

**Centro de Investigación Científica y de Educación  
Superior de Ensenada, Baja California**



**Maestría en Ciencias  
en Oceanografía Física**

---

**Respuesta del nivel del agua a los frentes fríos y  
ciclones en un estuario tropical del Golfo de México**

Tesis

para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de  
Maestro en Ciencias

Presenta:

**Jonathan Aparco Lara**

Ensenada, Baja California, México

2018

Tesis defendida por

**Jonathan Aparco Lara**

y aprobada por el siguiente Comité

---

Dr. José Gómez Valdés

Codirector de tesis

---

Dr. Leonardo Tenorio Fernández

Codirector de tesis

Dr. Modesto Ortíz Figueroa

Dr. Enrique Gómez Treviño



---

Dr. José Gómez Valdés

Coordinador del Posgrado en Oceanografía Física

---

Dra. Rufina Hernández Martínez

Directora de Estudios de Posgrado

*Jonathan Aparco Lara © 2018*

*Queda prohibida la reproducción parcial o total de esta obra sin el permiso formal y explícito del autor y director de la tesis*

Resumen de la tesis que presenta Jonathan Aparco Lara como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Oceanografía Física.

## **Respuesta del nivel del agua a los frentes fríos y ciclones en un estuario tropical del Golfo de México**

Resumen aprobado por:

---

Dr. José Gómez Valdés

Codirector de tesis

---

Dr. Leonardo Tenorio Fernández

Codirector de tesis

En estuarios tropicales, las investigaciones sobre la respuesta del nivel del agua a eventos extremos se han incrementado recientemente debido a la necesidad de valorar los efectos del aumento reciente del nivel del mar en cuerpos de agua costeros. En este trabajo se utilizó un año de observaciones del nivel del agua en un estuario tropical del Golfo de México (GoM), así como datos atmosféricos de NCEP Reanalysis, para estudiar la respuesta a los frentes fríos y a los ciclones. El análisis de los datos incluyó el uso de ondeletas cruzadas para determinar las relaciones entre los vientos, el gasto del río y el nivel del agua. Adicionalmente, la influencia remota del GoM en el estuario inducida por los frentes fue analizada mediante el análisis de funciones ortogonales empíricas de la altura geopotencial a 1000 mb. La influencia de los ciclones fue analizada desde la perspectiva del aporte de humedad a escala sinóptica a través del contenido de agua precipitable cuyas variaciones se reflejaron en los cambios del gasto de río. Los resultados indicaron que los vientos de los frentes fríos y el nivel del agua estuvieron correlacionados en la banda espectral entre los 2 y 16 días, mientras que el gasto del río y el nivel del agua estuvieron correlacionados en la banda espectral entre los 10 y 64 días, donde las variaciones del gasto del río respondieron a los ciclones. Las acciones locales y remotas fueron analizadas en las bandas de mayor energía de las ondeletas cruzadas. La diferencia del nivel del agua entre estaciones de medición mostró el efecto local que fue bien reproducido por un balance de fuerzas, donde el esfuerzo de fondo fue significativo. La acción local del esfuerzo del viento produjo un desnivel de hasta 20 cm, mientras que el esfuerzo del fondo produjo un desnivel de hasta 8 cm.

**Palabras clave: Nivel del agua, frentes fríos, ciclones, ondeletas**

Abstract of the thesis presented by Jonathan Aparco Lara as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Physical Oceanography.

## **Sea-level response to cold fronts and cyclones in a tropical estuary of the Gulf of Mexico**

Abstract approved by:

---

Dr. José Gómez Valdés

Thesis Co-Director

---

Dr. Leonardo Tenorio Fernández

Thesis Co-Director

In tropical estuaries, research on the sea-level response to extreme events has recently increased due to the need to assess the effects of the recent in sea-level rise in coastal bodies of water. In this work a year of sea-level observations in a tropical estuary of the Gulf of Mexico (GoM) was used, as well as atmospheric NCEP reanalysis data, to study the sea-level response to cold fronts and cyclones. The analysis of the data included the use of cross wavelet transform to determine the relationships between the winds, river discharge, and the sea level. Additionally, the remote influence of the GoM in the estuary induced by the fronts was analyzed through the analysis of empirical orthogonal functions of the geopotential height at 1000 mb. The influence of the cyclones was analyzed from the perspective of the contribution of humidity on a synoptic scale through the content of precipitable water whose variations were reflected in the changes in river discharge. The results indicated that the winds of the cold fronts and the sea level were correlated in the spectral band between 2 and 16 days, while the river discharge and the sea level were correlated in the spectral band between 10 and 64 days, where variations in river discharge responded to cyclones. Local and remote actions were analyzed in the higher energy bands of the cross wavelet transform. The difference in sea level between measuring stations showed the local effect that was well reproduced by a balance of forces, where the bottom stress was significant. The local action of the wind stress produced a difference in sea level around of 20 cm, while the bottom stress produced a difference in sea level around of 8 cm.

**Keywords: Sea level, cold fronts, cyclones, wavelet**

## Dedicatoria

***Este trabajo esta dedicado a mis padres, hermanos y a mis amigos.***



*"Vivimos en una sociedad profundamente dependiente de la ciencia y la tecnología y en la que nadie sabe de estos temas. Ello constituye la formula segura para el desastre".*

(Carl Sagan)

*"El sentido de los fenómenos es siempre hacia la pérdida de energía disponible".*

(Richard Feynman)

## Agradecimientos

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada por darme la bienvenida al mundo como tal, por las oportunidades que me ha brindado las cuales son incomparables. A mis maestros por los conocimientos brindados, a mis compañeros de generación por los gratos momentos compartidos en el difícil camino del aprendizaje.

A mis padres y hermanos por los constantes consejos, voces de aliento y cariño.

Al Dr. José Gómez Valdés y al Dr. Leonardo Tenorio Fernández por ser mentores y brindarme apoyo académico y amistad incondicional. A los miembros de comité de tesis, Dr. Modesto Ortíz Figueroa y al Dr. Enrique Gómez Treviño por los comentarios y críticas que ayudaron al desarrollo del trabajo.

Al Dr. Jorge Zavala Hidalgo por facilitar el conjunto de datos y Al Dr. Arnoldo Valle-Levinson por sus valiosos comentarios.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por brindarme el apoyo económico para realizar mis estudios de maestría. No. de becario: 617849.

A cada uno de ellos quienes estuvieron presentes y hasta el día hoy siguen ahí, *gracias totales.*



# Tabla de contenido

	Página
Resumen en español .....	II
Resumen en inglés .....	III
Dedicatoria .....	IV
Agradecimientos .....	V
Lista de figuras .....	VIII
Lista de tablas .....	X
<b>Capítulo 1. Introducción</b>	
1.1. Objetivos .....	2
1.1.1. Objetivo general .....	2
1.1.2. Objetivos específicos .....	2
1.2. Área de Estudio .....	3
<b>Capítulo 2. Metodología</b>	
2.1. Datos .....	5
2.1.1. Nivel del agua .....	5
2.1.2. Gasto de río Papaloapan .....	6
2.1.3. Vientos .....	6
2.1.4. Vientos del modelo WRF .....	7
2.1.5. NCEP/NCAR Reanalysis .....	7
2.1.6. Frentes fríos y ciclones .....	8
2.2. Metodología .....	8
2.2.1. Variabilidad temporal .....	8
2.2.2. Respuesta del nivel del agua a los frentes .....	9
2.2.3. Respuesta del nivel del agua a los ciclones .....	10
<b>Capítulo 3. Resultados</b>	
3.1. Variabilidad temporal .....	11
3.1.1. Vientos .....	11
3.1.2. Gasto de río .....	14
3.1.3. Nivel del agua .....	15
3.2. Respuesta del nivel del agua a los frentes .....	18
3.2.1. Efecto local y remoto de los frentes .....	20
3.2.1.1. Respuesta local, mecanismo físico .....	21
3.2.1.2. Efecto remoto .....	23
3.3. Respuesta del nivel del agua a los ciclones .....	28

## **Tabla de contenido (continuación)**

**Capítulo 4. Discusión**

**Capítulo 5. Conclusiones**

**Literatura citada** ..... 37

**Anexo** ..... 40

## Lista de figuras

Figura	Página
1. Ubicación del sistema estuarino-lagunar Papaloapan. Las letras rojas indican la ubicación de los sensores de presión y el punto verde indica la estación hidrométrica en el río Papaloapan. Adaptado de Ruiz-Fernández <i>et al.</i> (2014). . . . .	4
2. Ubicación de las estaciones GALVESTON y VERV4 (puntos verdes) y de la zona de estudio (punto rojo) en el GoM. . . . .	6
3. Ubicación de la información utilizada del WRF sobre la región de estudio (izquierda) y grillado de información del WRF (derecha), donde el cuadro rojo representa las celdas utilizadas. El punto verde indica la ubicación de la estación hidrométrica de la CONAGUA. . . . .	7
4. Espectro de potencia normalizada (líneas continuas) y espectro de ruido rojo (líneas discontinuas) de la magnitud del viento sobre la región de estudio (línea roja) y de las estaciones VERV4 (línea negra) y GALVESTON (línea ploma). . . . .	12
5. (a) Serie de tiempo filtrada de la magnitud del viento sobre la región de estudio, los puntos azules denotan a los frentes y los puntos rojos denotan a los ciclones. (b) Parte real de la transformada de la ondeleta de Morlet para (a). (c) Espectros de potencia de (a). . . . .	13
6. (a) Boxplot para la magnitud del viento. (b) Diagrama de dispersión entre la magnitud y dirección del viento. Para ambos diagramas se utilizó la serie de tiempo de la Figura 5.a. . . . .	14
7. (a) Serie de tiempo del gasto del río Papaloapan. (b) Serie de tiempo de (a) sin estacionalidad. . . . .	15
8. Serie de tiempo del contenido de agua precipitable sobre la región de estudio. . . . .	15
9. Espectro de potencia normalizada (líneas continuas) y sus respectivos espectros de ruido rojo (líneas discontinuas) del nivel (línea negra) y temperatura (línea roja) del agua en la región de estudio. . . . .	17
10. (a) Serie de tiempo filtrada del promedio (línea negra) de las series series de tiempo del nivel del agua de todas las estaciones (líneas rojas). (b) Parte real de la transformada de ondeleta de Morlet para la serie de tiempo promedio. (c) Espectros de potencia de (a). . . . .	18
11. (a) Serie de tiempo filtrada del nivel del agua (línea negra) y de la magnitud del viento (línea roja). (b) Transformada de ondeletas cruzadas entre las series de tiempo de (a). (c) Espectros de potencia de las series de tiempo de (a). (d) Desfase promediado en el tiempo sobre la banda espectral indica por la línea de verde en (b). . . . .	20
12. (a) Serie de tiempo del viento. (b) Desnivel meridional del nivel del agua entre las estaciones <i>L</i> y <i>A</i> . (c) Desnivel zonal del nivel del agua entre las estaciones <i>L</i> y <i>P</i> . Ubicación de las estaciones <i>A</i> , <i>L</i> y <i>P</i> en la región de estudio (lado izquierdo de la parte superior). . . . .	21

## Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
13. Serie de tiempo del desnivel del agua observado entre las estaciones <i>L</i> , <i>A</i> (línea negra continua) y el desnivel estimado debido al viento (línea discontinua) y el viento meridional (línea roja). Los números en azul indican el paso de frentes. Las flechas verdes indican las relajaciones. . . . .	23
14. (a) Patrón espacial del primer modo de las FEOs de la altura geopotencial a 1000 mb sobre el GoM asociados a los frentes. (b) Patrón del segundo modo. (c) Componente principal del primer y segundo modo, y serie de tiempo del promedio del nivel del agua. Los frentes 11, 15 y 23 son indicados. Periodos marcados en azul son días de actividad de frentes y periodos marcados en verde son días posteriores al paso de los frentes. .	25
15. Promedio temporal de la altura geopotencial a 1000 mb (líneas de contorno, en metros) y del viento a nivel del mar (en colores y vectores) durante el paso de los frentes 11 (a.1), 15 (b.1) y 23 (c.1), y después del paso de los frentes 11 (a.2), 15 (b.2) y 23 (c.2) sobre el GoM. . . . .	27
16. (a) Serie de tiempo filtrada del nivel del agua (línea negra) y de la magnitud del viento (línea roja). (b) Espectro de ondas local cruzada entre las series de tiempo de (a). (c) Espectro de potencia de las series de tiempo de (a). (d) Desfase promedio sobre la banda espectral indicada por las líneas entrecortadas en (b). . . . .	28
17. Serie de tiempo del viento (a), del gasto de río (b), nivel de agua de las estaciones <i>L</i> , <i>A</i> y su respectiva diferencia en sombras de negro (c), del contenido de agua precipitable (d). . . . .	29
18. Promedio temporal del contenido de agua precipitable (en colores, a.1 y b.1), del viento a nivel del mar (en vectores, a.1 y b.1), de la precipitación sobre continente acumulada por día (en colores, a.2 y b.2) y de la altura geopotencial a 1000 mb (líneas de contorno, en metros) durante el huracán (H) Chris y la tormenta tropical (TT) Debby, donde los días promediados son indicados en los títulos de cada gráfico. . . . .	30
19. Promedio temporal del contenido de agua precipitable (en colores, a.1 y b.1), del viento a nivel del mar (en vectores, a.1 y b.1), de la precipitación sobre continente acumulada por día (en colores, a.2 y b.2) y de la altura geopotencial a 1000 mb (líneas de contorno, en metros) durante el huracán (H) Ernesto y la tormenta tropical (TT) Helene, donde los días promediados son indicados en los títulos de cada gráfico. . . . .	31

## Lista de tablas

Tabla		Página
1.	Características de los datos del nivel del mar y temperatura. . . . .	5
2.	Lista de frentes fríos sobre el GoM entre septiembre del 2011 a septiembre del 2012 . . . . .	44
3.	Lista de ciclones tropicales sobre el Atlántico y en el GoM. Donde: V.S : Viento sostenido, R.V : Rachas de viento, I: Inicial, F: Final, TT: Tormenta tropical, H: Huracán por categoría (I,II,...), DT: Depresión tropical. . . . .	45

## Capítulo 1. Introducción

---

El nivel del agua en sistemas costeros es comúnmente observado para estudiar las variaciones mareales y submareales. Las mareas en los sistemas costeros han sido ampliamente estudiadas por la comunidad científica mundial. En cambio, las variaciones submareales no han recibido la misma atención. Los fenómenos que inducen variaciones submareales en estos sistemas pueden ser de origen oceánico o atmosférico. En particular, en sistemas costeros subtropicales y tropicales los fenómenos de origen atmosférico que inducen variaciones submareales son los frentes y los ciclones, entre otros, como es el caso de los sistemas costeros del Golfo de México (GoM, por sus siglas en inglés). Wang y Elliott (1978) encontraron que el nivel del agua en Chesapeake Bay respondió a la perturbaciones del Océano Atlántico al paso de los ciclones. Wang (1979), en su estudio sobre el nivel del agua en la bahía mencionada, reportó que hubo variaciones del nivel del agua asociadas a los vientos locales de baja frecuencia. Parker (1975) encontró altas correlaciones entre la pendiente del nivel del agua y los vientos longitudinales en Massachussets Bay, resultados similares fueron reportados por Smith (1977) pero para Corpus Christi Bay.

Recientemente, Huang y Li (2017) utilizaron observaciones in situ y experimentos numéricos para analizar las variaciones submareales durante el paso de frentes fríos en un estuario ubicado al sureste de Luisiana. Ellos encontraron que la respuesta hidrodinámica submareal estuvo altamente correlacionada con los parámetros atmosféricos, donde los efectos remotos de los vientos asociados a los frentes produjeron las mayores elevaciones en el nivel del agua, y adicionalmente el viento local produjo una inclinación o desnivel del agua. Wong (2002) por su parte evaluó la respuesta del nivel del agua a los vientos durante ciclones en la Bahía Indian River, Delaware, encontró una coherencia entre 2 y 10 días, argumentó que la acción remota de los vientos se dio a través del transporte de Ekman; además reportó variaciones dentro de la bahía asociadas a la acción local de los vientos. Otros estudios también muestran que los sistemas costeros responden a la actividad de los fenómenos atmosféricos, principalmente mediante la acción del viento (Herrling y Winter, 2015; Schoen *et al.*, 2014; Buijsman y Ridderinkhof, 2007).

La actividad atmosférica en el GoM está determinada por los frentes y los ciclones. Estudios como el de Siadatmousavi y Jose (2015), Lin *et al.* (2016), y Li *et al.* (2017)

muestran que los vientos intensos de los frentes, entre octubre y abril, afectan significativamente a los sistemas costeros de la parte norte del GoM, debido a que los frentes se propagan desde las latitudes medias hasta las latitudes tropicales de oeste a este (Roberts *et al.*, 1987), logrando cubrir la parte sur del GoM hasta aproximadamente 12°N (Reding, 1992), esto implica que los frentes afectan a todos los sistemas costeros tropicales del GoM. Los ciclones tropicales por su parte, también pueden influir en los sistemas costeros mediante la acción del viento y aportes en el contenido de agua precipitable entre verano y otoño a largo de la costa este de los Estados Unidos y la zona costera del GoM (Shepherd *et al.*, 2007; Larson *et al.*, 2005). En particular, el sistema estuarino Papaloapan, por estar ubicado en la parte tropical del GoM, responde a los fenómenos atmosféricos mencionados, reflejados en variaciones del nivel del agua a escala submareal.

En este estudio, se utilizó la información de un año del nivel del agua y un conjunto de datos meteorológicos para investigar la respuesta del nivel del agua en el sistema estuarino-lagunar Papaloapan al paso de los frentes y a la actividad de los ciclones tropicales del periodo agosto 2011-septiembre 2012.

## **1.1. Objetivos**

### **1.1.1. Objetivo general**

Analizar la respuesta del nivel del agua de un estuario tropical a la influencia de los frentes fríos y ciclones.

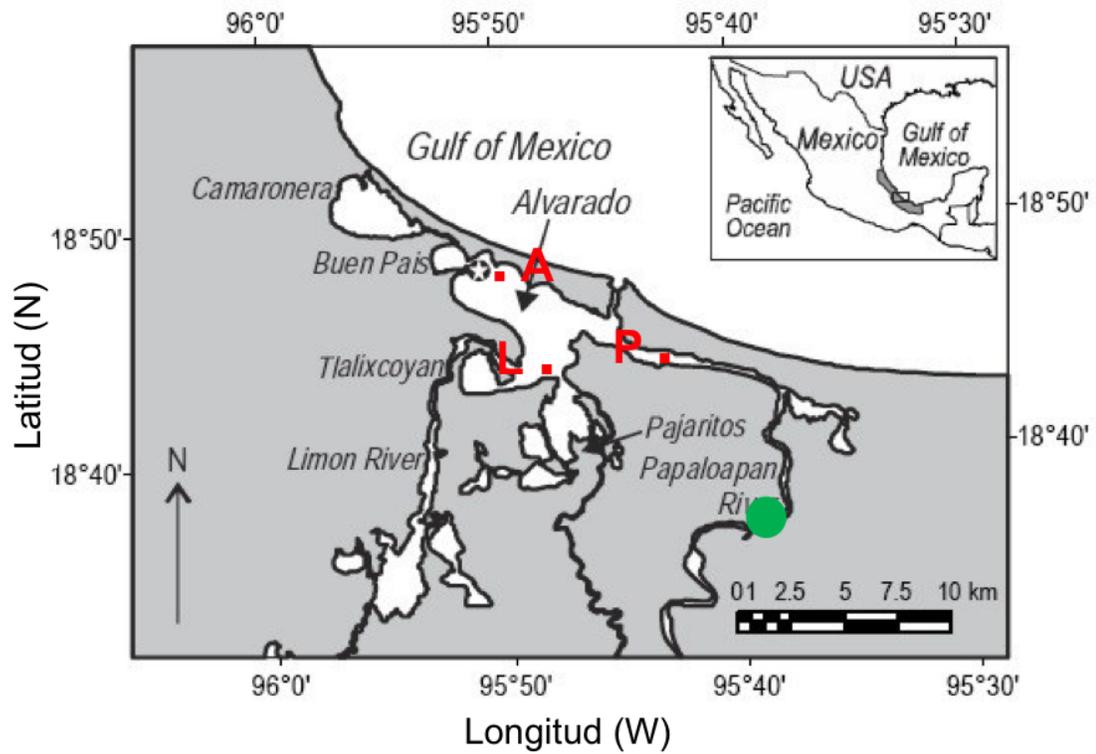
### **1.1.2. Objetivos específicos**

- Determinar la variabilidad temporal del viento, nivel del agua y gasto del río, asociados a los frentes fríos y ciclones.
- Estimar la relación entre la variabilidad temporal de los viento asociados a los frentes y el nivel del agua.
- Estimar la relación entre la variabilidad temporal del gasto del río asociado a los ciclones y el nivel del agua.

## 1.2. Área de Estudio

El sistema estuarino-lagunar Papaloapan está ubicado al suroeste del GoM entre los 18°36' y 18°54'N, 96°00' y 95°30'W (Figura 1), está comprendido al este por el estuario Papaloapan influenciado principalmente por los ríos Limón y Papaloapan y comunicado con el GoM por medio de una boca, donde el rango de marea puede llegar hasta los 80 cm (Tenorio-Fernández *et al.*, 2017) y al oeste por un sistema de lagunas, siendo la más importante la de Alvarado que cubre una superficie aproximadamente de 150  $km^2$ . El clima alrededor de la región de estudio es del tipo cálido subhúmedo con una temperatura media anual de 26°C, y una temporada de lluvias entre junio y octubre, y una temporada de secas o estiaje entre enero y mayo (Arriaga, 2000). Fenómenos atmosféricos de escala sinóptica como los frentes fríos y ciclones tropicales tienen gran influencia sobre este sistema costero (Gonzales, 2009; Díaz Castro, 2010).

Las principales fuentes de agua dulce son el río Papaloapan (con un gasto anual de 650  $m^3/s$ ) y el río Limón (con un gasto anual de 68  $m^3/s$ ) y otros ríos menores como los ríos Blanco, Acula y Camarón (Arriaga, 2000). El aporte de agua de los ríos establece un marcado cambio en la densidad, clasificando al sistema estuarino como un sistema de circulación positivo (circulación gravitacional) (Valle-Levinson, 2010). La morfología es del tipo barrera de arena, zona donde actualmente se desarrolla el pueblo de Alvarado. La conexión con el mar se da a través de la boca con un ancho aproximado de 1.1 km y una profundidad máxima de 18 m (Olvera, 2014). El régimen de marea en la boca del estuario es mixto con predominancia diurna (Tenorio-Fernández *et al.*, 2017).



**Figura 1.** Ubicación del sistema estuarino-lagunar Papaloapan. La letras rojas indican la ubicación de los sensores de presión y el punto verde indica la estación hidrométrica en el río Papaloapan. Adaptado de Ruiz-Fernández *et al.* (2014).

## Capítulo 2. Metodología

---

### 2.1. Datos

En esta sección se describen las características técnicas de los datos obtenidos en las salidas de campo, así como las salidas del modelo atmosférico y la información de algunos parámetros del sistema climático utilizados en el análisis de la respuesta del nivel agua a los frentes fríos y ciclones tropicales.

#### 2.1.1. Nivel del agua

Durante agosto de 2011 y septiembre de 2012 se realizaron mediciones de presión en diferentes puntos estratégicos del sistema estuarino-lagunar de Papaloapan-Alvarado (figura 1), con un intervalo de muestreo de 15 minutos. Para el cálculo del nivel del agua ( $\eta$ ) fue necesario quitar la influencia de la presión atmosférica ( $P_{atmosferica}$ ) usando la siguiente expresión:

$$\eta = (P_{total} - P_{atmosferica}) / (g\rho_{agua}), \quad (1)$$

donde  $P_{total}$  es la presión medido por los sensores,  $g$  es la gravedad y  $\rho_{agua}$  es la densidad del agua. El error típico para el nivel del agua obtenido fue de  $\pm 0.5$  cm.

Los sensores de presión utilizados fueron el U20 Titanium Water Level Data Logger U20-001-01, marca HOBO. La coordenadas de ubicación de estos sensores y el período de registro de los datos están especificados en la Tabla 1.

**Tabla 1.** Características de los datos del nivel del mar y temperatura.

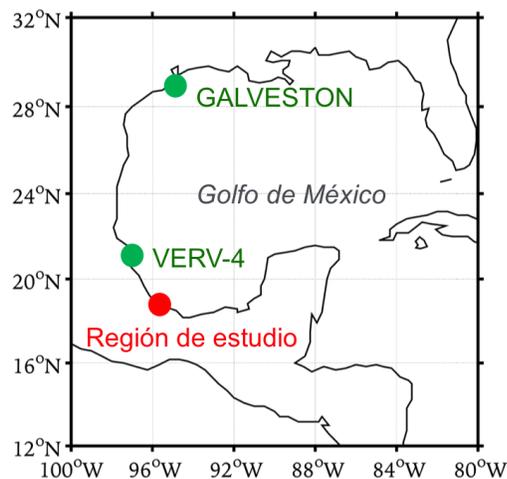
Sensor	Período de medición	Prof(m)	Lon(W)	Lat(N)
Buen País (A)	1 Ago 2011 - 6 Ago 2012	1.15	95°52' 11.2"	18°48' 18.1"
Tlalix boca (L)	2 Ago 2011 - 8 Sep 2012	1.12	95°49' 07.0"	18°44' 27.6"
Papaloapan (P)	2 Ago 2011 - 9 Sep 2012	0.97	95°41' 46.8"	18°44' 04.2"

### 2.1.2. Gasto de río Papaloapan

Las mediciones del gasto del río en la estación hidrométrica del río Papaloapan fueron utilizadas para analizar el aporte de agua dulce y la influencia de los ciclones sobre el sistema costero. Esta información fue obtenida del Banco Nacional de Datos de Aguas Superficiales (BANDAS), administrado por la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA). La ubicación de la estación hidrométrica se muestra en la Figura 3. El período de los datos que fueron utilizados van entre agosto del 2011 a septiembre del 2012, con una resolución diaria.

### 2.1.3. Vientos

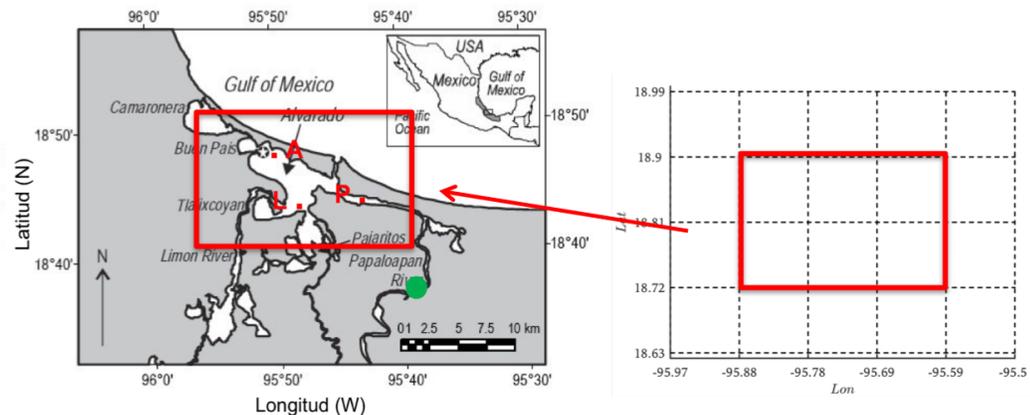
Se utilizó información del viento de la red mundial de boyas a cargo de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), específicamente los datos de la estación GALVESTON, TEXAS ( $94^{\circ}24' 46''$  W,  $29^{\circ}13' 54''$  N) debido a su proximidad con la región donde la actividad de los frentes fríos es más alta (Reding, 1992), y los datos de la estación VERV-4 Veracruz Harbor, México ( $96^{\circ}6' 47''$  W,  $19^{\circ}12' 16''$  N) debido a la proximidad con las región de estudio. El período de información utilizado fue entre agosto del 2011 y septiembre del 2012, con una resolución de 1 hora (Burnett y Crout, 2009). En la Figura 2 se muestra la ubicación en el GoM de las estaciones mencionadas así como la ubicación de la región de estudio.



**Figura 2.** Ubicación de las estaciones GALVESTON y VERV4 (puntos verdes) y de la zona de estudio (punto rojo) en el GoM.

### 2.1.4. Vientos del modelo WRF

La información del viento sobre la región de estudio fue obtenida de las salidas del modelo WRF (Weather Research and Forecasting Model), este modelo es operado por el Grupo de Interacción Océano-Atmósfera (Grupo IOA) del Centro de Ciencias de la Atmósfera de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). La corridas del modelo WRF fueron realizadas bajo un sistema anidado, donde el primer dominio comprendió parte del Océano Pacífico, toda la República Mexicana y el GoM con un grillo de 20 x 20 Km, el segundo dominio abarcó la parte central de la República Mexicana con una resolución espacial aproximada de 6.5 X 6.5 km, región donde se encuentra incluido la región de estudio. El período de información utilizada fue del 1 de agosto de 2011 al 31 de septiembre de 2012, con una resolución temporal de 1 hora (Olvera, 2014). Para la investigación se utilizó la serie de tiempo del promedio de 6 celdas (indicados en la Figura 3) para cubrir en su totalidad la región de estudio. Es de esperar que la variabilidad temporal de esta información represente de forma adecuada a los cambios relacionados a los fenómenos atmosféricos de escala sinóptica, debido a la asimilación de los datos que realiza el WRF, los cuales se van ajustando cada semana.



**Figura 3.** Ubicación de la información utilizada del WRF sobre la región de estudio (izquierda) y grillo de información del WRF (derecha), donde el cuadro rojo representa las celdas utilizadas. El punto verde indica la ubicación de la estación hidrométrica de la CONAGUA.

### 2.1.5. NCEP/NCAR Reanalysis

Para analizar las condiciones atmosféricas bajo condiciones del paso de frentes fríos sobre el GoM y de la propagación de los ciclones tropicales se utilizaron algunos productos del proyecto en cooperación entre NCEP (National Centers for Environmen-

tal Prediction) y NCAR (National Center for Atmospheric Research), que son parte del proyecto de Reanalysis del CDAS (Climate Data Assimilation System). Los parámetros utilizados fueron los vientos a nivel del mar, el contenido de agua precipitable en toda la columna aire y la precipitación acumulada sobre el continente. Los dos primeros parámetros están distribuidos en un grillado regular de  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$  con una resolución temporal de 6 horas (Kalnay *et al.*, 1996). Mientras que la precipitación sobre el continente está distribuido en un grillado regular de  $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$  con una resolución temporal de 1 día (Chen *et al.*, 2008). Estos datos de *NCEP reanalysis* y *CPC Global Unified Precipitation* fueron obtenidos de *NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA*, a través de su página web <https://www.esrl.noaa.gov/psd/>.

### **2.1.6. Frentes fríos y ciclones**

Las fechas de ocurrencia de los frentes fríos y ciclones tropicales entre el 2011 y 2012 fueron obtenidos de los reportes del IMN (Instituto Meteorológico Nacional). Ver anexo Tabla2.

La actividad de los frentes fríos fueron analizados empleando los mapas sinópticos de la propagación de los frentes y de los centros de presión superficial sobre América del Norte, información a cargo de división WPC (Weather Prediction Center) de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration's) disponible en [https://www.wpc.ncep.noaa.gov/archives/web\\_pages/sfc/sfc\\_archive.php](https://www.wpc.ncep.noaa.gov/archives/web_pages/sfc/sfc_archive.php). La actividad de los ciclones tropicales sobre el GoM y el océano Atlántico fueron analizados empleando la información histórica de estos fenómenos a cargo del INM (ver anexo Tabla3), disponible en: <https://smn.cna.gob.mx/es/ciclones-tropicales/informacion-historica>.

## **2.2. Metodología**

### **2.2.1. Variabilidad temporal**

Para conocer la variabilidad temporal contenida durante un año de información del viento, del gasto del río y del nivel del agua, se utilizaron los espectros de potencia normalizada de ondeletas debido a las variaciones no periódicas que caracterizan a

los fenómenos atmosféricos (Torrence y Compo, 1998), para esto se utilizó la ondeleta “Morlet” por tratarse de datos geofísicos, para más detalles sobre este método matemático revisar en el Anexo la sección A.3.

Con respecto a los vientos, para comprobar que la serie obtenida contenga la variabilidad temporal necesaria para la investigación, se compararon los espectros de potencia normalizada de WRF y de las estaciones VER4 y GALVESTON, esperando observar que VER4, por su proximidad a la región de estudio, refleje características similares al del WRF, mientras que la de GALVESTON, por su proximidad a la región donde los frentes fríos son más energéticos, refleje una mayor potencia relacionado a este frentes. (Reding, 1992).

En general, la variabilidad temporal de alta frecuencia (menor a 2 días), fue extraída utilizando el filtro pasa bajo *Lanczos-filter* Duchon (1979), con una frecuencia de corte de 48 horas para incluir el filtrado de la frecuencia inercial (aproximadamente 37.7 horas), para más detalles de este método revisar Anexo sección A.2. Mientras que la variabilidad temporal de baja frecuencia (mayore a 64 días) fue extraída usando el método de convolución con una ventana de Hanning de 120 días (Thomson y Emery, 2014). EL límite de 64 días obedece a la variabilidad mensual observada a priori en la serie de tiempo del gasto de río.

Para el nivel del agua, se utilizó adicionalmente el análisis armónico para extraer la señal de las mareas, para esto se utilizó el programa *T-tide* desarrollado por (Pawlowicz *et al.*, 2002), para más detalles de este método revisar Anexo sección A.1.

Finalmente, se utilizó el análisis de ondeletas para obtener la distribución de la energía espectral en el espacio tiempo-frecuencia de la series filtradas (Torrence y Compo, 1998), obteniendo de este forma los modos de variabilidad asociados a los frentes y ciclones, para más detalles de este método revisar Anexo sección A.3.

### **2.2.2. Respuesta del nivel del agua a los frentes**

Para analizar la respuesta del nivel del agua debido a los frentes se utilizó el análisis de ondeletas cruzadas entre el viento (forzante) y el nivel del agua (respuesta), para más detalles de este método ver en el Anexo la sección A.4. Este método fue utilizado

debido a que las variaciones submareales del nivel del agua deben estar relacionadas a las variaciones de los vientos.

La respuesta local y remota del nivel del agua debido a los frentes fueron analizados en el período donde la energía espectral de las ondeletas cruzadas entre el viento y el nivel del agua fue mayor. Además, la respuesta local fue analizada mediante un balance de fuerzas para estimar la contribución relativa de cada forzante en las diferencias del nivel del agua entre estaciones de medición. Además, para reforzar el análisis de la respuesta remota de las variaciones del nivel del agua se utilizó el método de funciones empíricas ortogonales (FEOs) (Venegas, 2001) aplicado a la altura geopotencial a 1000 mb sobre el GoM, debido a que los cambios de presión atmosférica sobre el GoM son los responsables de la variaciones del viento. Finalmente, los periodos de tiempo donde se observó coherencia alta entre los primeros modos y las variaciones del nivel del agua fueron utilizados para estudiar los patrones espaciales promedio de la altura geopotencial y de los vientos a nivel del mar, con el objetivo de explicar el mecanismo físico de interacción entre el GoM y la región de estudio.

### **2.2.3. Respuesta del nivel del agua a los ciclones**

La respuesta del nivel del agua a los ciclones fue analizada mediante las ondeletas cruzadas entre el gasto del río y el nivel del agua. El periodo donde la energía espectral de las ondeletas cruzadas fue mayor fue utilizado para analizar la actividad de los ciclones y su relación con el gasto de río por medio de la variabilidad espacial del contenido de agua precipitable sobre el GoM y las precipitaciones sobre la parte oriental de México específicamente sobre la cuenca del Papalopan.

## Capítulo 3. Resultados

---

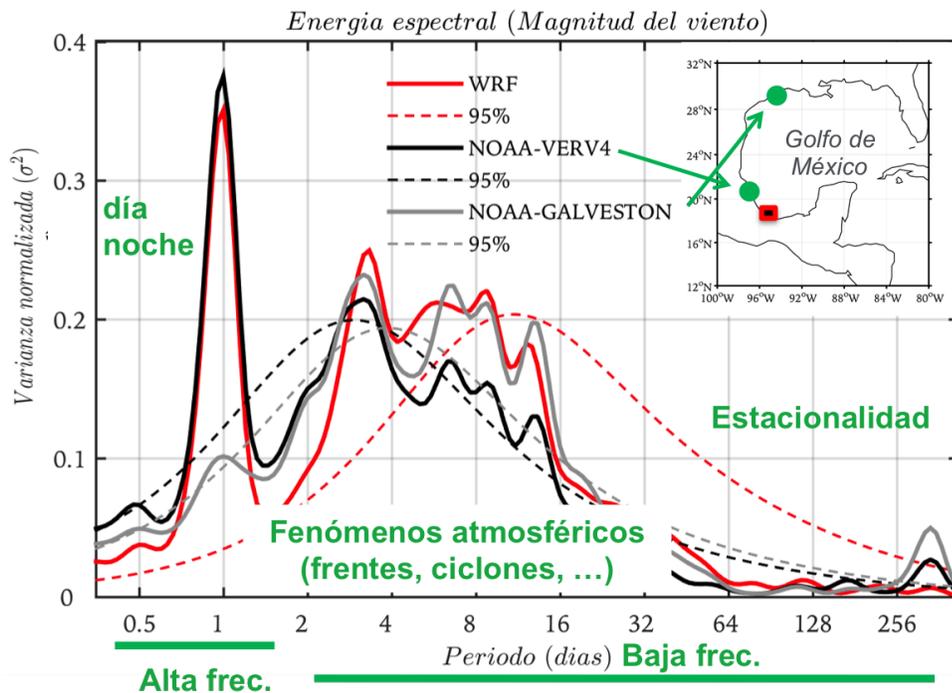
Este capítulo está conformado por tres secciones. La primera, orientada a la variabilidad temporal del viento, del gasto de río y del nivel del agua fue analizada bajo el concepto de distribución espectral normalizada de ondeletas; este método permitió definir una banda espectral de los frentes fríos y ciclones tropicales. La segunda sección muestra la relación entre la acción del viento y los cambios en el nivel del agua, y el análisis de la respuesta local y remota producidas por los frentes. La tercera sección muestra la relación entre los ciclones tropicales y la variaciones del nivel del agua.

### 3.1. Variabilidad temporal

#### 3.1.1. Vientos

En la Figura 4 se muestra una comparación de los espectros de potencia normalizada de la magnitud del viento del WRF, de las estaciones VERV4 y GALVESTON. En general se identificaron tres bandas espectrales, la primera asociada principalmente a las variaciones menores a 2 días, la segunda asociada a los fenómenos atmosféricos extremos (entre 2 y 64 días) y la tercera asociada a la estacionalidad (mayores a 64 días).

La concentración de energía en la primera banda espectral fue menor en GALVESTON que en VERV4 y WRF, debido al debilitamiento de la actividad de los frentes asociada a su propagación de norte a sur (Reding, 1992). Por otro lado, la similitud espectral de la información del modelo WRF y de los datos de la estación meteorológica VERV4 sugiere que la información del WRF representó de manera adecuada la variabilidad sinóptica de los vientos.



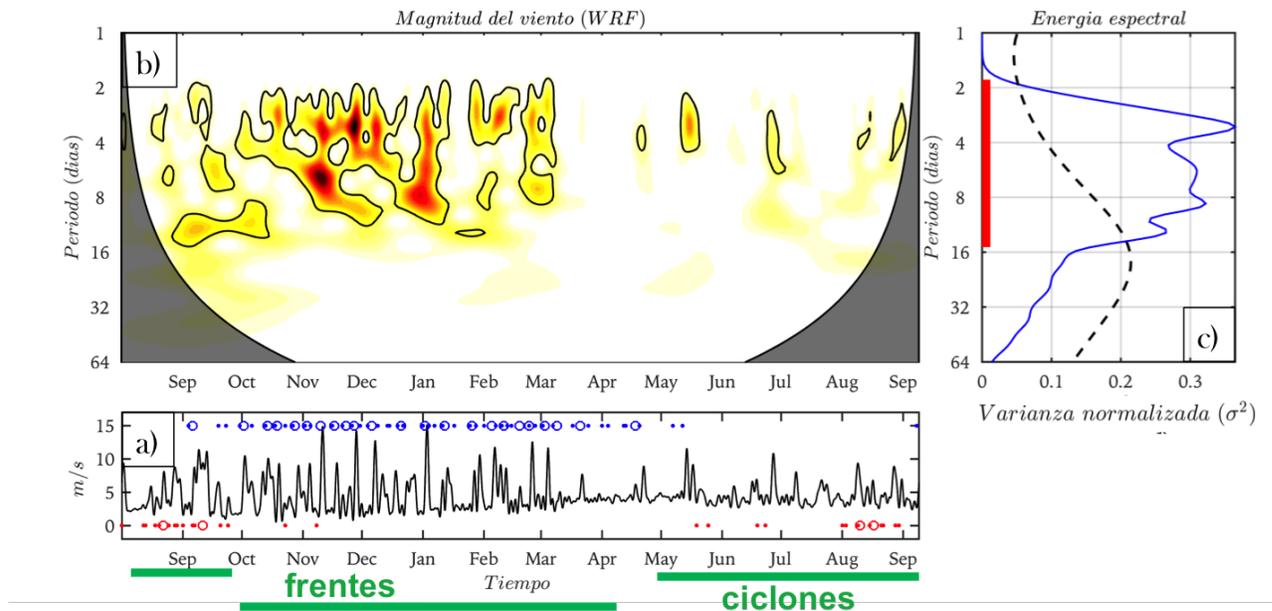
**Figura 4.** Espectro de potencia normalizada (líneas continuas) y espectro de ruido rojo (líneas discontinuas) de la magnitud del viento sobre la región de estudio (línea roja) y de las estaciones VERV4 (línea negra) y GALVESTON (línea ploma).

En la Figura 5.a se muestra la serie de tiempo de la magnitud del viento filtrada, donde los puntos azules y rojos representan a los frentes fríos sobre el GoM y a los ciclones tropicales sobre el Atlántico y el GoM, respectivamente. Los círculos representan a los fenómenos atmosféricos que afectaron directamente a la región de estudio (similarmente para la Figura 10.a ).

La Figura 5.b muestra la distribución de la energía espectral normalizada en el espacio tiempo-frecuencia para la serie de tiempo filtrada de la magnitud del viento (Figura 5.a), donde los colores intensos representan mayor energía espectral, las líneas de contorno indican el límite de significancia al 95 % y las sombras representan el cono de influencia (similarmente para la Figura 10.b). En esta figura se observó que la mayor energía espectral se concentró entre noviembre y febrero, meses donde los frentes son más frecuentes, mientras que el resto de los meses hubo poca concentración de energía espectral.

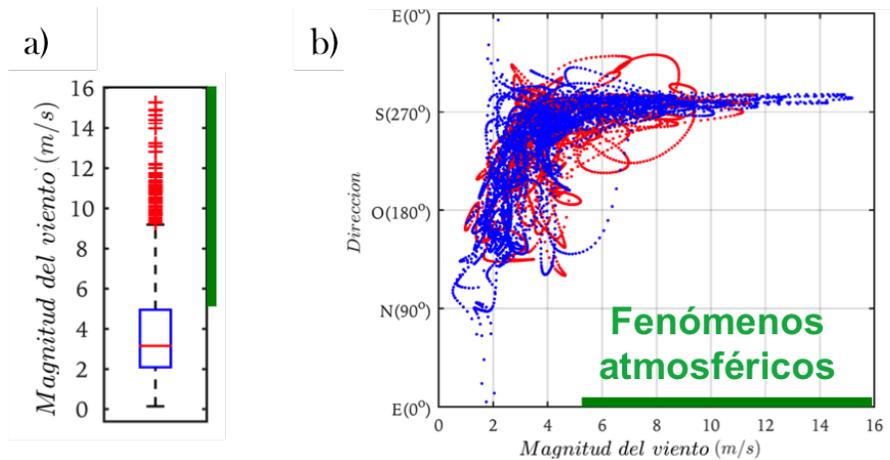
La Figura 5.c muestra el espectro de potencia de la serie de tiempo de la Figura 5.a y su correspondiente espectro de ruido rojo (línea entrecortada) (similarmente para la

Figura 10.c). Donde la energía estuvo contenida en la banda espectral entre los 2 y 16 días.



**Figura 5.** (a) Serie de tiempo filtrada de la magnitud del viento sobre la región de estudio, los puntos azules denotan a los frentes y los puntos rojos denotan a los ciclones. (b) Parte real de la transformada de la ondeleta de Morlet para (a). (c) Espectros de potencia de (a).

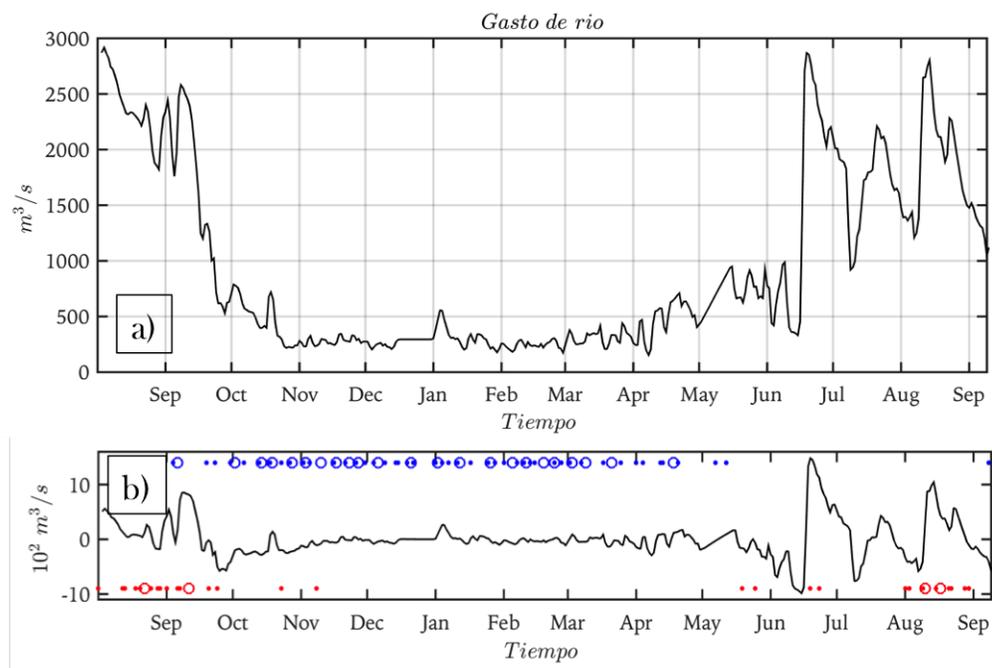
La distribución de los valores de la magnitud del viento mediante un diagrama de caja se muestra en la Figura 6.a, donde se observa que los vientos mayores al percentil 75 o mayores a 5 m/s pueden ser considerados como vientos asociados a los fenómenos atmosféricos, principalmente a los frentes fríos por lo mostrado en la Figura 5, estos vientos son señalados por la línea verde en la figura en cuestión. Por otro lado, en la Figura 6.b se muestra el diagrama de dispersión entre la magnitud y dirección del viento, el cual muestra que los vientos mayores a los 5 m/s estuvieron orientados principalmente hacia el sur, indicados por la línea verde en la Figura 6.b. En esta figura, los puntos azules indican la dispersión del viento para los meses de mayor actividad de los frentes y los puntos rojos indican la dispersión del viento para los meses de mayor actividad de los ciclones.



**Figura 6.** (a) Boxplot para la magnitud del viento. (b) Diagrama de dispersión entre la magnitud y dirección del viento. Para ambos diagramas se utilizó la serie de tiempo de la Figura 5.a.

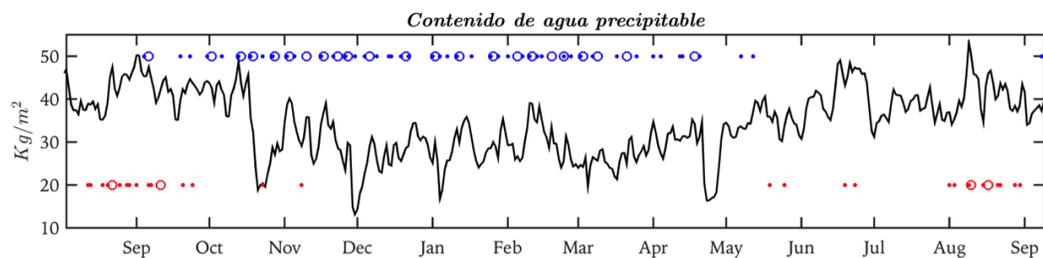
### 3.1.2. Gasto de río

La serie de tiempo del gasto del río Papaloapan se muestra en la Figura 7.a, donde se observa una variabilidad estacional muy marcada entre el verano y el invierno. Mientras que la serie de tiempo sin estacionalidad se muestra en la Figura 7.b, donde los puntos azules denotan a los frentes y los puntos rojos a los ciclones. Los incrementos del gasto de río coinciden con la ocurrencia de los ciclones. Durante la actividad de los frentes, por otro lado, no se registraron incrementos del gasto del río.



**Figura 7.** (a) Serie de tiempo del gasto del río Papaloapan. (b) Serie de tiempo de (a) sin estacionalidad.

En la Figura 8 se muestra la serie de tiempo del contenido de agua precipitable sobre la región de estudio, como indicador de la precipitación que explica los incrementos del gasto de río durante los ciclones, ya que los incrementos del contenido de agua coincidieron con la actividad de los ciclones indicados por los puntos rojos en la figura, principalmente durante junio y agosto del 2012.



**Figura 8.** Serie de tiempo del contenido de agua precipitable sobre la región de estudio.

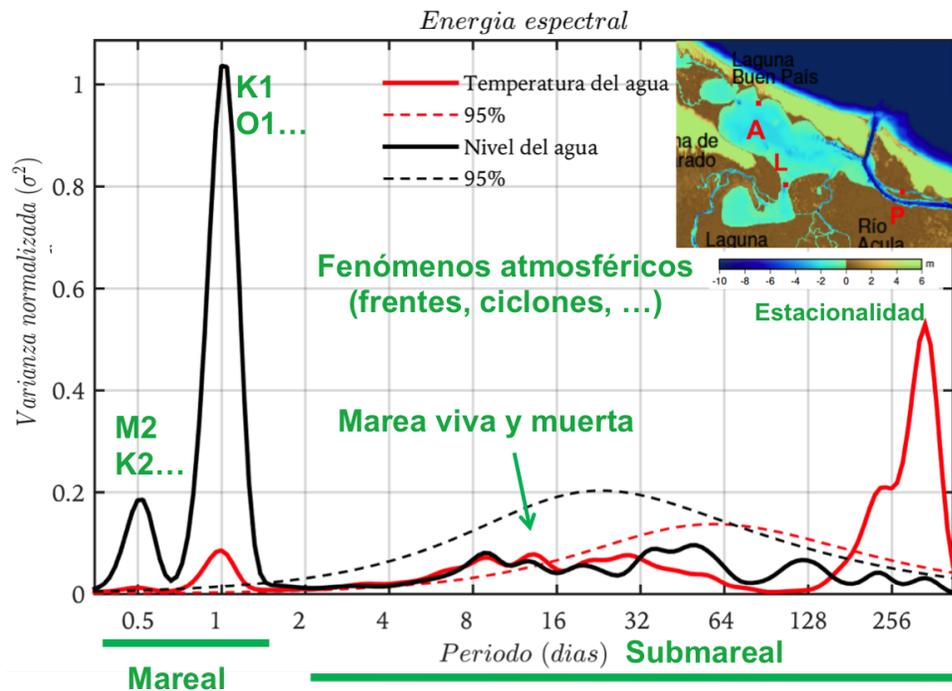
### 3.1.3. Nivel del agua

En la Figura 9 se muestran los espectros de potencia normalizada del nivel del agua y temperatura, esta última solo de diagnóstico más no de análisis, las series de tiempo utilizadas fueron obtenidas del promedio de las series de tiempo de todas las estacio-

nes de medición. Para el nivel del agua, se identificaron tres bandas espectrales, la primera banda (menores a 2 días) fue asociada a la gravitación del sistema Tierra-Luna, es decir a la marea diurna y semidiurna, la segunda banda (entre 2 y los 64 días) fue asociada a los fenómenos atmosféricos extremos y a las mareas de sicigia y cuadratura, y la tercera banda (mayores a 64 días) fue asociada a los cambios estacionales. Para la temperatura, la primera banda (menores a 2 días) fue asociada al día y la noche, la segunda banda (entre 2 y los 64 días) fue asociada a los fenómenos atmosféricos extremos, principalmente debido a los cambios térmicos por el paso de los frentes, y la tercera banda (entre 2 y los 64 días) fue asociada al contraste térmico entre el verano e invierno.

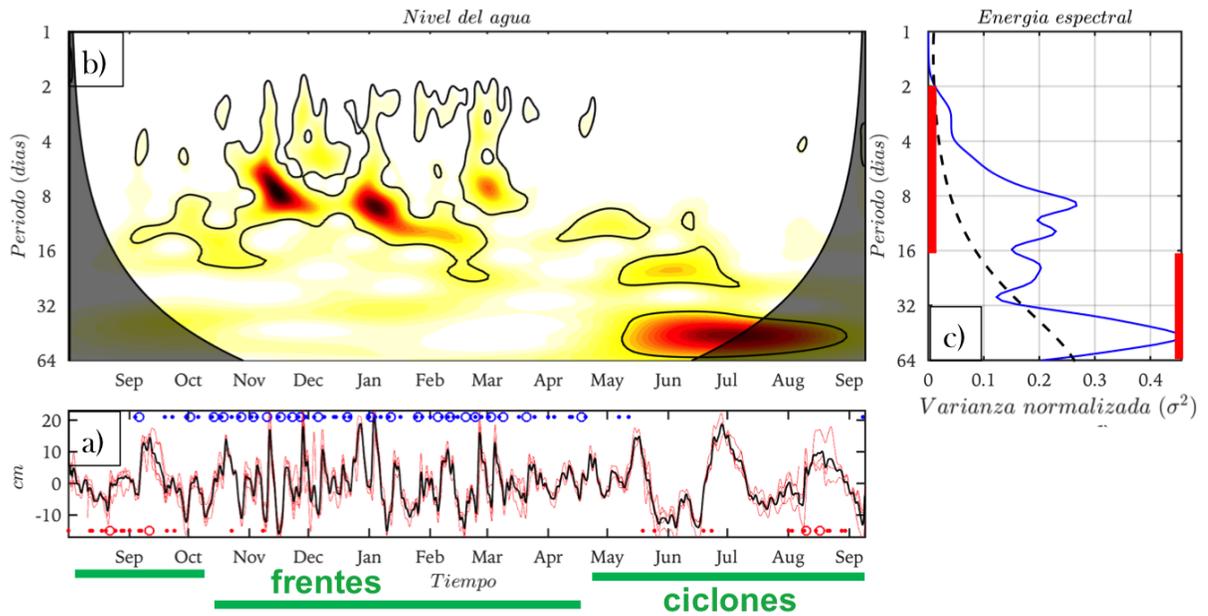
La distribución de energía espectral del nivel del agua muestra que la variabilidad mareal (menor a 2 días) fue el factor dominante en la dinámica del sistema costero, específicamente las variaciones diurnas, este último consistente con el dominio diurno de las mareas sobre el GoM el cual responde a la co-oscilación entre la marea diurna y los puntos anfidrómicos de Florida, cerca a Miami, y la del canal de Yucatán (Zelter y Hansen, 1972). La gran cantidad de energía espectral que logró concentrar estas variaciones mareales produjeron que los picos de energía asociados a los fenómenos atmosféricos se muestren muy reducidos, a tal grado de quedar por debajo del espectros de ruido rojo, sin embargo a pesar de que esta variabilidad no se mostró estadísticamente aceptable, es posible diferenciar que existieron cambios en el nivel del agua asociados a los fenómenos atmosféricos extremos. Como se vera más adelante, esta dificultad fue superada gracias al uso de filtros que permitieron aislar solo la variabilidad de la segunda banda espectral.

Para la temperatura del agua, la energía espectral dominante fue debido al contraste térmico entre el verano e invierno. A diferencia del nivel del agua, los picos de energía asociados a los fenómenos atmosféricos se mostraron parcialmente por encima de sus respectivos espectros de ruido rojo, específicamente en la banda espectral de 4 y 16 días, que concuerda con los periodos de duración de los efectos producidos por el paso de los frentes (Reding, 1992).



**Figura 9.** Espectro de potencia normalizada (líneas continuas) y sus respectivos espectros de ruido rojo (líneas discontinuas) del nivel (línea negra) y temperatura (línea roja) del agua en la región de estudio.

En la Figura 10.a se muestra la serie de tiempo del nivel del agua filtrada, sin variaciones menores a 2 días y sin variaciones mayores a 64 días. En esta figura se observaron claras diferencias en las variaciones submareales durante los meses de mayor incidencia de los frentes y durante la temporada de ciclones, indicados por las líneas verdes en la Figura 10.a. La distribución de la energía espectral en el espacio tiempo-frecuencia que se muestra en la Figura 10.b corroboró estas diferencias, además pone en evidencia que la principal diferencia radica en los periodos de duración de los cambios submareales, entre 2 y 16 días para los meses de mayor presencia de frentes y entre 16 y 64 días para los meses de mayor presencia de ciclones, indicados por las líneas rojas en la Figura 10.c.



**Figura 10.** (a) Serie de tiempo filtrada del promedio (línea negra) de las series de tiempo del nivel del agua de todas las estaciones (líneas rojas). (b) Parte real de la transformada de ondeleta de Morlet para la serie de tiempo promedio. (c) Espectros de potencia de (a).

### 3.2. Respuesta del nivel del agua a los frentes

En esta sección se analizan las relaciones de causa y efecto entre los vientos asociados a los frentes y la respuesta del nivel del agua mediante ondeletas cruzadas, además de la respuesta local y remota del nivel del agua durante el periodo donde la energía espectral en común del análisis de ondeletas cruzadas fue máxima.

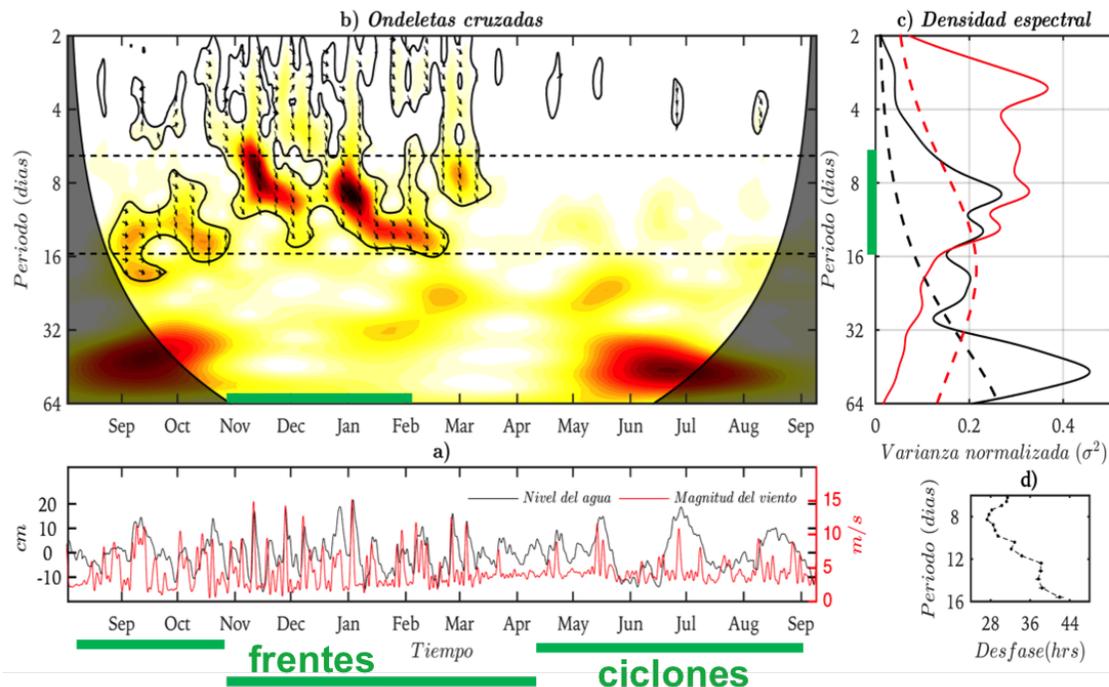
En la Figura 11.b se muestra el espectro de ondeletas cruzadas de las series de tiempo filtradas de la magnitud del viento y del nivel de agua, donde las líneas de contorno encierran a la energía espectral con una significancia estadística mayor o igual al 95 % de confianza, las flechas dentro de las zonas significativas representan a los desfases relativos entre el forzante (viento) y la respuesta (nivel del agua), las sombras representan el cono de influencia, y las líneas entrecortadas señalan a las banda espectral donde hubo mayor energía en común a través del tiempo. En la Figura 11.c se muestra el espectro de potencia de las respectivas series de tiempo (líneas continuas) y sus respectivos espectros de ruido rojo (líneas discontinuas), líneas rojas para la magnitud del viento y líneas negras para el nivel del agua. En la Figura 11.d se

muestran los desfases promediados en el tiempo de los espectros de ondeletas para la banda espectral indicada por la línea verde en la Figura 11.c. Para estimar el tiempo de desfase ( $T_{desfase}^i$ ) se utilizaron los ángulos de los vectores que se muestran en la Figura 11.b, usando la siguiente expresión:

$$T_{desfase}^i = \frac{\alpha_i}{360} T_i, \quad (2)$$

donde  $\alpha_i$  es el ángulo de desfase promediado en el tiempo para el correspondiente periodo  $T_i$ .

El espectro de ondeletas cruzadas que se muestra en la Figura 11.b confirma la relación de causa y efecto que existió entre el viento de baja frecuencia y los cambios submareales del nivel del agua, esta relación se presentó en la banda espectral de 2 a 16 días, con una mayor concentración de energía en común entre los 6 y 16 días señalado por la línea verde en la Figura 11.c, entre noviembre y febrero como se indica en la línea verde de la Figura 11.b. Los valores positivos del promedio temporal del desfase sugieren que los cambios submareales del nivel del agua variaron antes que la intensificación de los vientos asociados a los frentes, lo cual es aparentemente contradictorio con lo esperado, pero si tomamos en cuenta que las variaciones submareales del nivel del agua reflejan los cambios del nivel del mar adyacente, y este a su vez responde a la influencia del paso de los frentes sobre el GoM (Gonzales, 2009; Li *et al.*, 2017), resulta que el desfase positivo sugiere que el nivel del agua responde primero a la influencia remota de los frentes, seguido luego de 36 horas, aproximadamente, debido a la acción de los vientos sobre el sistema costero.



**Figura 11.** (a) Serie de tiempo filtrada del nivel del agua (línea negra) y de la magnitud del viento (línea roja). (b) Transformada de ondeletas cruzadas entre las series de tiempo de (a). (c) Espectros de potencia de las series de tiempo de (a). (d) Desfase promediado en el tiempo sobre la banda espectral indica por la línea de verde en (b).

### 3.2.1. Efecto local y remoto de los frentes

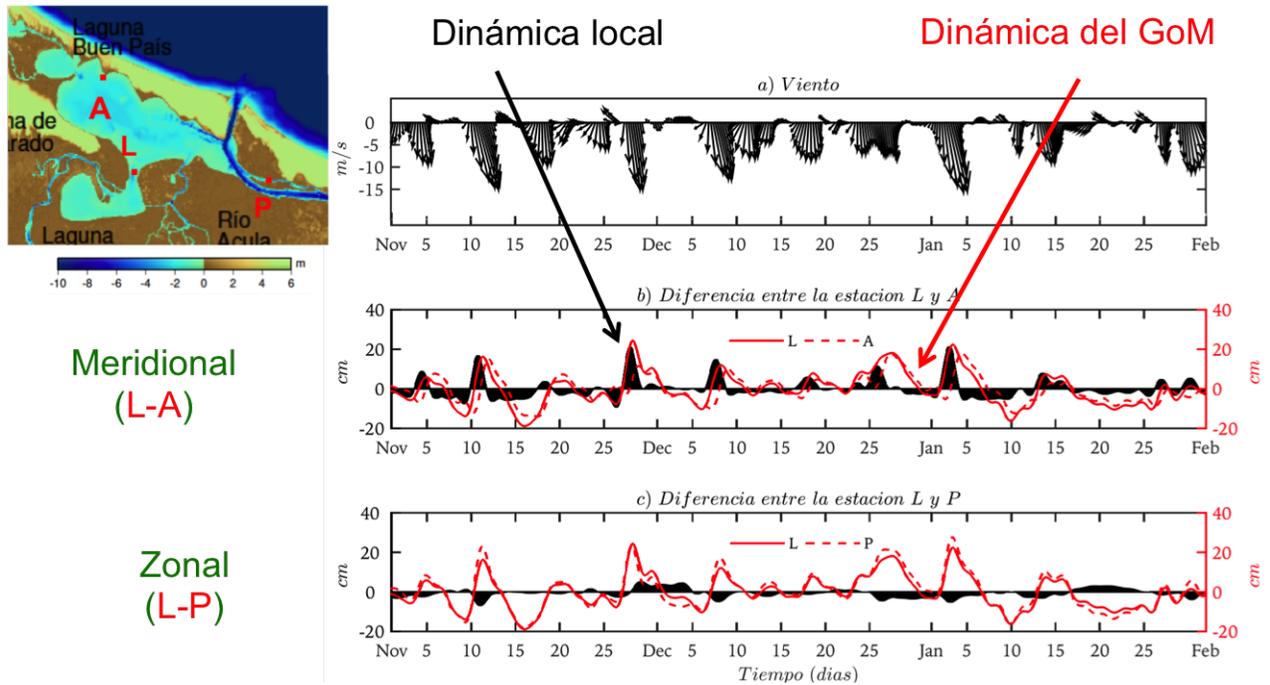
El análisis de la respuesta local y remota del nivel del agua debido al paso de los frentes fue realizado para el periodo noviembre-febrero, meses donde la energía espectral en común fue mayor (indicado por la línea verde en la Figura 11.b).

En la Figura 12.a se muestran las series de tiempo de los vectores de viento, donde las rachas de vientos fueron debido al paso de los frentes. En la Figura 12.b y c se muestran las series de tiempo del nivel de agua de las estaciones *L*, *A* y *L*, *P* (líneas rojas), y las diferencias entre ellas (sombras de negro) que representan las variaciones meridionales y zonales del nivel del agua, respectivamente.

La respuesta local del nivel del agua al paso de los frentes fue observada en la sincronía temporal entre las rachas de vientos (Figura 12.a) y las variaciones meridionales del nivel del agua (Figura 12.b). Por otro lado, la poca variabilidad zonal observada en

la Figura 12.c. fue debido a que los vientos asociados a los frentes estuvieron orientados principalmente hacia el sur.

La respuesta remota del nivel del agua por su parte fue identificada por las incompatibilidades temporales entre la duración de las rachas de vientos de los frentes y el cambio en el nivel del agua (líneas de rojo en la Figura 12.b), donde los ascensos y descensos del nivel agua tuvieron una mayor duración que las rachas del viento.



**Figura 12.** (a) Serie de tiempo del viento. (b) Desnivel meridional del nivel del agua entre las estaciones *L* y *A*. (c) Desnivel zonal del nivel del agua entre las estaciones *L* y *P*. Ubicación de las estaciones *A*, *L* y *P* en la región de estudio (lado izquierdo de la parte superior).

### 3.2.1.1. Respuesta local, mecanismo físico

El desnivel del agua observado en la sección anterior fue analizado mediante un balance de fuerzas (ecuación 3). Para este análisis se consideraron la fuerza debido al gradiente de presión ( $g \frac{\partial \eta}{\partial y}$ ), al gradiente de densidad ( $\frac{gh}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial y}$ ), al esfuerzo del viento ( $\frac{\tau_s}{\rho h}$ ) y al esfuerzo de fondo ( $\frac{\tau_b}{\rho h}$ ), en la forma:

$$0 = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{gh}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial y} + \frac{\tau_s}{\rho h} - \frac{\tau_b}{\rho h}, \quad (3)$$

tal que:

$$\begin{aligned}\tau_s &= C_D \rho_a |w|^2 \\ \tau_b &= C_D \rho v_b |v_b|,\end{aligned}\tag{4}$$

donde:

$g$ : gravedad ( $\approx 10$ )

$\partial\eta$ : diferencia del nivel del agua ( $\eta$ ) entre las estaciones A y L ( $\approx 10^{-1}$ )

$\partial y$ : distancia entre las estaciones A y L ( $\approx 10^4$ )

$h$ : profundidad promedio ( $\approx 10^0$ )

$\rho$ : densidad del agua ( $\approx 10^3$ )

$\partial\rho$ : diferencia de densidades entre las estaciones A y L ( $\approx 10^{-2}$ )

$\tau_s$ : esfuerzo de viento  $C_D$ : coeficiente de arrastre ( $\approx 10^{-3}$ )

$\rho_a$ : densidad del aire ( $\approx 10^0$ )

$w$ : viento ( $\approx 10$ )

$\tau_b$ : esfuerzo de fondo  $v_b$ : corriente de fondo

El orden de magnitud en el Sistema Internacional de Unidades (SI) de cada parámetro de las ecuaciones 3 y 4 son indicados al lado de cada parámetro, lo que fue utilizado en la estimación de la importancia relativa de cada término del cambio de nivel del agua.

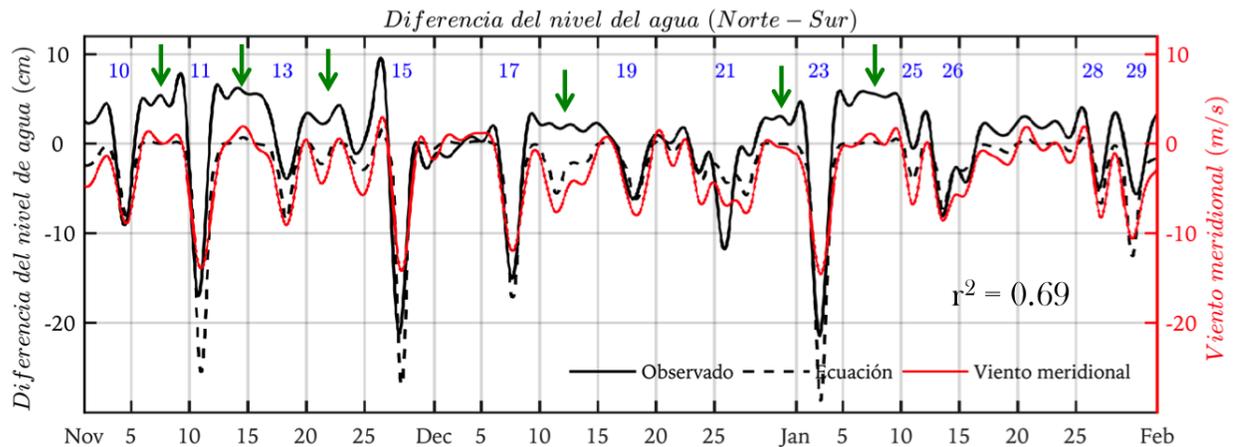
Los números en la parte superior de cada término de la ecuación 5 indican el orden de magnitud, donde se consideró como una incógnita el esfuerzo de fondo debido a la falta de datos de la velocidad de corriente de fondo. El orden de magnitud para el desnivel de agua ( $\Delta\eta$ ) de cada término de la ecuación 5, sugiere que la contribución debido a las condición de baroclinicidad puede ser despreciado, debido a que el orden de magnitud de este término fue de  $10^{-4}x10^{-1}$ , mientras que el orden de magnitud de los demás términos fueron igual a  $1x10^{-1}$ .

$$\Delta\eta \approx 1,10^{-1} = -\frac{\approx 10^{-4},10^{-1}}{\rho} \Delta\rho + \frac{\approx 1,10^{-1}}{g\rho h} \tau_s \Delta y - \frac{\approx ..?}{g\rho h} \tau_b \Delta y\tag{5}$$

Utilizando la ecuación 5, se estimó el desnivel del agua en la dirección meridional,

entre las estaciones *A* y *L*, para ello no se consideró el poco aporte del gradiente de densidad y se suprimió el aporte del esfuerzo de fondo. Es decir que la estimación fue realizada solo con el aporte del esfuerzo del viento, similar a lo empleado por Li *et al.* (2017). En este cálculo se consideró al coeficiente de arrastre ( $C_D$ ) como una función dependiente de la magnitud del viento (Yelland y Taylor, 1996).

En la Figura 13 se muestra el desnivel del agua observado (línea negra continua) y lo estimado debido a la acción del viento (línea entrecortada), y el viento meridional (línea roja). El coeficiente de determinación ( $r^2 = 0.69$ ) indica que alrededor del 70% de la varianza fue explicada por el esfuerzo del viento, atribuido principalmente a los intensos vientos durante el paso de frentes (indicados por los números en azul). Sin embargo, se observó que durante la relajación de los vientos (indicados por las flechas verdes) el desnivel del agua aun estuvo presente y con valores positivos, siendo esto atribuido al factor omitido en la estimación del desnivel del agua, es decir al esfuerzo de fondo.



**Figura 13.** Serie de tiempo del desnivel del agua observado entre las estaciones *L*, *A* (línea negra continua) y el desnivel estimado debido al viento (línea discontinua) y el viento meridional (línea roja). Los números en azul indican el paso de frentes. Las flechas verdes indican las relajaciones.

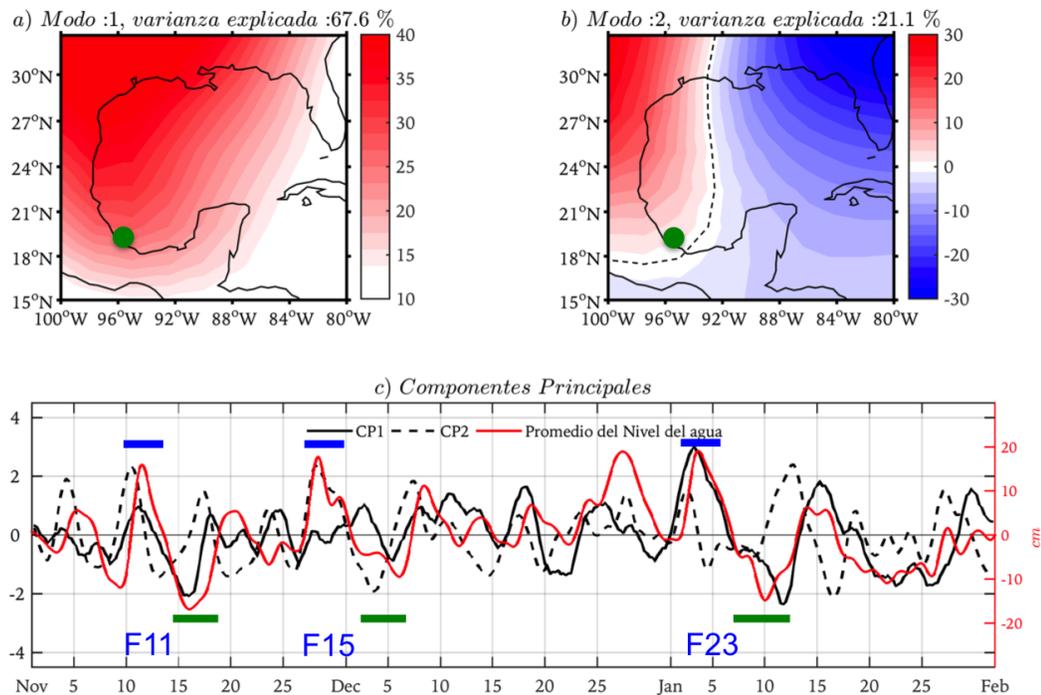
### 3.2.1.2. Efecto remoto

La respuesta remota del nivel del agua fue analizada con información atmosférica de *NCEP-NCAR-Reanalysis* de la altura geopotencial a 1000 mb. La variabilidad espacial de la altura geopotencial a través del tiempo, de noviembre a febrero, fue

comprimida en modos de variabilidad mediante el análisis de Funciones Empíricas Ortogonales. A priori, se observó que la variabilidad estuvo asociada principalmente al paso de frentes sobre el GoM, por ello fue de esperarse que los primeros modos de variabilidad reflejaran los cambios en la presión atmosférica ligados a estos fenómenos. En consecuencia a lo anterior, el 88.7 % de la varianza explicada estuvo contenida en los dos primeros modos.

En la Figura 14.a se muestra el modo 1 con 67.6%, en la Figura 14.b el modo 2 con 21.1 % de varianza explicada y en la Figura 14.c se muestran las respectivas componentes principales y la serie de tiempo del promedio de tres estaciones del nivel del agua. La fase positiva de la Componente Principal 1 (CP1, línea negra en la Figura 14.c), la cual esta ligada a la configuración monopolar del modo 1 (Figura 14.a), fue asociado a los cambios en la meridional de la presión debido a la propagación de los frentes sobre el GoM, en otras palabras, presiones altas sobre noreste y presiones relativamente bajas al sureste, mientras que la fase negativa fue interpretada como la recuperación del sistema de presiones al paso de los frentes. La fase positiva de la Componente Principal 2 (CP2, línea entrecortada en la Figura 14.c), ligada a la configuración dipolar del modo 2 (Figura 14.b), fue asociada a los cambios de presión de oeste a este a razón del paso de los frentes sobre la parte norte GoM, mientras que la fase negativa fue relacionada con la recuperación del sistema de presiones al paso de estos frentes.

La respuesta del nivel del agua a la influencia remota por el paso de los frentes fueron observados en la coherencia temporal entre los picos de la parte positiva las CPs y el aumento del del nivel del agua, principalmente durante los frentes 11, 15 y 23 indicados por la líneas de azul en la Figura 14.c, y en la coherencia temporal entre los picos de la parte negativa de los CPs y el descenso del nivel del agua, indicados por las líneas de verde en la Figura 14.c. Para entender como fue el mecanismo físico se analizó las configuraciones espaciales sobre el GoM de los promedios temporales de la altura geopotencial a 1000 mb y del viento a nivel del mar, los promedios fueron realizados durante y después del paso de los frentes indicados en la 14.c, debido a que estos produjeron las mayores variaciones en el nivel del agua.



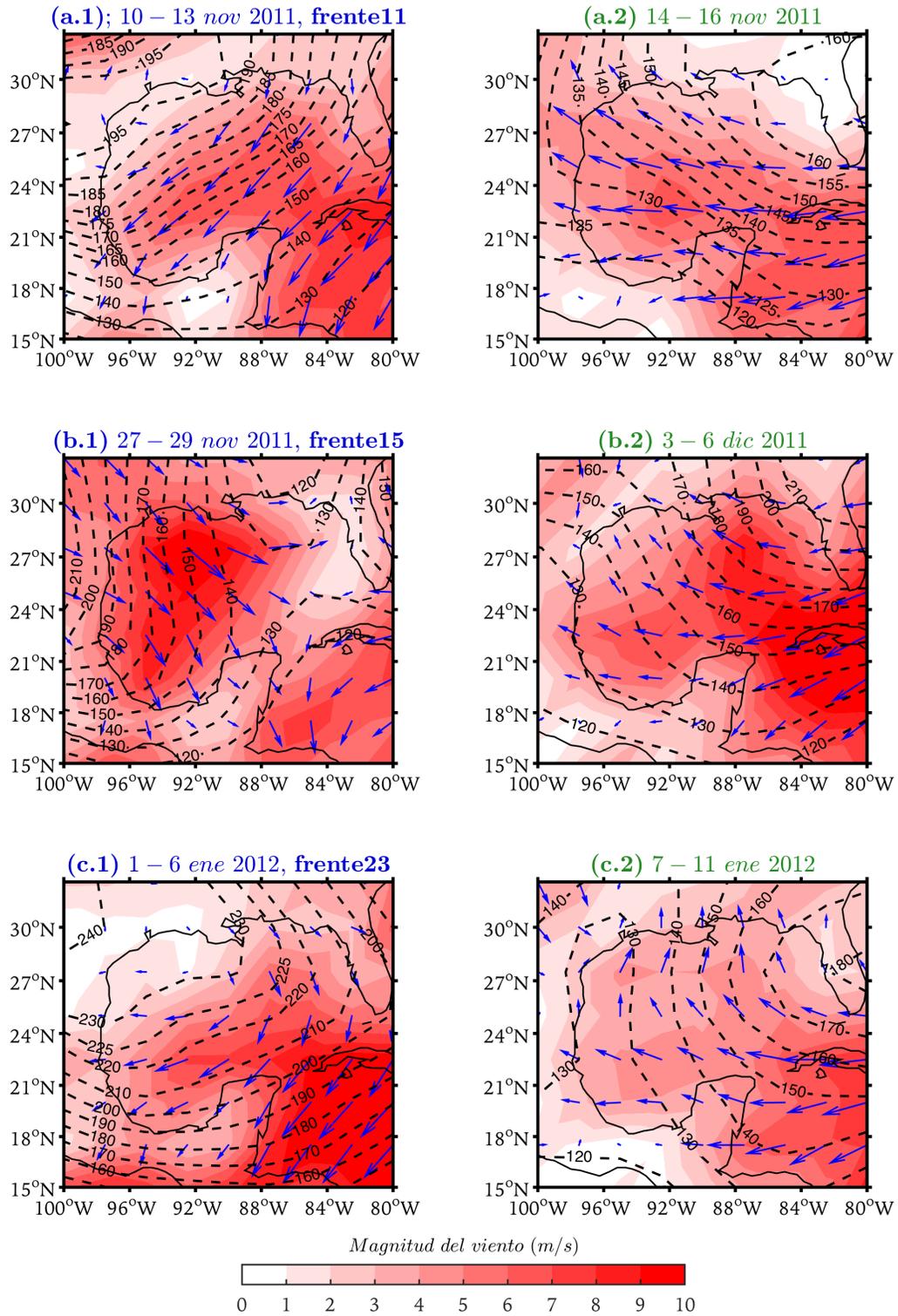
**Figura 14.** (a) Patrón espacial del primer modo de las FEOs de la altura geopotencial a 1000 mb sobre el GoM asociados a los frentes. (b) Patrón del segundo modo. (c) Componente principal del primer y segundo modo, y serie de tiempo del promedio del nivel del agua. Los frentes 11, 15 y 23 son indicados. Periodos marcados en azul son días de actividad de frentes y periodos marcados en verde son días posteriores al paso de los frentes.

En la Figura 15 se muestran los promedios para la altura geopotencial a 1000 mb (líneas de contorno), el cual tiene una relación directa con la presión atmosférica, siendo de este modo, en adelante se hará referencia a este parámetro por medio de las expresiones de altas y bajas presiones, además se muestran los promedios del viento a nivel del mar representados por los vectores y la magnitud del viento en colores. El tiempo promediado para cada gráfico se indican en los respectivos títulos, donde el color azul hace referencia a los periodos durante el paso de los frentes 11, 15 y 23, mientras que el color verde hace referencia a los periodos después del paso de estos frentes.

Para el Frente 11 (Figura 15.a.1), el sistema de presión atmosférica estuvo configurado con una alta presión al noroeste del GoM y una baja presión al sureste, similar al modo 1 del análisis de los FEOs (Figura 14.a), mientras que los vientos estuvieron orientados del noreste al suroeste, esto debido a la acción conjunta entre la presión atmosférica y los efectos de la rotación terrestre. En consecuencia, tanto la presión

atmosférica y los vientos favorecieron el apilamiento de masa de agua del GoM alrededor de la región de estudio, suroeste del GoM, reflejado en el aumento del nivel del agua observado en los datos. Una configuración similar fue observada durante el paso del Frente 23 (Figura 15.c.1), donde este último tuvo mayor duración. El Frente 15 por su lado (Figura 15.b.1), tuvo una alta presión al este del GoM y bajas presiones sobre al lado oeste, mientras que los vientos estuvieron orientados del noroeste al sureste con sentido preferente hacia el sur. En conclusión, el viento fue el factor que favoreció el apilamiento del agua alrededor de la región de estudio, mientras que la presión estuvo en contra del apilamiento, siendo el viento el factor dominante debido al aumento del nivel del agua observado (línea roja en la Figura 14).

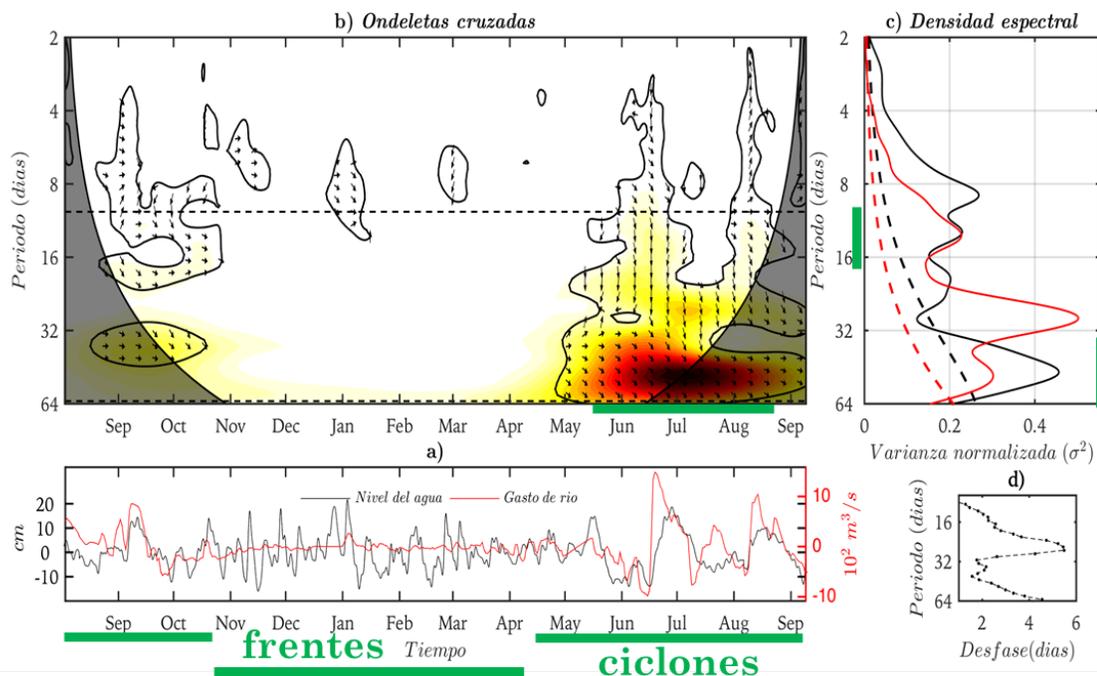
Los sistemas de presión atmosférica posterior al paso de los frentes 11, 15 y 23 (Figura 15.a.2, b.2 y c.2, respectivamente) tuvieron una configuración similar entre ellos, alta presión al noreste del GoM y baja presión al suroeste, mientras que los vientos estuvieron orientados del este al noroeste, con sentido preferente al norte en el caso del pos-frente 23. En general la presión indujo incremento del nivel del agua, mientras que el viento indujo un descenso del nivel del agua, siendo los vientos el factor dominante debido a los descensos del nivel de agua observado (línea roja en la Figura 14) durante estos pos-frentes.



**Figura 15.** Promedio temporal de la altura geopotencial a 1000 mb (líneas de contorno, en metros) y del viento a nivel del mar (en colores y vectores) durante el paso de los frentes 11 (a.1), 15 (b.1) y 23 (c.1), y después del paso de los frentes 11 (a.2), 15 (b.2) y 23 (c.2) sobre le GoM.

### 3.3. Respuesta del nivel del agua a los ciclones

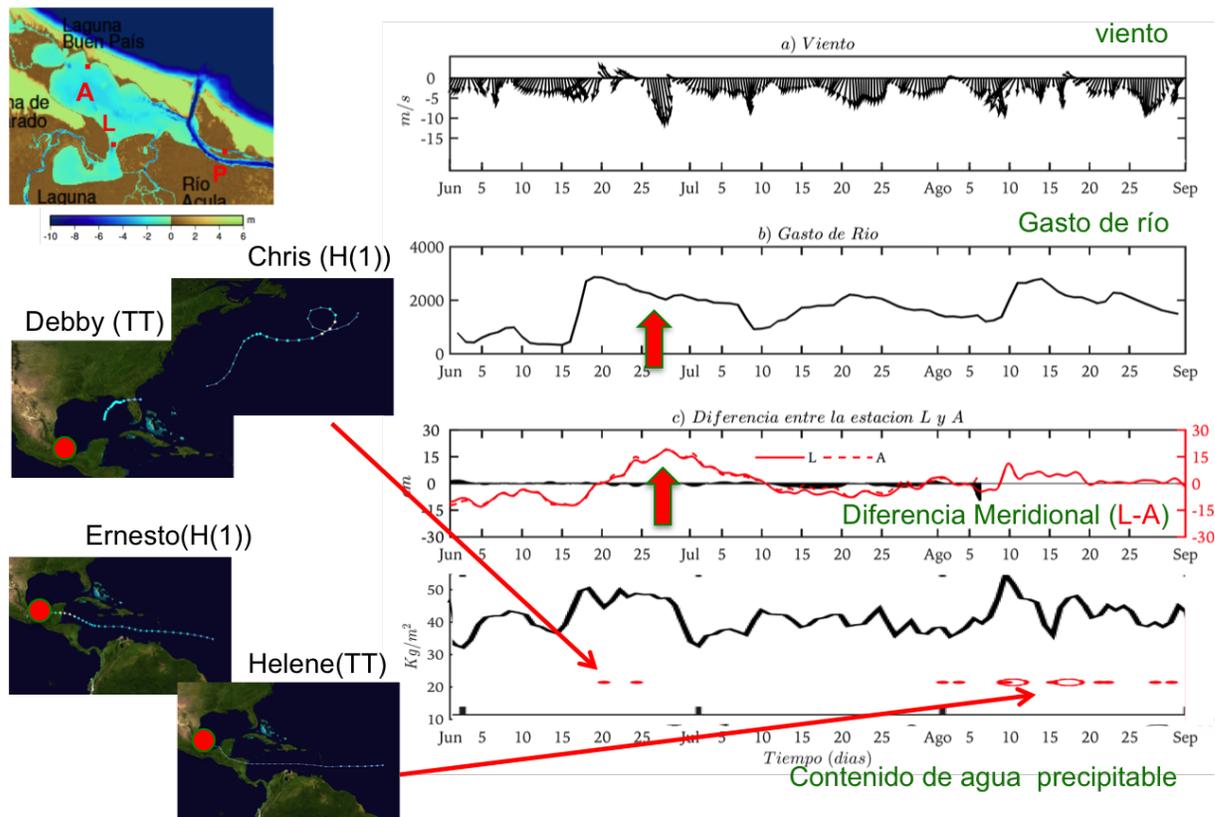
En la Figura 16.b se muestra la relación que existió entre los cambios submareales del nivel del agua y las variaciones del gasto de río mediante los espectros de ondeletas cruzadas, la relación se desarrolló en la banda espectral entre los 8 y 64 días, tuvo una mayor concentración de energía espectral en común entre junio y septiembre, indicado por la línea verde en la Figura 16.b. Los espectros de potencia de cada serie de tiempo indica que hubo una mayor relación en la banda espectral entre los 10 y 16 días, y entre 32 y 64 días, señalados por las líneas verdes en la Figura 16.c. Por otro lado, el promedio temporal del desfase sobre la banda de mayor energía en común sugiere que existió un retraso de aproximadamente 3 días (Figura 16.d), siendo este el tiempo que tardó el sistema costero en responder de forma progresiva al incremento de la descarga de río.



**Figura 16.** (a) Serie de tiempo filtrada del nivel del agua (línea negra) y de la magnitud del viento (línea roja). (b) Espectro de ondeletas local cruzada entre las series de tiempo de (a). (c) Espectro de potencia de las series de tiempo de (a). (d) Desfase promedio sobre la banda espectral indicada por las líneas entrecortadas en (b).

EL análisis de la respuesta local y remota del nivel del agua debido a la actividad de ciclones fue realizado durante el periodo donde la energía espectral en común entre el gasto de río y el nivel del agua fue mayor (Figura 16.b), entre junio y septiembre del

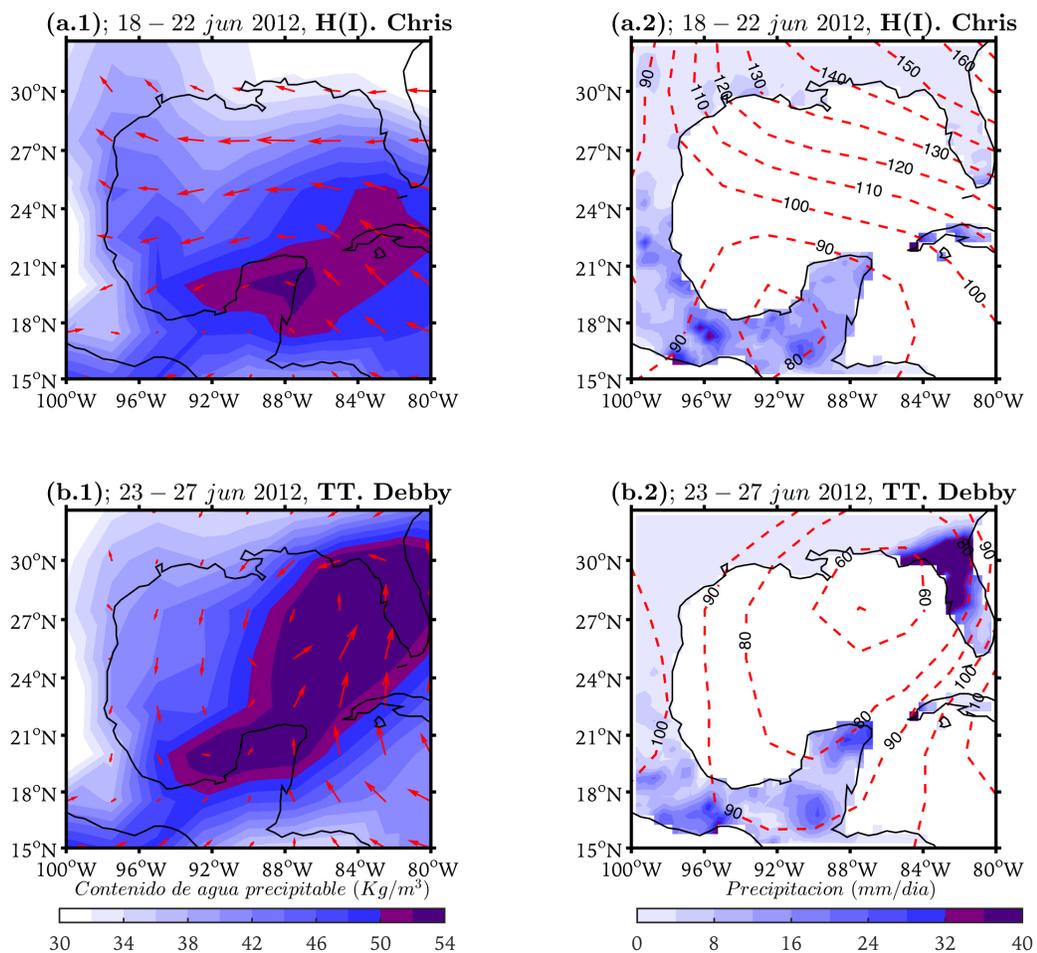
2012. En la Figura 17.a se muestra la serie de tiempo del viento del WRF sobre la región de estudio, en la 17.b la del gasto de río, en la 17.c la diferencia meridional del nivel del agua (sombra de negro) y en la 17.d el contenido de agua precipitable similar a la Figura 8.a. Al lado izquierdo, se muestran las trayectorias de los ciclones tropicales que tuvieron influencia sobre el contenido de agua precipitable, específicamente sobre la región de estudio. En este caso, una simple comparación entre la diferencia meridional del nivel del agua y la variabilidad de los vientos sugiere que los vientos no fueron un factor importante (Figura 17.c).



**Figura 17.** Serie de tiempo del viento (a), del gasto de río (b), nivel de agua de las estaciones *L*, *A* y su respectiva diferencia en sombras de negro (c), del contenido de agua precipitable (d).

En la Figura 18.a.1 se muestra la concentración de agua precipitable sobre el GoM asociada a la actividad del Huracán Chris, pese a que este evento se propagó a miles de kilómetros del GoM (Bravo, 2012a), el patrón de los vientos evidencia que la masa atmosférica con alto contenido de humedad fue advectada de este a oeste, lo que produjo condiciones propicias para la precipitación sobre la parte sur del GoM llegando a cubrir la cuenca del Papaloapan, prueba de ello en la Figura 18.a.2 se muestra que hubo una mayor precipitación sobre esta zona del GoM. Mientras que en la Figura

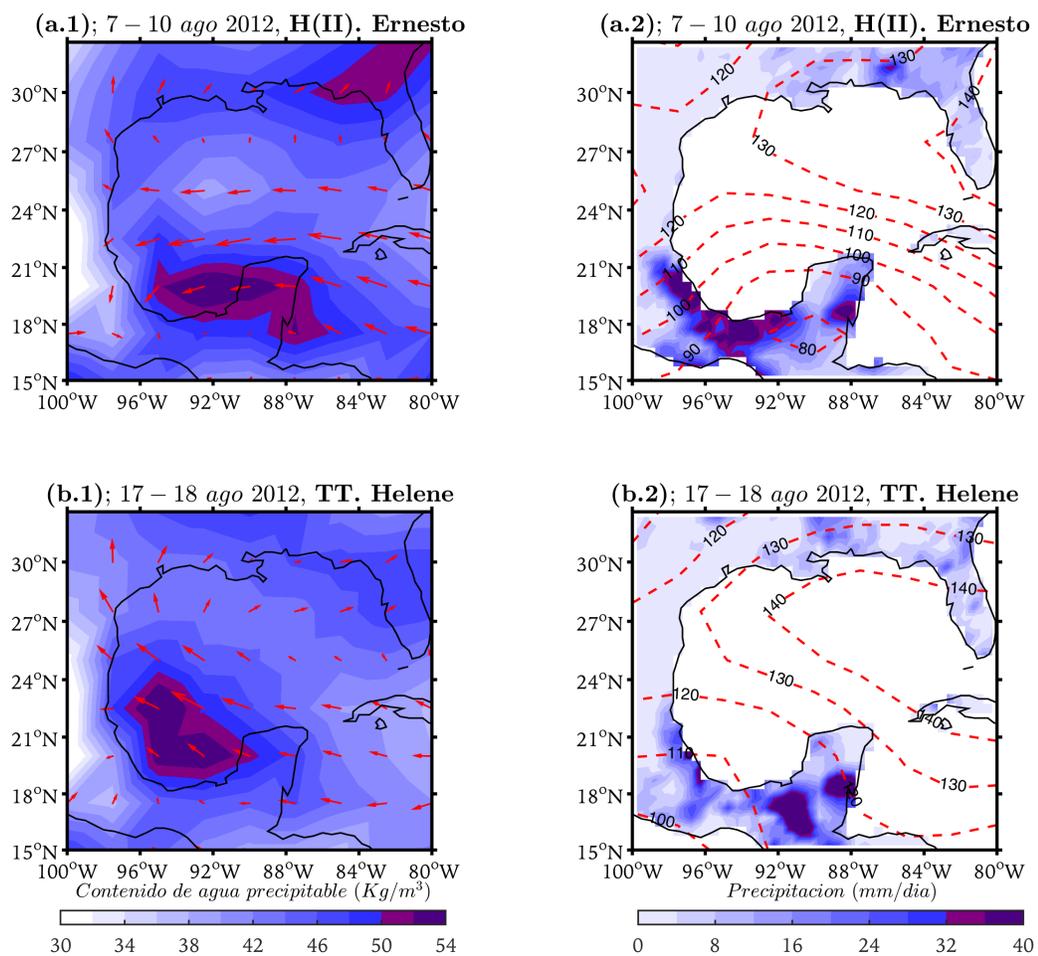
18.b.1 se muestra la concentración de agua precipitable sobre el GoM asociada a la tormenta tropical Debby, que se propagó principalmente sobre la parte noreste del GoM, logrando cubrir en su totalidad al GoM con un alto contenido de humedad (Bravo, 2012b). La Figura 18.b.2 evidencia que la lengua de máxima concentración de contenido de agua precipitable observada en Figura 18.b.1, en color morado, logró cubrir la zona sur del GoM debido a la acción del viento geostrófico asociado a la baja presión inherente a los ciclones, lo que en consecuencia produjo gran cantidad de precipitación, observada en la misma figura.



**Figura 18.** Promedio temporal del contenido de agua precipitable (en colores, a.1 y b.1), del viento a nivel del mar (en vectores, a.1 y b.1), de la precipitación sobre continente acumulada por día (en colores, a.2 y b.2) y de la altura geopotencial a 1000 mb (líneas de contorno, en metros) durante el huracán (H) Chris y la tormenta tropical (TT) Debby, donde los días promediados son indicados en los títulos de cada gráfico.

El patrón espacial del promedio entre el 7 y el 10 de agosto del contenido de agua precipitable relacionado con la propagación del Huracán Ernesto es mostrado en la Fi-

gura 19.a.1. El 7 de agosto la tormenta tocó tierra en la península de Yucatán, logrando atravesar toda esta región el día 8, para luego entrar en contacto con las aguas del GoM el día 9 y finalmente tocar nuevamente tierras mexicanas el día 10, específicamente sobre Veracruz (Bravo, 2012c), dejando al paso vientos huracanados y lluvias torrenciales evidenciados en las precipitaciones sobre el continente mostrado en la Figura 19.a.2. El patrón espacial del promedio entre el 17 y el 18 de agosto del contenido de agua precipitable relacionado con la propagación de la tormenta tropical Helene es mostrado en la Figura 19.b.1. El día 16 de agosto tocó tierra en Campeche, siguiendo una trayectoria cercana a las costas del Este de México el día 17, para finalmente volver a tocar tierra sobre Veracruz el día 18 (Bravo, 2012d). La precipitación sobre el continente ligado con este fenómeno se muestra en la Figura 19.b.2.



**Figura 19.** Promedio temporal del contenido de agua precipitable (en colores, a.1 y b.1), del viento a nivel del mar (en vectores, a.1 y b.1), de la precipitación sobre continente acumulada por día (en colores, a.2 y b.2) y de la altura geopotencial a 1000 mb (líneas de contorno, en metros) durante el huracán (H) Ernesto y la tormenta tropical (TT) Helene, donde los días promediados son indicados en los títulos de cada gráfico.

## Capítulo 4. Discusión

---

En este trabajo se analizó la respuesta del nivel de agua del estuario tropical Papaloapan al paso de los frentes fríos y a la actividad de los ciclones tropicales que ocurrieron entre agosto del 2011 y septiembre del 2012. En este capítulo primero se discute la variabilidad temporal de los vientos, gasto del río y nivel del agua, después la respuesta del nivel del agua al paso de los frentes fríos sobre el GoM, y finalmente la respuesta del nivel del agua a la actividad de los ciclones.

La variabilidad inducida por los fenómenos atmosféricos, específicamente los frentes, fue capturada en los espectros de potencia de la magnitud del viento, cuyos periodos de variación fueron consistentes con lo reportado por Reding (1992). Como se puede interpretar en el espectro de potencia, estos vientos asociados a los frentes fueron los que dominaron la variabilidad sobre la región de estudio, lo que justificó la importancia del estudio de la modificación del nivel del agua en un estuario tropical por el campo de vientos. La gran cantidad de frentes que se propagaron sobre el GoM durante el periodo de análisis permitió obtener una representación espectral robusta, entre 2 y 16 días, lo que implica que los frentes no tienen un periodo definido. A pesar de que el periodo analizado solo fue de un año es posible concluir que los frentes están contenidos dentro de esa banda espectral, como se reporta en trabajos previos sobre frentes (Reding, 1992; Gonzales, 2009), en los cuales reportaron que no hubo eventos con duración mayor a los 16 días.

La consistencia entre los incrementos del gasto de río y los incrementos del contenido de agua precipitable permitió establecer la relación entre la actividad de los ciclones y el incremento del gasto del río, justificado por la capacidad de los ciclones en inyectar humedad a la atmósfera y generar precipitaciones sobre los sistemas costeros del GoM (Shepherd *et al.*, 2007; Larson *et al.*, 2005), específicamente sobre territorio mexicano (Díaz Castro, 2010).

El nivel del agua, como era de esperarse, estuvo dominado por las variaciones marales, en particular por las componentes diurnas de la marea. Por ello fue necesario filtrar las mareas para resaltar la variabilidad submareal y enfocar el estudio a lo submareal. Durante la mayor incidencia de frentes la variabilidad del nivel del agua fue mayor en la banda espectral entre 2 y 16 días, similar a la variabilidad de la magnitud

del viento. Por otro lado, durante la actividad de los ciclones la variabilidad del nivel del agua estuvo entre 16 y 64 días, donde el incremento del nivel del agua coincidió con el incremento del gasto del río. Este resultado hace evidente que el nivel del agua respondió a los vientos y al gasto del río. Sin embargo, la comprensión de la respuesta del nivel agua a estos forzantes conlleva a un mayor análisis, los cuales se realizaron mediante el uso de las ondeletas cruzadas.

Enseguida se discute la respuesta del agua a los frentes. La banda espectral entre los 2 y 6 días de la Figura 11.c sugiere que el nivel del agua no respondió a la acción de los vientos, lo cual es contradictorio al hecho que los periodos de acción de los vientos se encontraron en el orden de días. Para explicar lo que sucedió, debemos de analizar las variables de entrada de las ondeletas cruzadas: Para el nivel del agua se utilizó el promedio de todas las estaciones, por lo tanto se ha eliminado la respuesta local, en consecuencia la serie utilizada solo contiene la respuesta remota, razón por el cual en la banda espectral entre los 6 y 16 días las variabilidades de la magnitud del viento y el nivel del agua son consistentes. Por otro lado, se obtuvieron desfases positivos debido a que la respuesta remota del nivel del agua se adelanta al frente por un tiempo entre los 28 y 44 horas.

La respuesta local está dada por el arrastre de agua que se produce por la fricción entre el esfuerzo del viento y el agua, el cual genera que la masa de agua se apile hacia donde sopla el viento, como fue observado en los desniveles del agua entre las estaciones (Figura 12.b). Por otro lado, el esfuerzo del viento no es el único factor capaz de producir un desnivel en el agua, ya que la condición de baroclinicidad propio de los sistemas estuarinos y la fricción entre la corriente de agua y el fondo del sistema costero también pueden contribuir al desnivel del agua (Valle-Levinson, 2010).

La respuesta remota del nivel del agua del sistema estuarino observado en Figura 12.b obedece a los cambios del nivel del mar de la parte suroeste del GoM, en este caso a las variaciones en la presión atmosférica debido al paso de frentes y a los vientos asociados a estos que producen cambios submareales en el nivel del mar (Gonzales, 2009; Reding, 1992; Klaus, 1973).

El uso del balance de fuerzas para analizar la respuesta local del nivel del agua mostró que el desnivel del agua estuvo dominado por el esfuerzo del viento y el es-

fuerzo de fondo. El esfuerzo del viento provocó un desnivel del agua de hasta  $20\text{cm}$ , mientras que durante la relajación de los vientos el factor dominante fue el esfuerzo de fondo, con un desnivel del agua de hasta  $8\text{cm}$  con un orientación contrario a la del esfuerzo del viento.

Para el análisis de la respuesta remota del nivel del agua, el uso de FEOs para sintetizar la variabilidad de la presión atmosférica sobre el GoM resulto una buena herramienta. La primera componente principal refleja los incrementos y descensos del nivel de agua, principalmente a los frentes 11 y 23, con la parte positiva (Figura 14) se puede estudiar la configuración espacial del viento y de la presión atmosférica durante el paso de esos frentes. La segunda componente principal también refleja las variaciones del nivel agua principalmente para el frente 15.

La Figura 15 muestra que los vientos se mueven a lo largo de las isobaras, dando lugar al conocido viento geostrófico (Holton y Hakim, 2012), pero también se nota el desfase entre las isobaras y los vectores de viento debido a la fricción con la superficie del mar (Aagaard, 1969). En resumen, la influencia remota de los frentes sobre el sistema costero a través del nivel del agua fue debido a los gradientes de presión y de los esfuerzos de los vientos geostróficos, siendo este último el factor dominante que explica el incremento (durante el paso de los frentes) y el descenso (después del paso de los frentes) del nivel del mar al suroeste del GoM observados en las series de tiempo del nivel del agua.

La coherencia temporal entre el incremento del contenido de agua precipitable, entre el 15 y el 30 de junio, y la actividad de los ciclones tropicales, específicamente el Huracán Chris de categoría 1 (del 18 al 22) y de la Tormenta Tropical Debby (del 23 al 27), sugiere que el aporte de humedad de estos fenómenos incrementaron el contenido del agua precipitable sobre la cuenca del Papaloapan, pese a la lejanía de miles de kilómetros para el caso de Huracán Chris, siendo este incremento consistente con el incremento del gasto del río y este a su vez consistente con el incremento del nivel del agua (aproximadamente  $15\text{ cm}$ ). Una coherencia temporal similar al anterior fue observada entre el 8 al 20 de agosto, pero para el Huracán Ernesto de categoría 2 y la Tormenta Tropical Helene, los cuales afectaron directamente la región de estudio. Las trayectorias de estos eventos muestran que ingresaron por el suroeste del GoM, atravesando el mar caribe y parte de continente para luego impactar directamente

sobre la cuenca del Papaloapan. La gran cantidad de precipitación que se muestra en la Figura 19.a.2 y 19.b.2 ,sobre la cuenca del Papaloapan, se reflejó en el incremento del gasto del río y este a su vez en el aumento del nivel del agua (ambos observados en la Figura 17).

## Capítulo 5. Conclusiones

---

El nivel del agua del sistema estuarino Papaloapan respondió a los vientos asociados a los frentes fríos en la banda espectral de 2 a 16 días debido a la acción local de los vientos sobre el sistema y a la influencia remota del paso de los frentes sobre el GoM.

La acción local del esfuerzo del viento sobre el sistema produjo desniveles latitudinales en el nivel del agua de hasta 20 cm, con el nivel del agua mayor en la parte sur. Por otro lado, durante la relajación del esfuerzo del viento, el efecto del esfuerzo de fondo se hace evidente generando desniveles latitudinales en el nivel del agua de hasta 8 cm, con el nivel del agua mayor en la parte norte.

La acción remota del paso de los frentes sobre el GoM, a través de los cambios en los campos de presión atmosférica y viento geostrófico, produjo un aumento del nivel del agua de hasta 20 cm durante el paso de frentes y un descenso del nivel del agua de hasta 15 cm durante los días posteriores al paso de los frentes.

El nivel del agua del sistema estuarino Papaloapan respondió a la actividad de los ciclones tropicales a través del gasto del río Papaloapan, mediante la inyección de humedad sobre el GoM, en la banda espectral entre los 10 y 64 días.

## Literatura citada

- Aagaard, K. (1969). Relationship between geostrophic and surface winds at weather ship M. *Journal of Geophysical Research*, **74**(13): 3440–3442.
- Arriaga, L. (2000). *Regiones terrestres prioritarias de México*. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad.
- Bravo, L. C. (2012a). Reseña del huracán “Chris” del Océano Atlántico. Reporte técnico, Coordinación General del Servicio Meteorológico Nacional. Recuperado de <http://smn.cna.gob.mx/tools/DATA/Ciclones%20Tropicales/Ciclones/2012-Chris.pdf>.
- Bravo, L. C. (2012b). Reseña de la tormenta tropical “Debby” del Océano Atlántico. Reporte técnico, Coordinación General del Servicio Meteorológico Nacional. Recuperado de <http://smn.cna.gob.mx/tools/DATA/Ciclones%20Tropicales/Ciclones/2012-Debby.pdf>.
- Bravo, L. C. (2012c). Reseña del huracán “Hernesto” del Océano Atlántico. Reporte técnico, Coordinación General del Servicio Meteorológico Nacional. Recuperado de <http://smn.cna.gob.mx/tools/DATA/Ciclones%20Tropicales/Ciclones/2012-Ernesto.pdf>.
- Bravo, L. C. (2012d). Reseña de la tormenta tropical “Helene” del Océano Atlántico. Reporte técnico, Coordinación General del Servicio Meteorológico Nacional. Recuperado de <http://smn.cna.gob.mx/tools/DATA/Ciclones%20Tropicales/Ciclones/2012-Helene.pdf>.
- Buijsman, M. C. y Ridderinkhof, H. (2007). Water transport at subtidal frequencies in the Marsdiep inlet. *Journal of Sea Research*, **58**(4): 255–268.
- Burnett, W. y Crout, R. (2009). The NDBC IOOS® Data Assembly Center. En: *OCEANS 2009, MTS/IEEE Biloxi-Marine Technology for Our Future: Global and Local Challenges*. IEEE, pp. 1–8.
- Chen, M., Shi, W., Xie, P., Silva, V. B., Kousky, V. E., Wayne Higgins, R., y Janowiak, J. E. (2008). Assessing objective techniques for gauge-based analyses of global daily precipitation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **113**(D4).
- Díaz Castro, S. C. (2010). Variabilidad de los ciclones tropicales que afectan a México. *Interciencia*, **35**(4).
- Duchon, C. E. (1979). Lanczos filtering in one and two dimensions. *Journal of Applied Meteorology*, **18**(8): 1016–1022.
- Gonzales, M. (2009). *Climatología de los frentes fríos*. Tesis de licenciatura en ciencias atmosféricas, universidad veracruzana., Tesis de Licenciatura en Ciencias Atmosféricas, Universidad Veracruzana.
- Grinsted, A., Moore, J. C., y Jevrejeva, S. (2004). Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlinear processes in geophysics*, **11**(5/6): 561–566.
- Herrling, G. y Winter, C. (2015). Tidally-and wind-driven residual circulation at the multiple-inlet system East Frisian Wadden Sea. *Continental Shelf Research*, **106**: 45–59.

- Holton, J. R. y Hakim, G. J. (2012). *An introduction to dynamic meteorology*, Vol. 88. Academic press.
- Huang, W. y Li, C. (2017). Cold front driven flows through multiple inlets of Lake Pontchartrain Estuary. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **122**(11): 8627–8645.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., et al. (1996). The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American meteorological Society*, **77**(3): 437–472.
- Klaus, D. (1973). Las invasiones de aire frío en los Tropicos a sotavento de las montañas Rocallosas. *Geofísica internacional*, **13**(2).
- Larson, J., Zhou, Y., y Higgins, R. W. (2005). Characteristics of landfalling tropical cyclones in the United States and Mexico: Climatology and interannual variability. *Journal of Climate*, **18**(8): 1247–1262.
- Li, Y., Li, C., y Li, X. (2017). Remote sensing studies of suspended sediment concentration variations in a coastal bay during the passages of atmospheric cold fronts. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, **10**(6): 2608–2622.
- Lin, J., Li, C., Boswell, K. M., Kimball, M., y Rozas, L. (2016). Examination of winter circulation in a northern Gulf of Mexico estuary. *Estuaries and Coasts*, **39**(4): 879–899.
- Navarra, A. y Simoncini, V. (2010). Empirical orthogonal functions. En: *A Guide to Empirical Orthogonal Functions for Climate Data Analysis*. Springer, pp. 39–67.
- Olvera, E. (2014). *Respuesta Hidrodinámica de las laguna y ríos del estuario de Papaloapan a forzamientos meteorológicos*. Tesis de maestría, Universidad Autónoma de México, Centro de Ciencias de la Atmósfera.
- Parker, B. B. (1975). *The response of Massachusetts Bay to wind stress*. Tesis de doctorado, Massachusetts Institute of Technology.
- Pawlowicz, R., Beardsley, B., y Lentz, S. (2002). Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T\_TIDE. *Computers Geosciences*, **28**(8): 929 – 937.
- Reding, P. J. (1992). *The Central American Cold Surge: An Observational Analysis of the Deep Southward Penetration of North American Cold Fronts*. M.s thesis, M.S thesis. Texas A and M Univ College Station, Department of meteorology.
- Roberts, H., Huh, O., Hsu, S., Rouse, L., y Rickman, D. (1987). Impact of cold-front passages on geomorphic evolution and sediment dynamics of the complex Louisiana coast. En: *Coastal Sediments*. ASCE, pp. 1950–1963.
- Ruiz-Fernández, A. C., Maanan, M., Sanchez-Cabeza, J. A., Bernal, P., Hascibe, L., López Mendoza, P., y Limoges, A. (2014). Cronología de la sedimentación reciente y caracterización geoquímica de los sedimentos de la laguna de Alvarado, Veracruz (suroeste del Golfo de México). *Ciencias marinas*, **40**(4): 291–303.
- Schoen, J. H., Stretch, D. D., y Tirok, K. (2014). Wind-driven circulation patterns in a shallow estuarine lake: St Lucia, South Africa. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **146**: 49–59.

- Shepherd, J. M., Grundstein, A., y Mote, T. L. (2007). Quantifying the contribution of tropical cyclones to extreme rainfall along the coastal southeastern United States. *Geophysical Research Letters*, **34**(23).
- Siadatmousavi, S. M. y Jose, F. (2015). Winter storm-induced hydrodynamics and morphological response of a shallow transgressive shoal complex: Northern Gulf of Mexico. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **154**: 58–68.
- Smith, N. P. (1977). Meteorological and tidal exchanges between Corpus Christi Bay, Texas, and the northwestern Gulf of Mexico. *Estuarine and Coastal Marine Science*, **5**(4): 511–520.
- Tenorio-Fernández, L., Zabala, J., y J A, L. (2017). Influencia de río en la hidrodinámica mareal y submareal en un sistema estuarino lagunar tropical, parte 1. artículo en revisión.
- Thomson, R. E. y Emery, W. J. (2014). *Data analysis methods in physical oceanography*. Newnes. pp. 612–615.
- Torrence, C. y Compo, G. P. (1998). A Practical Guide to Wavelet Analysis. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **77**, pp. 61–78.
- Valle-Levinson, A. (2010). *Contemporary issues in estuarine physics*. Cambridge University Press.
- Venegas, S. A. (2001). Statistical methods for signal detection in climate. *Danish Center for Earth System Science Report*, **2**: 96.
- Wang, D.-P. (1979). Subtidal sea level variations in the Chesapeake Bay and relations to atmospheric forcing. *Journal of Physical Oceanography*, **9**(2): 413–421.
- Wang, D.-P. y Elliott, A. J. (1978). Non-tidal variability in the Chesapeake Bay and Potomac River: Evidence for non-local forcing. *Journal of Physical Oceanography*, **8**(2): 225–232.
- Wong, K.-C. (2002). On the wind-induced exchange between Indian River Bay, Delaware and the adjacent continental shelf. *Continental Shelf Research*, **22**(11-13): 1651–1668.
- Yelland, M. y Taylor, P. K. (1996). Wind stress measurements from the open ocean. *Journal of Physical Oceanography*, **26**(4): 541–558.
- Zelter, B. y Hansen, D. (1972). Tides in the Gulf of Mexico.

## Anexo

### A.1. Análisis Armónico

La respuesta del nivel del agua ( $\eta$ ) a las fuerzas gravitacionales del sistema Sol, Tierra y Luna puede ser modelado como la sumatoria de los  $N$  armónicos, cada uno con sus respectivas frecuencias ( $\sigma$ ), expresado por:

$$\eta(t) = b_0 + b_1 t + \sum_{k=1}^N A_k \cos(\sigma_k t) + B_k \sin(\sigma_k t), \quad (6)$$

donde  $t$  es el tiempo,  $b_0$  es el nivel promedio del agua,  $b_1 t$  es la tendencia y  $A_k = a_+ + a_-$ ,  $B_k = a_+ - a_-$  son constantes que calculan minimizando el ajuste de mínimos cuadrados con respecto a los datos del nivel de agua  $y(t)$ .

$$E = \sum_m |\eta(t_m) - y(t_m)|^2 = \|Ta - y(t)\|^2, \quad (7)$$

donde  $[y(t) = y(t_1), y(t_1), y(t_1), \dots, y(t_M)]'$ ,  $a = [b_0, b_1, a_1, a_{-1}, a_2, a_{-2}, \dots, a_N, a_{-N}]'$ , y  $T$  es una matrix de  $M \times 2N + 2$  de las funciones senoidales evaluados en cada paso de tiempo. La soluciones para  $a$  pueden ser obtenidas utilizando el programa *t\_tide* desarrollado por Pawlowicz *et al.* (2002), disponible en [https://www.eoas.ubc.ca/~rich/#T\\_Tide](https://www.eoas.ubc.ca/~rich/#T_Tide). El uso de este método hace posible separar los cambios del nivel del agua producidos por la fuerza de gravedad de los producidos por aspectos meteorológicos.

### A.2. Filtro Lanczos

Filtros idealizados son formulados mediante el truncamiento de las series de Fourier, sin embargo este procedimiento lleva al incremento de las ondas cercanas a la frecuencia de corte (fenomeno de "Gibbs") seguido de una fuga ("leakage") de energía no deseada dentro del filtro pasa banda. *Lanczos-window cosine filters* reformula el filtro rectangular incorporando un factor de multiplicidad que atenúa el fenómeno de "Gibbs" (Thomson y Emery, 2014).

Para una función ideal de transferencia dado por:

$$W(w) = \begin{cases} 1, & \text{para: } 0 \leq |w| \leq w_c \\ 0, & \text{para todo lo demás,} \end{cases} \quad (8)$$

donde se asume que  $W(w)$  es periódico sobre el dominio de la frecuencias de Nyquist  $(-w_N, w_N)$ . Entonces la función de respuesta ( $W(w)$ ) para *cosine filter* escrita como una serie de Fourier, considerando que  $W(-w) = W(w)$  y truncado en  $M$  ( $M \leq N$ ), esta dado por:

$$W(w) = w_0 + \sum_{k=1}^M w_k \cos(\pi k w / w_N), \quad (9)$$

donde los coeficientes  $w_k$  son expresados mediante:

$$w_k = \frac{1}{w_N} \int_0^{w_k} H(w) \cos(\pi k w / w_N) dw, \quad (10)$$

para un *low-pass cosine filter*,  $0 \leq |w| \leq w_c$ , la solución de ecuación 10 esta dado por:

$$w_k = \frac{w_c}{w_N} \frac{\sin(\pi k w_c / w_N)}{\pi k w_c / w_N}, \quad k = 0, \pm 1, \pm 2, \pm 3, \dots, \pm M, \quad (11)$$

para el cual  $w_0 = w_c / w_N$ , siendo  $w_c$  la frecuencia de corte.

Como se mencionó, la ecuación 11 está afectada por el fenómeno de "Gibbs", por lo tanto para poder atenuar este efecto se debe de multiplicar por *Lanczos window* ( $\rho(M, k)$ ), definido en términos de los *sigma factors*. En consecuencia los coeficientes para el *low-pass cosine-Lanczos* quedaria como:

$$w_k = \frac{w_c}{w_N} \frac{\sin(\pi k w_c / w_N)}{\pi k w_c / w_N} \sigma(M, k), \quad (12)$$

donde

$$\sigma(M, k) = \frac{\sin(\pi k / M)}{\pi k / M}, \quad (13)$$

por lo tanto la función de transferencia para el *low-pass cosine-Lanczos* quedaría como:

$$W_L(w) = \frac{w_c}{w_N} \left[ 1 + 2 \sum_{k=1}^{M-1} \sigma(M, k) \frac{\sin(\pi k w_c / w_N)}{\pi k w_c / w_N} \cos(\pi k w / w_N) \right] \quad (14)$$

### A.3. Ondeletas (Wavelets)

En análisis de ondeletas es una herramienta que se ha vuelto común para analizar y localizar las variaciones de energía en una serie de tiempo. La descomposición de una serie en el espacio tiempo-frecuencia permite determinar modos de variabilidad y como estos modos varían en el tiempo (Torrence y Compo, 1998). La transformada de ondeleta continua de una serie discreta  $x_n$  esta definida como la convolución de  $x_n$  con una función de ondeleta escala y trasladada de  $\psi_0(\eta)$ .

$$W_n(s) = \sum_{n'}^{N-1} x_{n'} \psi^* \left[ \frac{(n' - n) \delta t}{s} \right], \quad (15)$$

donde \* denota el conjugado de la función compleja y  $\psi_0(\eta)$  representa a la ondeleta “Morlet” definida por:

$$\psi_0(\eta) = \pi^{-1/4} e^{i\omega_0 \eta} e^{-\eta^2/2}, \quad (16)$$

Elementos a considerar son, el indicador estadístico de las regiones de confianza mayores o iguales al 95 %, el cono de influencia debido a los efectos de frontera al trabajar con series finitas. Para ver el desarrollo del análisis estadístico revisar Torrence y Compo (1998). Por otro lado, la transformada de ondeletas es una función compleja, por lo tanto el espectro de energía de ondeletas se define como:  $|W_n(s)|^2$ . Finalmente, al comparar diferentes espectros de energía es deseable utilizar una normalización en común dado por:

$$\psi \left[ \frac{(n' - n) \delta t}{s} \right] = \left( \frac{\delta t}{s} \right)^{1/2} \psi_0 \left[ \frac{(n' - n) \delta t}{s} \right], \quad (17)$$

tal que la energía total para cada escala  $s$  de igual a uno ( $\int_{-\infty}^{+\infty} |\widehat{\psi}_0(w')|^2 dw' = 1$ ). Otro aspecto importante es la elección de las escalas que se resolverán, definida como:

$$s_j = s_0 2^{j\delta j}, \quad j = 0, 1, 2, \dots, J \quad (18)$$

$$J = \delta j^{-1} \log_2(N\delta t/s_0),$$

donde  $S_0$  es la mínima escala que se puede resolver. Para la ondeleta de “Morlet” un  $\delta j$  alrededor de 0,5 permite una adecuada generación de escalas, teniendo en cuenta que para pequeños  $\delta j$  brinda una resolución fina.

#### A.4. Ondeletas Cruzadas

Las ondeletas cruzadas son una herramienta para analizar dos series de tiempo de manera conjunta en el espacio tiempo-frecuencia con el objetivo de encontrar relaciones de causalidad entre las oscilaciones intermitentes en el tiempo de ambas series (Grinsted *et al.*, 2004). La transformada de ondeleta cruzada esta definida como:  $W^{XY} = W^X W^{Y*}$ , donde  $W^X$  y  $W^Y$  denotan la transformada de ondeleta para la serie de tiempo  $x_n$  y  $y_n$  definido por la ecuación 15, respectivamente. La energía de ondelta cruzada esta dado por  $|W^{XY}|$  y el argumento complejo de  $W^{XY}$  puede ser interpretado como el desfase relativo entre las series  $x_n$  y  $y_n$ .

**Tabla 2.** Lista de frentes fríos sobre el GoM entre septiembre del 2011 a septiembre del 2012

Frente	2011	Frente	2012
No. 1	4-7 septiembre	No. 23	1-3 enero
No. 2	19 septiembre	No. 24	4-5 enero
No. 3	23 septiembre	No. 25	7-13 enero
No. 4	30 septiembre- 5 octubre	No. 26	11-14 enero
No. 5	6-9 octubre	No. 27	17-20 enero
No. 6	13-17 octubre	No. 28	25-31 enero
No. 7	18-19 octubre	No. 29	28 enero
No. 8	23-24 octubre	No. 30	1-6 febrero
No. 9	27 octubre- 1 noviembre	No. 31	7-8 febrero
No. 10	2-5 noviembre	No. 33	10-11 febrero
No. 11	5-15 noviembre	No. 34	13-20 febrero
No. 13	16-18 noviembre	No. 35	15-16 febrero
No. 14	21-25 noviembre	No. 36	24-26 febrero
No. 15	26-27 noviembre	No. 37	27 febrero- 1 marzo
No. 16	30 nov.- 3 dic.	No. 38	2-4 marzo
No. 17	4-8 diciembre	No. 39	7-10 marzo
No. 18	9 diciembre	No. 40	17-22 marzo
No. 19	14-17 diciembre	No. 41	25-26 marzo
No. 20	15-16 diciembre	No. 42	1-4 abril
No. 21	19-28 diciembre	No. 43	4-5 abril
No. 22	22 diciembre	No. 44	12-13 abril
		No. 45	13-19 abril
		No. 46	20-22 abril
		No. 47	7-9 mayo
		No. 48	12-15 mayo
		No. 1	8-12 septiembre

**Tabla 3.** Lista de ciclones tropicales sobre el Atlántico y en el GoM. Donde: V.S : Viento sostenido, R.V : Rachas de viento, I: Inicial, F: Final, TT: Tormenta tropical, H: Huracán por categoría (I,II,...), DT: Depresión tropical.

Nombre	Día I	Día F	Mes I	Mes F	Año	Categ.	V.S (Km/h)	R.V. (Km/h)
Emely	1	7	8	8	2011	TT	85	100
Franklin	12	13	8	8	2011	TT	75	95
Gert	13	16	8	8	2011	TT	95	110
Harvey	18	22	8	8	2011	TT	95	110
Irene	20	28	8	8	2011	H(III)	195	240
DT10	25	26	8	8	2011	DT	55	75
Jose	28	29	8	8	2011	TT	75	95
Katia	29	10	8	9	2011	H(IV)	215	260
Lee	1	4	9	9	2011	TT	95	110
Maria	6	16	9	9	2011	H(I)	130	150
Nate	7	11	9	9	2011	TT	110	140
Ophelia	20	3	9	10	2011	H(IV)	220	270
Philippe	24	8	9	10	2011	H(I)	150	185
Rina	23	28	10	10	2011	H(II)	175	215
Sean	8	11	11	11	2011	TT	100	120
Alberto	19	22	5	5	2012	TT	75	95
Beryl	25	30	5	5	2012	TT	110	140
Chris	19	22	6	6	2012	H(I)	120	150
Debby	23	27	6	6	2012	TT	95	110
Ernesto	1	10	8	8	2012	H(I)	140	175
Florence	3	6	8	8	2012	TT	95	110
Helene	9	18	8	8	2012	TT	75	95
Gordon	15	20	8	8	2012	H(II)	175	215
Isaac	21	31	8	8	2012	H(I)	130	155
Joyce	22	24	8	8	2012	TT	65	85
Kirk	28	2	8	9	2012	H(II)	165	205
Leslie	30	11	8	9	2012	H(I)	120	150