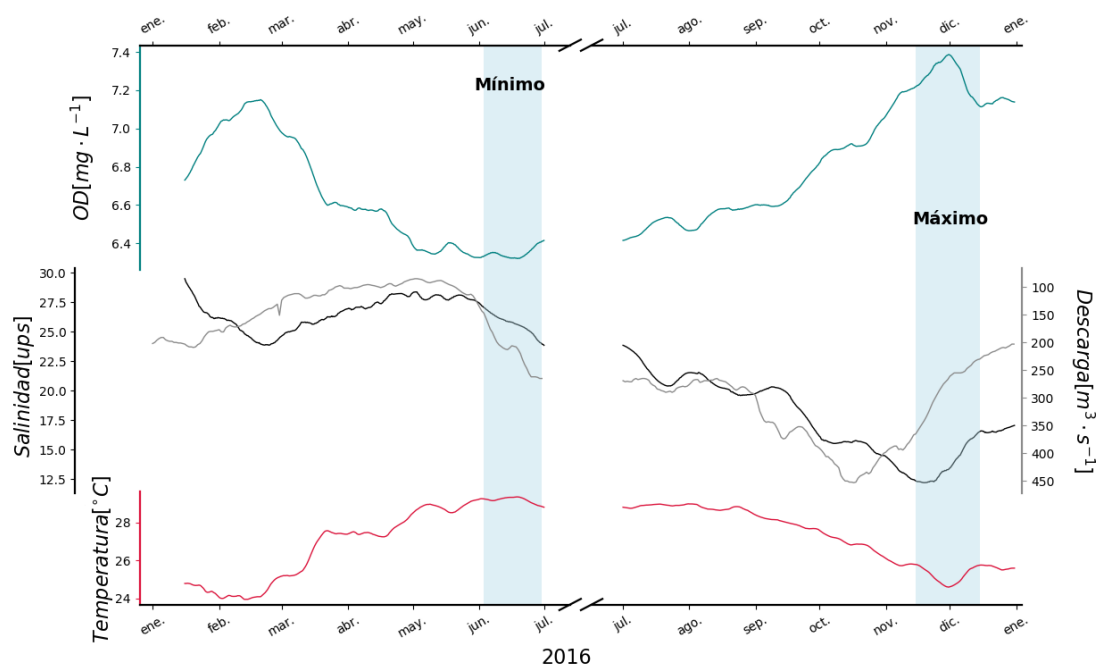


## 5. DISCUSIÓN

disminuir el OD. Este fenómeno podría ser especialmente importante en la zona aledaña al Palizada, zona donde además se reporta una menor saturación de  $O_2$  tanto en estudios previos (Conan et al., 2017) como en las simulaciones realizadas en el presente trabajo.

La zona donde descarga el Palizada-SGU tiene también una importancia comercial ya que se caracteriza por la presencia de arrecifes de ostras (Day et al., 1987), ecosistema explotado por la comunidad local. Sin embargo, estos arrecifes son vulnerables a concentraciones bajas de oxígeno (Poot-Delgado et al., 2016). Esto junto con todo lo anterior hacen de la zona aledaña a la descarga del Palizada un punto crítico donde la observación y monitoreo del medio son indispensables para asegurar la salud de LT.

Por otra parte, la Laguna de Términos se ve influenciada de manera natural por el fenómeno oceánico-atmosférico de escala global ENOS, ya que este se asocia con la variabilidad climática a escala interanual e interdecadal (Chu, 2004; Clarke, 2014). En particular, en el área de estudio se han asociado las dos fases del ENOS a un aumento en la precipitación y un consecuente incremento en



**Figura 5.8: Factores físicos en la dinámica del OD.** Se observa el OD modelado (en azul), la descarga del Palizada (en gris, eje revertido), la salinidad (en negro), y la temperatura (en rojo). Se señala el periodo donde ocurre el mínimo y el máximo de OD.

la descarga fluvial ([Munoz-Salinas and Castillo, 2015](#)). Sin embargo, la descarga máxima en el SGU se presenta durante eventos La Niña; este comportamiento se ha observado también en otros sistemas fluviales con desembocadura en el Golfo de México([Hudson, 2003](#); [Muñoz-Salinas and Castillo, 2013](#)).

Debido a todo lo anterior es posible especular que, debido a una elevada precipitación durante eventos La Niña, el oxígeno de LT disminuye en la zona aledaña al río Palizada debido a la alta descarga y los nutrientes asociados a ella. Esto podría ser especialmente importante en la estación de lluvias, donde los resultados simulados y de campo muestran concentraciones menores de oxígeno. Lo anterior aunado a la alta deforestación de la cuenca, sugiere que el estado actual de oxígeno en el sistema se encuentra bajo presión.



## Conclusiones

---

La presente tesis es un primer acercamiento al estudio de la dinámica física del oxígeno en Laguna de Términos, ecosistema crítico al Cambio Global debido a su riqueza y diversidad. Este trabajo representa también una profundización en el conocimiento de la hidrodinámica de LT ya que las simulaciones realizadas incluyen forzamientos atmosféricos de alta resolución, descarga fluvial y mareas.

Las simulaciones realizadas en esta tesis indican que es necesario considerar tanto el viento como la marea para reproducir la hidrodinámica del sistema y la batimetría asociada a ella. Por una parte, se encontró que el viento es el factor dominante en la circulación en temporada de nortes y secas. Lo contrario ocurre en temporada de lluvias, donde la marea mostró mayor dominancia.

Las mediciones en campo indican que la temperatura del agua en LT no muestra variaciones estacionales ni espaciales significativas, esto indica que la temperatura del agua está determinada principalmente por la temperatura atmosférica en LT. En cambio, la salinidad observada en campo muestra fuertes gradientes espaciales y estacionales, comportamiento que mostró una alta relación con la descarga del río Palizada-Sistema Grijalva Usumacinta. La salinidad y temperatura mostraron valores mayores que los reportados con anterioridad para las zonas muestreadas en campo, esto podría estar ligado a la variabilidad natural del fenómeno ENOS.

En este estudio LT mostró ser un sistema altamente oxigenado a lo largo del año. El oxígeno disuelto (OD) de campo mostró una fuerte componente física, ya que sus diferencias estacionales mostraron estar determinadas por la temperatura y salinidad. Por otra parte, el modelo de aireación reproduce con una diferencia de  $0.5 \text{ mg L}^{-1}$  los valores medios de oxígeno registrados por el sensor. Se especula que esta diferencia es causada por el secuestro biogeoquímico de oxígeno, resultado de la remineralización de la materia orgánica en el área.

Los resultados del modelo de aireación indican que las variables temperatura, salinidad y descarga del Palizada se vinculan con dos regímenes anuales de oxígeno

## 6. CONCLUSIONES

---

en LT, uno de alta concentración de oxígeno ( $> 6.7 \text{ mg L}^{-1}$  de noviembre-marzo) y otro de menor concentración ( $< 6.7 \text{ mg L}^{-1}$  de mayo-julio).

Los resultados del presente estudio, en combinación con las presiones antropogénicas y naturales existentes sobre LT, indican que es necesaria la observación y monitoreo del oxígeno disuelto especialmente durante la temporada de lluvias y eventos La Niña. En dichos escenarios la concentración de OD alrededor de la desembocadura del río Palizada podría disminuir, situación donde tanto los ecosistemas como la economía local se verían afectados.

### Recomendaciones y perspectivas

Son necesarios periodos mayores de observación para las variables temperatura, salinidad, y oxígeno disuelto con el objetivo de mejorar la validación del modelo de aireación. Además, son necesarias mediciones de corrientes para evaluar de forma directa las simulaciones hidrodinámicas.

A pesar de que las simulaciones de oxígeno arrojan valores cercanos al promedio observado, la variabilidad del sensor de oxígeno es pobremente reproducida. Por lo anterior, se recomienda incluir la componente biológica en el modelo de aireación; esto requiere acoplar un modelo biogeoquímico a los resultados del modelo hidrodinámico.

Finalmente, ya que los resultados de la presente tesis indican menores concentraciones de oxígeno en la desembocadura del río Palizada, se recomienda realizar futuros estudios en esta zona en eventos de alta descarga asociada a alta precipitación (*e.g.* temporada de lluvias y fase La Niña del fenómeno ENOS) con el objetivo de evaluar la vulnerabilidad y tendencia a mediano plazo de LT.

## Bibliografía

---

- Archundia, D., Denis, L., Douillet, P., Gutiérrez Mendieta, F., Zavala-Hidalgo, J., Grenz, C., Fichez, R., Contreras Ruiz Esparza, A., and Origel Moreno, M. (2016). Global climate change and local watershed management as potential drivers of salinity variation in a tropical coastal lagoon (Laguna de Terminos, Mexico). *Aquatic Sciences*, 79(2):219–230. 75, 76, 79, 83
- Atkins, J., Burdon, D., Elliott, M., and Gregory, A. (2011). Management of the marine environment: integrating ecosystem services and societal benefits with the DPSIR framework in a systems approach. *Marine pollution bulletin*, 62(2):215–226. 1
- Bach, L., Calderon, R., Cepeda, M. F., Oczkowski, A., Olsen, S., and Robadue, D. (2005). *Level One Site Profile: Laguna de Términos and its Watershed, Mexico*. Coastal Resources Center, University of Rhode Island, Narragansett, RI, United States. 4, 6
- Banks, R. B. and Herrera, F. F. (1977). Effect of wind and rain on surface reaeration. *Journal of the Environmental Engineering Division Proceedings of ASCE*, 103(3):489–504. 34
- Benyahya, L., Caissie, D., St-Hilaire, A., Ouarda, T. B., and Bobée, B. (2007). A review of statistical water temperature models. *Canadian Water Resources Journal / Revue canadienne des ressources hydriques*, 32(3):179–192. 75, 77
- Benítez, J., Sanvicente, H., Lafragua, J., Zamora, P., Morales, L. M., and Causse, J. (2005). Sistema de Información Geográfica de la Cuenca del Río Candelaria: Reconstrucción histórica de los cambios en la cobertura forestal y su efecto sobre la hidrología y calidad del agua. *El agua en la frontera México-Guatemala-Belize*, pages 19–32. 83
- Blauw, A. N., Los, H. F. J., Bokhorst, M., and Erftemeijer, P. L. A. (2009). GEM:

## BIBLIOGRAFÍA

---

- a generic ecological model for estuaries and coastal waters. *Hydrobiologia*, 618(1):175–198. 13
- Boyer, E. W. and Howarth, R. W. (2008). Nitrogen Fluxes from Rivers to the Coastal Oceans. In *Nitrogen in the Marine Environment*, pages 1565–1587. Elsevier. 12
- Breitburg, D. L., Hondorp, D. W., Davias, L. A., and Diaz, R. J. (2009). Hypoxia, Nitrogen, and Fisheries: Integrating Effects Across Local and Global Landscapes. *Annual Review of Marine Science*, 1(1):329–349. 12
- Candela, J. (1983). Comportamiento del nivel del mar en laguna de términos, campeche. *Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada*. 5
- Cardoso-Mohedano, J.-G., Bernardello, R., Sanchez-Cabeza, J.-A., Páez-Osuna, F., Ruiz-Fernández, A.-C., Molino-Minero-Re, E., and Cruzado, A. (2016). Reducing nutrient impacts from shrimp effluents in a subtropical coastal lagoon. *Science of The Total Environment*, 571:388–397. 13
- Cardoso-Mohedano, J. G., Bernardello, R., Sanchez-Cabeza, J. A., Ruiz-Fernández, A. C., Alonso-Rodriguez, R., and Cruzado, A. (2015). Thermal Impact from a Thermoelectric Power Plant on a Tropical Coastal Lagoon. *Water, Air, & Soil Pollution*, 226(1):2202. 13
- Cardoso-Mohedano, J.-G., Lima-Rego, J., Sanchez-Cabeza, J.-A., Ruiz-Fernández, A.-C., Canales-Delgadillo, J., Sánchez-Flores, E.-I., and Páez-Osuna, F. (2018). Sub-tropical coastal lagoon salinization associated to shrimp ponds effluents. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 203:72–79. 13, 17
- Carvalho, F. P., Villeneuve, J.-P., Cattini, C., Rendón, J., and Mota de Oliveira, J. (2009). Pesticide and PCB residues in the aquatic ecosystems of Laguna de Terminos, a protected area of the coast of Campeche, Mexico. *Chemosphere*, 74(7):988–995. 8
- Chanudet, V., Fabre, V., and van der Kaaij, T. (2012). Application of a three-dimensional hydrodynamic model to the nam theun 2 reservoir (lao pdr). *Journal of Great Lakes Research*, 38(2):260–269. 33
- Chapelle, A., Ménesguen, A., Deslous-Paoli, J.-M., Souchu, P., Mazouni, N., Vaquer, A., and Millet, B. (2000). Modelling nitrogen, primary production and oxygen in a Mediterranean lagoon. Impact of oysters farming and inputs from the watershed. *Ecological Modelling*, 127(2-3):161–181. 13

- Cho, H.-Y. and Lee, K.-H. (2011). Development of an air–water temperature relationship model to predict climate-induced future water temperature in estuaries. *Journal of Environmental Engineering*, 138(5):570–577. 75, 77
- Chu, P. (2004). Enso and tropical cyclone activity. pages 297–332. 77, 84
- Clarke, A. J. (2014). El niño physics and el niño predictability. *Annual Review of Marine Science*, 6(1):79–99. 77, 84
- Comisión Intersectorial para el Manejo Sustentable de Mareas y Costas (2012). *Política nacional de mares y costas de México : gestión integral de las regiones más dinámicas del territorio nacional / CIMARES*. SEMARNAT, México. 1
- Conan, P., Pujó-Pay, M., Agab, M., Calva-Benítez, L., Chifflet, S., Douillet, P., Dussud, C., Fichez, R., Grenz, C., Mendieta, F. G., et al. (2017). Biogeochemical cycling and phyto-and bacterioplankton communities in a large and shallow tropical lagoon (términos lagoon, Mexico) under 2009–2010 el niño modoki drought conditions. *Biogeosciences*, 14(4):959–975. 82, 84
- Consejo Nacional de Población (2006). *Tomo II Censo de Población y Vivienda 2005, Tabulados básicos, Estados Unidos Mexicanos*. INEGI, Aguascalientes, México. 1
- Contreras Ruiz Esparza, A., Douillet, P., and Zavala-Hidalgo, J. (2014). Tidal dynamics of the Terminos Lagoon, Mexico: Observations and 3D numerical modelling. *Ocean Dynamics*, 64(9):1349–1371. 5, 6, 12, 31, 32, 34, 45, 46, 71, 73, 75
- Cotler-Ávalos, H. (2010). Las cuencas hidrográficas de México. Diagnóstico y Priorización. *Pluralia Ediciones e Impresiones SA de CV*. 83
- Cushman-Roisin, B. and Beckers, J.-M. (2009). *Introduction to Geophysical Fluid Dynamics: Physical and Numerical Aspects*, chapter 3, pages 76–80. Academic Press. 19, 21
- David, L. T. and Kjerfve, B. (1998). Tides and currents in a two-inlet coastal lagoon: Laguna de Términos, México. *Continental Shelf Research*, 18(10):1057–1079. 5, 6, 71, 75
- Day, J. W., Conner, W. H., Ley-Lou, F., Day, R. H., and Navarro, A. M. (1987). The productivity and composition of mangrove forests, Laguna de Términos, Mexico. *Aquatic Botany*, 27(3):267–284. 84
- Day Jr, J. and Yáñez-Arancibia, A. (1982). Coastal lagoons and estuaries, ecosystem approach. *Cienc. Interamericana.*, 22(1):11–26. 6



## BIBLIOGRAFÍA

---

- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M., Balsamo, G., Bauer, d. P., et al. (2011). The era-interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the royal meteorological society*, 137(656):553–597. 29
- Deltares (2011). *Delft3D-FLOW: Simulation of Multi-dimensional Hydro- Dynamic Flows and Transport Phenomena, Including Sediments*. User Manual, Version:3.15,Revision 14499, Delft, Netherlands. XIII, 17, 20, 21, 22, 23, 27, 30, 46
- Deltares (2014). Processes Library Description, Technical Reference Manual . *User Manual, Version:3.15,Revision 14499, Delft, Netherlands*. 34
- Der Kiureghian, A. and Ditlevsen, O. (2009). Aleatory or epistemic? does it matter? *Structural Safety*, 31(2):105–112. 31
- Diario Oficial de la Federación (1994). 6 de junio, Ciudad de México, México. *Gobierno Federal*, 489(4):58–64. 7
- Diaz, R. J. (2001). Overview of Hypoxia around the World. *Journal of Environment Quality*, 30(2):275. 12
- Diaz, R. J. and Rosenberg, R. (2008). Spreading Dead Zones and Consequences for Marine Ecosystems. *Science*, 321(5891):926–929. 12
- Dressler, R. (1982). Investigación sobre mareas y efectos del viento en la laguna de términos, mediante un modelo hidrodinámico numérico. informe técnico - cicese:oc, vol 82/01. *Centro de Investigaciones Científicas y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, Baja California*. 5
- Druon, J., Schrimpf, W., Dobricic, S., and Stips, A. (2004). Comparative assessment of large-scale marine eutrophication: North Sea area and Adriatic Sea as case studies. *Marine Ecology Progress Series*, 272:1–23. 13
- Egbert, G. D. and Erofeeva, S. Y. (2002). Efficient Inverse Modeling of Barotropic Ocean Tides. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19(2):183–204. 28
- Eilola, K., Meier, H. M., and Almroth, E. (2009). On the dynamics of oxygen, phosphorus and cyanobacteria in the Baltic Sea; A model study. *Journal of Marine Systems*, 75(1-2):163–184. 13

- 
- Ekau, W., Auel, H., Pörtner, H., and Gilbert, D. (2009). Impacts of hypoxia on the structure and processes in the pelagic community (zooplankton, macro-invertebrates and fish), *biogeosciences discuss.*, 6, 5073–5144, 2009. 12
- Espinal-González, J. (2002). Caracterización del transporte de sedimentos en las bocas del carmen y puerto real en laguna de términos, campeche. *National Autonomous University of Mexico, Mexico, D.F.* 5
- Feistel, R., Günther, N., and Hagen, E. (2006). Unusual baltic inflow activity in 2002-2003 and varying deep-water properties. *Oceanologia*, 48. 11
- Figuroa-Espinoza, B., Salles, P., and Zavala-Hidalgo, J. (2014). On the wind power potential in the northwest of the yucatan peninsula in mexico. *Atmosfera*, 27(1):77–89. Cited By :7. 29
- Foley, J. A. (2005). Global Consequences of Land Use. *Science*, 309(5734):570–574. 12
- Galloway, J. N., Dentener, F. J., Capone, D. G., Boyer, E. W., Howarth, R. W., Seitzinger, S. P., Asner, G. P., Cleveland, C. C., Green, P. A., Holland, E. A., Karl, D. M., Michaels, A. F., Porter, J. H., Townsend, A. R., and Vöösmary, C. J. (2004). Nitrogen Cycles: Past, Present, and Future. *Biogeochemistry*, 70(2):153–226. 12
- Gao, M., Beig, G., Song, S., Zhang, H., Hu, J., Ying, Q., Liang, F., Liu, Y., Wang, H., Lu, X., Zhu, T., Carmichael, G. R., Nielsen, C. P., and McElroy, M. B. (2018). The impact of power generation emissions on ambient pm2.5 pollution and human health in china and india. *Environment international*, 121:250–259. Cited By :1. 29
- Garcia, H. E. and Gordon, L. I. (1992). Oxygen solubility in seawater: Better fitting equations. *Limnology and Oceanography*, 37(6):1307–1312. 8, 10, 80
- García, F. (1973). *Modificaciones al Sistema de Clasificación Climática de Koppen (Para Adaptarlo a las Condiciones de la República Mexicana)*. Instituto de Geografía, Univ. Nal. Autón. México. 3
- Gedan, K. B., Kirwan, M. L., Wolanski, E., Barbier, E. B., and Silliman, B. R. (2011). The present and future role of coastal wetland vegetation in protecting shorelines: answering recent challenges to the paradigm. *Climatic Change*, 106(1):7–29. 2
- Gilbert, D., Rabalais, N. N., Díaz, R. J., and Zhang, J. (2010). Evidence for greater oxygen decline rates in the coastal ocean than in the open ocean. *Biogeosciences*, 7(7):2283–2296. 12

## BIBLIOGRAFÍA

---

- Gill, A. E. (1982). *Atmosphere—ocean dynamics. International Geophysics Series*, volume 30. Academic Press. 30
- Graham, D. S., Daniels, J. P., Hill, J. M., and Day, J. W. (1981). A preliminary model of the circulation of laguna de terminos, campeche, mexico. *An. Inst. Cienc. Del Mar y Limnol. UNAM*, 8(1):51–62. 5, 73, 75
- Grantham, B. A., Chan, F., Nielsen, K. J., Fox, D. S., Barth, J. A., Huyer, A., Lubchenco, J., and Menge, B. A. (2004). Upwelling-driven nearshore hypoxia signals ecosystem and oceanographic changes in the northeast Pacific. *Nature*, 429(6993):749–754. 11
- Grenz, C., Fichez, R., Silva, C. Á., Benítez, L. C., Conan, P., Esparza, A. C. R., Denis, L., Ruiz, S. D., Douillet, P., Martinez, M. E. G., Ghiglione, J.-F., Mendieta, F. J. G., Origel-Moreno, M., Garcia, A. Z. M., Caravaca, A. M., Pujo-Pay, M., Alvarado, R. T., and Zavala-Hidalgo, J. (2017). Benthic ecology of tropical coastal lagoons: Environmental changes over the last decades in the Términos Lagoon, Mexico. *Comptes Rendus Geoscience*, 349(6-7):319–329. XIV, 72, 75, 79
- Grivel-Piña, F., Guzmán, T., and Cepeda, H. (1982). Astronomical tides study at the terminos lagoon, campeche. *Mexican Navy, Mexico*. 5
- Guerra-Santos, J. J. and Kahl, J. D. (2018). Redefining the Seasons in the Términos Lagoon Region of Southeastern México: May Is a Transition Month, Not a Dry Month. *Journal of Coastal Research*, 341:193–201. 4, 74
- Hansen, J., Sato, M., Ruedy, R., Lo, K., Lea, D. W., and Medina-Elizade, M. (2006). Global temperature change. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 103(39):14288–14293. 77
- Harding, L., Mallonee, M., and Perry, E. (2002). Toward a predictive understanding of primary productivity in a temperate, partially stratified estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 55(3):437 – 463. 11
- Hoppema, J. (1991). The oxygen budget of the western Wadden Sea, The Netherlands. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 32(5):483–502. 11
- Howarth, R. W., Jensen, H. S., Marino, R., and Postma, H. (1995). *Transport to and processing of P in near-shore and oceanic waters. In "Phosphorus in the global environment"*. John Wiley and Sons Ltd, United States. 12
- Hudson, P. F. (2003). The influence of the el niño southern oscillation on suspended sediment load variability in a seasonally humid tropical setting: panuco

- 
- basin, mexico. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 85(3-4):263–275. 85
- Hughes, T. P. and Connell, J. H. (1999). Multiple stressors on coral reefs: A long-term perspective. *Limnology and Oceanography*, 44(3part2):932–940. 2
- Hull, V., Parrella, L., and Falcucci, M. (2008). Modelling dissolved oxygen dynamics in coastal lagoons. *Ecological Modelling*, 211(3-4):468–480. 13
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (2010). Principales resultados por localidad (ITER). 3
- Intergovernmental Panel on Climate Change (2014). *Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]*. IPCC, Génova, Suiza. 1, 13
- Jensen, J. R., Kjerfve, B., Ramsey, E. W., Magill, K. E., Medeiros, C., and Sneed, J. E. (1989). Remote sensing and numerical modeling of suspended sediment in Laguna de terminos, Campeche, Mexico. *Remote Sensing of Environment*, 28:33–44. 5, 71
- Jørgensen, B. B. (1980). Seasonal Oxygen Depletion in the Bottom Waters of a Danish Fjord and Its Effect on the Benthic Community. *Oikos*, 34(1):68. 10
- Kemp, W., Sampou, P., Garber, J., Tuttle, J., and Boynton, W. (1992). *Seasonal Depletion Of Oxygen From Bottom Waters Of Chesapeake Bay - Roles Of Benthic And Planktonic Respiration And Physical Exchange Processes*, volume 85. Inter-Research Science Center. 8, 10, 11
- King, G. M. (2005). Ecophysiology of microbial respiration. *Respiration in aquatic ecosystems*, 18:18–35. 12
- Kjerfve, B., Magill, K., and J.E., S. (1988). Ecology of coastal ecosystems in the southern gulf of mexico: the terminos lagoon region, vol 8. modeling of circulation and dispersion in terminos lagoon. *National Autonomous University of Mexico, Mexico*. 5, 6, 73
- Kuo, A. Y., Park, K., and Moustafa, M. Z. (1991). Spatial and Temporal Variabilities of Hypoxia in the Rappahannock River, Virginia. *Estuaries*, 14(2):113. 11
- Lane, A. (1989). The heat balance of the north sea. *Report No.8*. 30

## BIBLIOGRAFÍA

---

- Levin, L. A., Ekau, W., Gooday, A. J., Jorissen, F., Middelburg, J. J., Naqvi, S. W. A., Neira, C., Rabalais, N. N., and Zhang, J. (2009). Effects of natural and human-induced hypoxia on coastal benthos. *Biogeosciences*, 6(10):2063–2098. 12
- Liss, P. S. and Slater, P. G. (1974). Flux of Gases across the Air-Sea Interface. *Nature*, 247(5438):181–184. 10
- Luan, H. L., Ding, P. X., Wang, Z. B., Yang, S. L., and Lu, J. Y. (2018). Morphodynamic impacts of large-scale engineering projects in the yangtze river delta. *Coastal Engineering*, 141:1–11. 17
- Magallanes-Ordóñez, V. R., Rodríguez-Figueroa, G. M., Aguíñiga-García, S., Zetina-Rejón, M., Sánchez-González, A., Romo-Ríos, J. A., Tripp-Valdez, A., Arreguín-Sánchez, F., and Marmolejo-Rodríguez, A. J. (2014). Characterization of lithogenic and biogenic zones and natural enrichment of nickel in sediments of the Terminos Lagoon, Campeche, Mexico. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 156:116–123. 74
- Malone, T., Kemp, W., Ducklow, H., Boynton, W., Tuttle, J., and Jonas, R. (1986). Lateral variation in the production and fate of phytoplankton in a partially stratified estuary. *Marine Ecology Progress Series*, 32:149–160. 11
- Mancilla-Peraza, M. and Vargas-Flores, M. (1980). First study about the circulation patterns and net flux through terminos lagoon, campeche. *Anales del Centro de Ciencias del Mar y Limnología, National Autonomous University of Mexico, Mexico*, 7. 5, 71
- Matear, R. J. and Hirst, A. C. (2003). Long-term changes in dissolved oxygen concentrations in the ocean caused by protracted global warming. *Global Biogeochemical Cycles*, 17(4):n/a–n/a. 13
- Mauree, D., Blond, N., and Clappier, A. (2018). Multi-scale modeling of the urban meteorology: Integration of a new canopy model in the wrf model. *Urban Climate*, 26:60–75. 29
- McGranahan, G., Balk, D., and Anderson, B. (2007). The rising tide: assessing the risks of climate change and human settlements in low elevation coastal zones. *Environment and Urbanization*, 19(1):17–37. 1
- Medina-Gómez, I., Villalobos-Zapata, G. J., and Herrera-Silveira, J. A. (2015). Spatial and Temporal Hydrological Variations in the Inner Estuaries of a Large Coastal Lagoon of the Southern Gulf of Mexico. *Journal of Coastal Research*, 316:1429–1438. 6, 80

- Munoz-Salinas, E. and Castillo, M. (2015). Streamflow and sediment load assessment from 1950 to 2006 in the Usumacinta and Grijalva Rivers (Southern Mexico) and the influence of ENSO. *CATENA*, 127:270–278. 85
- Murrell, M. C. and Loes, E. M. (2004). Phytoplankton and zooplankton seasonal dynamics in a subtropical estuary: importance of cyanobacteria. *Journal of Plankton Research*, 26(3):371–382. 11
- Muñoz-Salinas, E. and Castillo, M. (2013). Sediment and water discharge assessment on santiago and panuco rivers (central mexico): the importance of topographic and climatic factors. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 95(2):171–183. 85
- Najjar, R. G. and Keeling, R. F. (2000). Mean annual cycle of the air-sea oxygen flux: A global view. *Global Biogeochemical Cycles*, 14(2):573–584. 10
- Nava Fuentes, J. C., Arenas Granados, P., and Martins, F. C. (2017). Coastal management in Mexico: Improvements after the marine and coastal policy publication. *Ocean & Coastal Management*, 137:131–143. XIII, 2, 13
- Newton, A., Carruthers, T. J., and Icely, J. (2012). The coastal syndromes and hotspots on the coast. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 96:39–47. 2
- Newton, A. and Weichselgartner, J. (2014). Hotspots of coastal vulnerability: A DPSIR analysis to find societal pathways and responses. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 140:123–133. 2
- Ochoa-Gaona, S. and González-Espinosa, M. (2000). Land use and deforestation in the highlands of Chiapas, Mexico. *Applied Geography*, 20(1):17–42. 83
- O'Connor, D. J. (1956). The mechanism of reaeration in natural streams. *J. Sanitary Eng.*, 82:1115–1144. 34
- Oguz, T., Ducklow, H. W., and Malanotte-Rizzoli, P. (2000). Modeling distinct vertical biogeochemical structure of the Black Sea: Dynamical coupling of the oxic, suboxic, and anoxic layers. *Global Biogeochemical Cycles*, 14(4):1331–1352. 13
- Paek, H., Yu, J.-Y., and Qian, C. (2017). Why were the 2015/2016 and 1997/1998 extreme el niños different? *Geophysical Research Letters*, 44(4):1848–1856. 77
- Pedlosky, J. (1987). *Geophysical fluid dynamics*. Springer-Verlag, 2nd edition. 16
- Pelling, M. and Uitto, J. I. (2001). Small island developing states: natural disaster vulnerability and global change. *Environmental Hazards*, 3(2):49–62. 2

## BIBLIOGRAFÍA

---

- Peña, M. A., Katsev, S., Oguz, T., and Gilbert, D. (2010). Modeling dissolved oxygen dynamics and hypoxia. *Biogeosciences*, 7(3):933–957. 10, 11, 13
- Phleger, F. B. and Ayala-Castanares, A. (1971). Processes and history of terminos lagoon, mexico. *AAPG Bulletin*, 55(12):2130–2140. 5
- Pohlmann, T. (1996). Calculating the development of the thermal vertical stratification in the North Sea with a three-dimensional baroclinic circulation model. *Continental Shelf Research*, 16(2):163–194. 10
- Poot-Delgado, C. A., Okolodkov, Y. B., Aké-Castillo, J. A., and Rendón-von Osten, J. (2016). Annual cycle of phytoplankton with emphasis on potentially harmful species in oyster beds of Términos Lagoon, southeastern Gulf of Mexico. *Revista de biología marina y oceanografía*, 50(3):465–477. 80, 83, 84
- Poot-Delgado, C. A., Okolodkov, Y. B., Aké-Castillo, J. A., and Rendón von Osten, J. (2018). Potentially harmful cyanobacteria in oyster banks of Términos lagoon, southeastern Gulf of Mexico. *Acta Biológica Colombiana*, 23(1):51–58. 6, 7, 80
- Rabalais, N. N., Turner, R. E., Diaz, R. J., and Justic, D. (2009). Global change and eutrophication of coastal waters. *ICES Journal of Marine Science*, 66(7):1528–1537. 12
- Ramos-Miranda, J., Quiniou, L., Flores-Hernandez, D., Do-Chi, T., Ayala-Perez, L., and Sosa-Lopez, A. (2005). Spatial and temporal changes in the nekton of the terminos lagoon, campeche, mexico. *Journal of Fish Biology*, 66(2):513–530. XVI, 75, 76, 77, 79
- Ramos-Miranda, J. and Villalobos-Zapata, G. (2015). *Aspectos socioambientales de la región de la Laguna de Términos, Campeche*. Universidad Autónoma de Campeche, San Francisco de Campeche, Campeche, México. 7, 8
- Raymond, P. A. and Cole, J. J. (2001). Gas Exchange in Rivers and Estuaries: Choosing a Gas Transfer Velocity. *Estuaries*, 24(2):312. 10
- Robinson, C., Williams, P. I. B., et al. (2005). Respiration and its measurement in surface marine waters. *Respiration in aquatic ecosystems*, pages 147–180. 12
- Saad, Y. and Schultz, M. H. (1986). Gmres: A generalized minimal residual algorithm for solving nonsymmetric linear systems. *SIAM Journal on scientific and statistical computing*, 7(3):856–869. 34

- Saltelli, A., Ratto, M., Andres, T., Campolongo, F., Cariboni, J., Gatelli, D., Saisana, M., and Tarantola, S. (2008). *Global sensitivity analysis: the primer*. John Wiley & Sons. 31
- Saltelli, A., Tarantola, S., Campolongo, F., and Ratto, M. (2004). *Sensitivity analysis in practice: a guide to assessing scientific models*. John Wiley & Sons. 33
- Sanchez-Cabeza, J.-A., Álvarez Sánchez, L. F., Cardoso-Mohedano, J. G., Escalante Mancera, E., Díaz-Asencio, M., López-Rosas, H., Machain-Castillo, M. L., Merino-Ibarra, M., Ruiz-Fernández, A. C., Alonso-Rodríguez, R., Gómez-Ponce, M. A., Ávila, E., Rico-Esenaro, S., Gómez-Realí, M. Á., Herrera-Becerril, C. A., and Grutter, M. (2019). A low-cost long-term model of coastal observatories of global change. *Journal of Operational Oceanography*, 12(1):34–46. 43
- Sandbach, S. D., Nicholas, A. P., Ashworth, P. J., Best, J. L., Keevil, C. E., Parsons, D. R., Prokocki, E. W., and Simpson, C. J. (2018). Hydrodynamic modelling of tidal-fluvial flows in a large river estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 212:176–188. 17
- Sanford, L. P., Sellner, K. G., and Breitburg, D. L. (1990). Covariability of dissolved oxygen with physical processes in the summertime Chesapeake Bay. *Journal of Marine Research*, 48(3):567–590. 11
- Scavia, D. and Donnelly, K. A. (2007). Reassessing Hypoxia Forecasts for the Gulf of Mexico. *Environmental Science & Technology*, 41(23):8111–8117. 13
- Schindler, D. W. (2006). Recent advances in the understanding and management of eutrophication. *Limnology and Oceanography*, 51(1part2):356–363. 12
- Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales (1997). *Programa de Manejo de la Zona de Protección de FLora y Fauna Laguna de Términos*. Instituto Nacional de Ecología, Ciudad de México. 3, 7, 8
- Shepard, C. C., Crain, C. M., and Beck, M. W. (2011). The Protective Role of Coastal Marshes: A Systematic Review and Meta-analysis. *PLoS ONE*, 6(11):e27374. 2
- Signoret, M., Monreal-Gómez, M. A., Aldeco, J., and Salas-de León, D. A. (2006). Hydrography, oxygen saturation, suspended particulate matter, and chlorophyll-a fluorescence in an oceanic region under freshwater influence. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 69(1-2):153–164. 83



## BIBLIOGRAFÍA

---

- Skamarock, W., Klemp, J., Dudhia, J., Gill, D., Barker, D., Duda, M., Huang, X., Wang, W., and Powers, J. (2008). A description of the advanced research wrf version 3, near technical note, mesoscale and microscale meteorology division. *National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, USA*. 29
- Sohma, A., Sekiguchi, Y., Kuwae, T., and Nakamura, Y. (2008). A benthic–pelagic coupled ecosystem model to estimate the hypoxic estuary including tidal flat—Model description and validation of seasonal/daily dynamics. *Ecological Modelling*, 215(1-3):10–39. 13
- Steffen, W., Sanderson, R. A., Tyson, P. D., Jäger, J., Matson, P., Moore III, B., Oldfield, F., Richardson, K., Schellnhuber, H. J., Turner, B., and Wasson, R. (2004). *Global Change and the Earth System: A Planet under Pressure. Series: Global Change - The IGBP Series (closed)*. Springer, Würzburg, Alemania. 1
- Testa, J. M. and Kemp, W. M. (2012). *Oxygen - Dynamics and Biogeochemical Consequences*, volume 5. Elsevier Inc. XIII, 9
- Thacker, W. (2007). Estimating salinity to complement observed temperature: 1. gulf of mexico. *Journal of Marine Systems*, 65(1-4):224–248. 75
- Turner, R. E., Schroeder, W. W., and Wiseman, W. J. (1987). The Role of Stratification in the Deoxygenation of Mobile Bay and Adjacent Shelf Bottom Waters. *Estuaries*, 10(1):13. 10
- UNESCO (1981). Background papers and supporting data on the international equation of state 1980. *Technical Report*, 38. 17
- Vallis, G. K. (2017). *Atmospheric and Oceanic Fluid Dynamics: Fundamentals and Large-Scale Circulation*. Cambridge University Press, 2nd edition. 15, 18
- Vazquez, G., Sharma, V. K., Magallanes, V. R., and Marmolejo, A. J. (1999). Heavy Metals in a Coastal Lagoon of the Gulf of Mexico. *Marine Pollution Bulletin*, 38(6):479–485. 6, 8
- Verduin, J. (1957). Daytime variations in phytoplankton photosynthesis. *Limnology and Oceanography*, 2(4):333–336. 11
- Villalobos-Zapata, G. (2010). *Áreas Naturales Protegidas de Campeche: 580-587. In: Villalobos Zapata G.J. y J. Mendoza Vega (Coords), La Biodiversidad en Campeche. Estudio de Estado*. CONABIO/Gobierno del Estado de Campeche. 8
- Wanninkhof, R. (1992). Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. *Journal of Geophysical Research*, 97(C5):7373. 10

- Wanninkhof, R., Asher, W. E., Ho, D. T., Sweeney, C., and McGillis, W. R. (2009). Advances in Quantifying Air-Sea Gas Exchange and Environmental Forcing. *Annual Review of Marine Science*, 1(1):213–244. 10
- Wen, X., Fang, J., Diao, M., and Zhang, C. (2013). Artificial neural network modeling of dissolved oxygen in the Heihe River, Northwestern China. *Environmental Monitoring and Assessment*, 185(5):4361–4371. 13
- Wong, P. P. and Losada, I. J., Gattuso, J., Hinkel, J., Khattabi, A., McInnes, K. L., Saito, Y., and Sallenger, A. (2014). *Coastal systems and low-lying areas in Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability". Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel of Climate Change [Field, C.B., V.R. Barros, D.J. Dokken, K.J. Mach, M.D. Mastrandrea, T.E. Bilir, M. Chatterjee, K.L. Ebi, Y.O. Estrada, R.C. Genova, B. Girma, E.S. Kissel, A.N. Levy, S. MacCracken, P.R. Mastrandrea, and L.L. White (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido y Nueva York, NY, USA.* 12
- Xia, M., Craig, P. M., Wallen, C. M., Stoddard, A., Mandrup-Poulsen, J., Peng, M., Schaeffer, B., and Liu, Z. (2011). Numerical Simulation of Salinity and Dissolved Oxygen at Perdido Bay and Adjacent Coastal Ocean. *Journal of Coastal Research*, 27:73–86. 13
- Yáñez-Arancibia, A., Day, J., Lara-Dominguez, A., Sánchez-Gil, P., Villalobos, G., and Herrera-Silveira, J. (2005). Ecosystem functioning: the basis for sustainable management of terminos lagoon, campeche, méxico. *Gulf of Mexico Origin, Waters and Biota: Ecosystem-Based Management; Day, JW, Yáñez-Arancibia, A., Eds*, pages 131–152. 4, 6, 7, 8
- Yáñez-Arancibia, A., Lara-Domínguez, A. L., and Day, J. W. (1993). Interactions between mangrove and seagrass habitats mediated by estuarine nekton assemblages: coupling of primary and secondary production. *Hydrobiologia*, 264(1):1–12. 7
- Yáñez-Arancibia, A. and Aguirre-León, A. (1988). *Pesquerías en la región de la Laguna de Términos. 431-452. In A. Yáñez-Arancibia & J.W. Day Jr. (eds.). Ecología de los ecosistemas costeros en el sur del Golfo de México: La región de la Laguna de Términos. Inst. Cienc. del Mar y Limnol. UNAM. Coast. Ecol. Inst. LSU. Ed. Universitaria. México.* 8
- Yáñez-Arancibia, A. and Day Jr, J. (1982). Ecological characterization of terminos lagoon, a tropical lagoon-estuarine system in the southern gulf of mexico. *Oceanologica Acta*, 5:431–440. 4, 6, 75, 76, 77, 79

## BIBLIOGRAFÍA

---

- Yáñez-Arancibia, A., Sánchez-Gil, P., and Lara-Domínguez, A. (1985). *Inventario evaluativo de los recursos de peces marinos del sur del Golfo de México: Los recursos actuales, los potenciales reales y perspectivas*. In A. Yáñez-Arancibia (ed.). *Recursos pesqueros potenciales de México: La pesca acompañante del camarón*. Progr. Univ. Alimentos, Inst. de Cienc. del Mar y Limnol. UNAM, Instituto Nacional de la Pesca. México. 8
- Yáñez-Arancibia, A., Zarate, D., Rojas-Galaviz, J., and Villalobos, G. (1994). *Estudio de declaratoria como area ecologica de proteccion de flora y fauna silvestre de la Laguna de Terminos, Campeche*. In *El Ecosistema de Manglar en America Latina y La Cuenca del Caribe: Su Manejo y conservacion*. [D. O. Suman, ed.]. Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science, University of Miami and the Tinker Foundation, New York, United States. 3
- Zhang, J., Gilbert, D., Gooday, A. J., Levin, L., Naqvi, S. W. A., Middelburg, J. J., Scranton, M., Ekau, W., Peña, A., Dewitte, B., Oguz, T., Monteiro, P. M. S., Urban, E., Rabalais, N. N., Ittekkot, V., Kemp, W. M., Ulloa, O., Elmgren, R., Escobar-Briones, E., and Van der Plas, A. K. (2010). Natural and human-induced hypoxia and consequences for coastal areas: synthesis and future development. *Biogeosciences*, 7(5):1443–1467. 12, 13