



**CENTRO DE INVESTIGACIÓN Y DE ESTUDIOS
AVANZADOS DEL INSTITUTO POLITECNICO NACIONAL**

UNIDAD MÉRIDA

Departamento de Recursos del Mar

Interacción entre la hidrodinámica costera y de plataforma continental bajo condiciones de huracán. Comparativa entre playas expuestas y protegidas por arrecifes

Tesis que presenta:

M. en C. Daniel Miret Villaseñor

Para obtener el Grado de

Doctor en Ciencias

en la Especialidad de

Ciencias Marinas

Directores de Tesis:

Dr. Ismael Mariño Tapia
Dra. Cecilia Enríquez Ortiz

Mérida, Yucatán

Abril, 2020

Comité sinodal

Director de Tesis: Dr. Ismael Mariño Tapia – CINVESTAV, Mérida

Director de Tesis: Dra. Cecilia E. Enríquez – UMDI-UNAM, Sisal

Dr. Jorge I. Euán Ávila – CINVESTAV, Mérida

Dr. Jorge A. Herrera Silveira – CINVESTAV, Mérida

Dr. Alejandro J.G. Souza Gómez – CINVESTAV, Mérida

Dr. Rodolfo Silva Casarín – Instituto de Ingeniería, UNAM, Ciudad de México

*A mis padres,
Carlos y Tere,
por todo*

Resumen

El Caribe Mexicano ha registrado una alta incidencia de huracanes, con un promedio de 2.5 huracanes cada año (1920 – 2019), algunos de los cuales causaron severos cambios en playas del Caribe mexicano. Ejemplos de esto en Cancún, una costa expuesta, fueron los efectos de Gilberto (1988) y Wilma (2005) los cuales generaron una fuerte erosión a lo largo de casi toda su playa. Por otro lado, 28 km al sur, en una playa protegida por arrecifes (Puerto Morelos), el ancho de playa aumentó notoriamente, ocasionando acreción. En esta tesis se analizan los procesos hidrodinámicos generados por oleaje en la zona de rompiente y como estos interactúan con los procesos de la plataforma continental para explicar el contrastante comportamiento entre ambas playas ante el impacto de un fenómeno cuya escala cubre ambos sitios. Se usó el modelo numérico Delft3D acoplado los módulos de corrientes (hidrodinámico - FLOW) y de oleaje (WAVE - SWAN) para generar las condiciones hidrodinámicas que resultan del viento, oleaje y corrientes de amplia escala. Se utilizaron tres distintas escalas espaciales: aguas profundas, plataforma continental y zona costera. El modelo de la zona costera se configuró en una malla tridimensional para permitir una mejor aproximación de los procesos hidrodinámicos de la playa, como la generación de corrientes de resaca, que actúan en el fondo durante oleaje intenso y son particularmente importantes en procesos de erosión. Los modelos de mayor escala son 2D, y en ellos se generan olas (distantes o swell), corrientes y gradientes de presión forzados con el viento de huracán. Las condiciones generadas en las mallas más amplias, son transmitidas a los dominios costeros a través de las fronteras. Las mallas 3D de la zona costera también generan oleaje localmente (mar de viento), corrientes y gradientes de presión a partir de los vientos locales y del mar de fondo que entra por sus fronteras. Los resultados muestran que debido a la intensidad y la baja velocidad de traslado de Wilma, que lo hizo persistir por casi 2 días en la zona de Cancún/Puerto Morelos, se generó una zona de rompientes amplia con corrientes costa afuera bien desarrolladas (corrientes de resaca), las cuales fueron interceptadas por una intensa corriente hacia el sur en la plataforma, generada por el viento del huracán. Frente a la playa protegida, hacia el sur, la rotura del oleaje sobre las crestas del arrecife generó intensas corrientes hacia la costa, introduciendo arena hacia el interior de la laguna. Esta combinación de

procesos es capaz de transportar sedimento costa afuera en la playa expuesta, desplazarlo al sur a través de la plataforma y depositarlo en la playa protegida. Con este sistema de modelos acoplados, se investigaron los efectos que tienen la trayectoria y la velocidad de traslación del huracán en la sincronización de los procesos antes mencionados utilizando trayectorias y velocidades sintéticas en un huracán con las características del huracán Wilma. Los resultados muestran la sensibilidad de las respuestas morfodinámicas frente a ligeras variaciones de la trayectoria y de la velocidad de traslación. Pequeños cambios de la trayectoria hacia el norte o sur (~ 75 km), generan corrientes longitudinales en la playa, que limitan el transporte costa afuera y su posterior conexión con corrientes de plataforma. La velocidad de traslación incide en la persistencia de los procesos y en la intensidad de la hidrodinámica resultante, teniendo importantes implicaciones morfológicas. Sin embargo, durante la última década el número e intensidad de los huracanes se han reducido en el Caribe Mexicano (solo 2 huracanes intensos entre 2010 y 2019), haciendo estos efectos más esporádicos.

Abstract

The Mexican Caribbean can have 2.5 hurricanes per year on average, some of which can be very intense and cause major damage to beaches in the region. Examples of these are Gilbert (1988) and Wilma (2005) both of which generated strong erosion at an exposed beach, Cancun. Nevertheless, 28 km to the south, at Puerto Morelos, a reef-protected beach, considerable accretion occurred due to the combined effects of Wilma and the morphological setting (coral reef). The present work has the objective of analyzing hurricane-driven hydrodynamic processes on the surf zone and on the inner continental shelf focusing on their interaction, to explain such a contrasting behavior under the same storm event. The coupled wave-current Delft3D model was used to generate the hydrodynamic conditions resulting from wind, wave and larger scale current forcing. Three different model scales and resolutions were implemented: basin scale, continental shelf and nearshore. The nearshore model was configured as a 3D high resolution model to solve all the relevant processes such as undertow currents which appear at the bottom when intense waves break. The larger domains are implemented as 2D models, generating waves, currents and pressure gradients induced all of them by hurricane winds. The resulting swell is used to force the boundaries of the higher resolution domains. Results show that due to the slow forward speed of Wilma, a wide surf-zone with well-developed offshore directed undertows were generated for almost 2 entire days at the exposed beach (Cancun). These massive undertows were intersected by an intense southward wind-driven current at the shelf, and at the reef-protected beach (to the south), breaking waves generated strong cross-reef onshore currents into the reef lagoon, where seas were much calmer allowing sand deposition. Therefore, this combination of processes promoted the export of sand from the exposed beach, transport southward by the wind-driven hurricane currents, and entry onto the reef protected beach. Numerical experiments were carried out to understand the sensibility of the system, i.e. synchronicity of processes, to slight variations in hurricane track and forward speed. Results suggest that a hurricane with the same characteristics of Wilma, but slight changes in the trajectory (75 km to the north or south) drive variations in the wave angle of incidence which generate stronger alongshore currents close to the beach, which limit the effects of the offshore-

directed undertows and therefore southward sand transport is also reduced. Hurricane forward speed plays a role in the persistence of processes and the intensity of the hydrodynamic processes, which would have important morphological implications.

Índice

Comité sinodal	ii
Resumen	iv
Abstract.....	vi
Lista de figuras	x
Lista de tablas	xvi
I. INTRODUCCIÓN	1
I.1. Motivación	1
I.2. Objetivos	6
I.3. Hipótesis.....	7
I.4. Organización de la tesis	8
II. MARCO TEÓRICO	10
II.1. Introducción a los huracanes	10
II.2. Respuesta morfo-hidrodinámica costera en condiciones de huracanes	16
II.3. Influencia de las propiedades del huracán en los procesos costeros	23
II.4. Modelos numéricos	28
III. METODOLOGÍA	33
III.1. Zona de estudio	33
III.2. Modelo Delft3D.....	41
III.3. Diseño de la modelación.....	43
III.3.1. Configuración del modelo	43
III.3.2. Escenarios de estudio.....	51

IV.	RESULTADOS	53
IV.1.	Modelación hidrodinámica del huracán Wilma (Validación)	53
IV.2.	Interacción entre zona de rompiente y corrientes en plataforma somera bajo condiciones de huracán	59
IV.3.	Influencia de la trayectoria y la velocidad de traslación del huracán en la respuesta hidrodinámica	74
V.	DISCUSIÓN	86
VI.	CONCLUSIONES	95
VII.	REFERENCIAS.....	98
VIII.	ANEXO	112
A.	Tendencia de los huracanes.....	112
B.	Beneficios y daños de los huracanes en el medio natural.....	115
C.	Daños potenciales de los huracanes en la costa	117
D.	Cálculo del esfuerzo cortante	119

Lista de figuras

Figura 1. Comparativa aérea de la Cancún, antes y después del paso del huracán Wilma (Silva et al., 2006).	2
Figura 2 Comparativa de la playa de Puerto Morelos, frente al ICMYL de la Universidad Autónoma de México. Arriba una imagen del muelle 24 horas antes del paso del huracán Wilma. Abajo, la misma zona el día 25.10.2005, después del paso del huracán.	2
Figura 3. División de las 7 cuencas con actividad ciclónica (NOAA, 2019a)	5
Figura 4. Diagrama de flujo del estudio que se presenta en esta tesis doctoral.....	9
Figura 5. Imagen del huracán Irma en el centro, y las tormentas tropicales Katia (izquierda) y José (derecha). Imagen desde el satélite GOES en proyecto de la NOAA el día 8 de septiembre de 2017. Fuente: NASA/NOAA.....	11
Figura 6. Huracanes de las categorías 3,4,5 en la escala de Saffir Simpson (ver Tabla 1) en las últimas dos décadas. Entre 2000-2009 (a) se observaron mayoritariamente en latitudes ligeramente más bajas que entre 2010-2019 (b). Fuente: NOAA2020.	12
Figura 7. Esquema del perfil de vientos y de presiones de un huracán (abajo) respecto a la estructura del huracán (arriba). Fuente: Department of Atmospheric Sciences at the University of Illinois.....	13
Figura 8. Esquema de la estructura de un ciclón tropical y los fenómenos atmosféricos asociados, incluyendo el ojo, la pared alrededor del ojo, vórtices verticales de intercambio de calor entre aire y océano, banda de lluvias, nubes y mesovórtices. Fuente: Li et al., (2013).	13
Figura 9. Distribución geográfica de huracanes, ciclones y tifones. Fuente: NOAA.....	14
Figura 10. Métodos de desplazamiento del sedimento. Transporte fondo incluye arrastre, rodamiento y saltación, o suspensión en la columna de agua.....	16
Figura 11. Esquema de resuspensión de sedimento en condiciones normales (izquierda) y condiciones extremas (derecha). Basado en la figura de Trowbridge, and Nowell (1994), fue modificada para plantear un caso en condiciones extremas.	17

Figura 12. El oleaje generado por viento local, también denominado “mar de viento” es caótico (izquierda). El oleaje de tormenta o “swell”, que localmente ha sido llamado también “mar de fondo”, es más regular y ordenado (derecha).....	18
Figura 13. Altura de ola significativa (metros) en los días previos a la llegada de los huracanes Kate y Gloria (1985). Fuente: Ochi (2003).....	18
Figura 14. Ejemplo de espectro unimodal. Fuente: Goda, (2000).....	20
Figura 15. Esquema de corrientes de retorno (vista en planta).	21
Figura 16. Esquema de circulación durante corrientes de resaca (“undertow” en inglés). Fuente: Svendsen, (1984).....	22
Figura 17. Sección transversal del campo de viento de un huracán. R_{max} es la distancia del centro de la tormenta a la localización de los vientos máximos. Observar la asimetría de los vientos, con vientos más intensos en el lado derecho (asumiendo que se desplaza hacia adelante). Fuente: AIR Worldwide (AIR).	25
Figura 18. Esquema donde se muestra la generación de oleaje en un huracán que se desplaza hacia la parte superior de esta página. El campo de oleaje se caracteriza por: (a) oleaje de tormenta, generado por los vientos situados a la derecha de la velocidad de traslación, que sale hacia el frente de la tormenta y (b) una asimetría significativa causada por vientos más intensos y un fetch extendido en la región situada a la derecha del centro de la tormenta (Young, 1999).	26
Figura 19. Localización del Caribe mexicano y de la zona de estudio a detalle (recuadro blanco) en la Península de Yucatán, México (izquierda). Separación de la zona continental y oceánica en nuestra zona de estudio (derecha). Fuente: Google Earth.....	33
Figura 20. Vista aérea desde 24 km de altura en Cancún (izquierda) y en Puerto Morelos (derecha). Fuente: Google Earth.....	34
Figura 21. Esquema de los perfiles de playa frente a Cancún (arriba) y Puerto Morelos (abajo). Fuente: Alegria-Arzaburu et al., (2013).	35
Figura 22. Cancún desde Punta Nizuc en 1978. Foto: J.Picasa	37
Figura 23. Zona hotelera de Cancún. El agua cristalina del mar Caribe contrasta con el agua turbia en el interior de la laguna Nichupté. Fuente. Google Earth 3D.....	38

Figura 24. Huracanes, tormentas tropicales y depresiones tropicales, en el Caribe mexicano entre 2005-2019. Depresión tropical (TD) *, Tormenta Tropical (TS) *, Categoría 1 (H1) *, Categoría 2 (H2) *, Categoría 3 (H3) *, Categoría 4 (H4) *, Categoría 5 (H5) *. Fuente: NOAA.....	39
Figura 25. Selección de huracanes históricos en Quintana Roo. Tormenta Tropical (TS) *, Categoría 1 (H1) *, Categoría 2 (H2) *, Categoría 3 (H3) *, Categoría 4 (H4) *, Categoría 5 (H5) *. Fuente: NOAA	40
Figura 26. Dominios aplicados en las modelaciones numéricas. Dominio cubierto por la malla de amplia escala a nivel del Caribe (a). Dominio cubierto por la malla Regional para el estudio de procesos en plataforma continental, respecto a la amplia escala (a) y respecto a las mallas locales (b). Dominios cubiertos por las mallas locales en Cancún y en Puerto Morelos (b). Posición de los puntos de monitoreo en las escalas locales (b).....	43
Figura 27. Los tres tipos de mallas Arakawa. “●” elevación (η), “o” corriente N-S, “X” corriente E-O. Fuente Dyke (2000).	45
Figura 28. Batimetría de Cancún frente a la principal playa de la zona hotelera. El detalle frente a la línea de costa centra nuestra atención en esta investigación.....	49
Figura 29. Batimetría de Puerto Morelos, con presencia de una laguna arrecifal cuya profundidad está alrededor de los 5m y localización de crestas arrecifales con discontinuidades.	49
Figura 30. Batimetría del dominio regional con presencia de una plataforma continental somera.	49
Figura 31. Batimetría del dominio de amplia escala. Cubre la región de transición de los huracanes en el Caribe hasta la costa mexicana.....	50
Figura 32. Trayectorias del huracán Wilma y los 2 huracanes sintéticos desplazados al norte y al sur.	52
Figura 33. Distribución y magnitud del viento del huracán Wilma el 20 de octubre de 2005 a las 04:00z.....	52
Figura 34. Variables medidas durante el paso del huracán Wilma (2005) por Puerto Morelos. Dibujo presentado en Mariño-Tapia et al., (2014).	54
Figura 35. Posición de los instrumentos utilizados para la validación de los modelos numéricos. (a) Posición del AWAC en la región de Puerto Morelos, a 20 m antes de la barrera arrecifal, y (b)	

posición de la boya 42056 (19°55'6"N 84°56'18"W) perteneciente al "National Data Buoy Center" de la NOAA.....	55
Figura 36. Comparativa entre variables observadas (AWAC) y variables modeladas (Delft3D): (a) altura de ola significativa y periodo pico, (b) dirección del oleaje, (c) magnitud de la corriente y (d) dirección de la corriente. Comparativa entre el día 20 de octubre a las 12:00 y el día 23 de octubre a las 12:00.....	56
Figura 37. Comparativa entre variables observadas en la boya 42056 de la NOAA-NDBC y variables modeladas (Delft3D): (a) Altura de ola significativa y (b) periodo pico. Comparativa entre el día 20 de octubre a las 12:00 y el día 23 de octubre a las 12:00.	56
Figura 38. Resultados del modelo numérico durante el paso del huracán Wilma. Las series de tiempo muestran la altura de ola significativa y la magnitud del viento en Cancún (a) y en Puerto Morelos (c). A la derecha se muestra la dirección del oleaje y del viento en Cancún (b) y en Puerto Morelos (d). La condición 1 se representa con una línea discontinua y la condición 2 con una línea punteada. Los puntos de monitoreo se muestran en la Figura 26b.....	60
Figura 39. Magnitud del viento del huracán Wilma en la condición 1 (a) y en la condición 2 (b).	61
Figura 40. Altura de ola significativa del huracán Wilma. Salidas del dominio de amplia escala en la condición 1 (a) y en la condición 2 (b).	62
Figura 41. Corrientes promediadas en la vertical del huracán Wilma. Salidas del dominio de amplia escala en la condición 1 (a) y en la condición 2 (b).....	63
Figura 42. Altura de ola significativa y ángulo de incidencia en Cancún(a) y Puerto Morelos (b) para la condición 1.....	64
Figura 43. Variación del nivel del mar debida al paso del huracán Wilma, en Cancún(a) y Puerto Morelos (b) para la condición 1.	65
Figura 44. Componente Este-Oeste de la corriente, durante la condición 1 del huracán Wilma, en un transecto transversal en la zona sur de la playa de Puerto de Morelos. La costa se sitúa en el lado izquierdo de la imagen, el arrecife en el centro y mar abierto en la parte derecha. Valores negativos indican desplazamiento de la corriente hacia la playa y valores positivos hacia el océano.....	66

Figura 45. Resultados del modelo numérico Delft3D para la hidrodinámica del huracán Wilma el día 21 de octubre de 2005 a las 21h: a) corrientes promediadas en la malla regional, b) corrientes promediadas en Cancún, c) corrientes de fondo en Cancún, d) corrientes promediadas en Puerto Morelos y e) corrientes de fondo en Puerto Morelos.	67
Figura 46. Altura de ola significativa en Cancún (a) y Puerto Morelos (b) en la condición 2.	68
Figura 47. Variación del nivel del mar debida al paso del huracán Wilma, en Cancún(a) y Puerto Morelos (b) para la condición 2.	69
Figura 48. Resultados del modelo numérico Delft3D para la hidrodinámica del huracán Wilma el día 22 de octubre de 2005 a las 12h: a) corrientes promediadas en la malla regional, b) corrientes promediadas en Cancún, c) corrientes de fondo en Cancún, d) corrientes promediadas en Puerto Morelos y e) corrientes de fondo en Puerto Morelos.	70
Figura 49. Comparativa del esfuerzo cortante de fondo (ECF) en la playa y costa afuera durante el paso del huracán Wilma: ECF para los resultados de la malla Caribe (figuras superiores) en el punto de monitoreo de Cancún (~15 m) (a) y en el punto de monitoreo de Puerto Morelos (~33 m) (b); EFC para los resultados en las mallas 3D con la mayor resolución, para los tiempos de las 2 condiciones a lo largo de la zona de rompiente (figuras inferiores) en la malla de Cancún (c) y en la malla de Puerto Morelos (c), a 3 profundidades diferentes. Las magnitudes en (c) y (d) se re-escalaron para facilitar la visualización. La dirección de las flechas corresponde con la dirección geográfica (arriba-Norte, derecha-Este, abajo-Sur, izquierda-Oeste). Se adjunta una imagen con la línea de costa para facilitar la interpretación de la dirección del sedimento.	72
Figura 50. Resultados del modelo numérico de amplia escala en el punto de monitoreo de Cancún para el huracán Wilma (arriba) y para los huracanes sintéticos desplazados al norte (central) y al sur (abajo). Las series de tiempo muestran la altura de ola significativa y la magnitud del viento (izquierda) y la dirección del viento y del oleaje (derecha). La línea discontinua indica la condición 1 y la línea punteada la condición 2.	75
Figura 51. Resultados del modelo numérico de amplia escala en el punto de monitoreo de Puerto Morelos para el huracán Wilma (arriba) y para los huracanes sintéticos desplazados al norte (central) y al sur (abajo). Las series de tiempo muestran la altura de ola significativa y la magnitud	

del viento (izquierda) y la dirección del viento y del oleaje (derecha). La línea discontinua indica la condición 1 y la línea punteada la condición 2.	75
Figura 52. Comparativa en la distribución de los vientos de los 3 huracanes modelados en las 2 condiciones de estudio.	78
Figura 53 . Comparativa en la distribución de la altura de ola significativa (Hs) de los 3 huracanes modelados en las 2 condiciones de estudio.	79
Figura 54. Comparativa en las corrientes (promediadas en la vertical) en la plataforma continental, de los 3 huracanes modelados en las 2 condiciones de estudio. Las flechas están normalizadas y para magnitudes superiores a 0.5 m/s.	80
Figura 55. Comparativa en las corrientes (promediadas en la vertical) en Cancún, de los 3 huracanes modelados en las 2 condiciones de estudio. Las flechas están normalizadas y para magnitudes superiores a 0.5 m/s.	81
Figura 56. Comparativa en las corrientes (promediadas en la vertical) en Puerto Morelos, de los 3 huracanes modelados en las 2 condiciones de estudio. Las flechas están normalizadas y para magnitudes superiores a 0.5 m/s.	82
Figura 57. Velocidades promediadas en la vertical en los puntos de monitoreo de Cancún (a) y en Puerto Morelos (b) del modelo de amplia escala. Comparación entre las corrientes de 3 huracanes a velocidades de traslación diferentes. La dirección de las flechas coincide con la dirección geográfica (arriba hacia el norte, a la derecha hacia el este, abajo hacia el sur y a la izquierda hacia el oeste).	84
Figura 58. Ejemplo de corriente de fondo con magnitudes alrededor de 1 m/s, durante la condición 1 de Wilma en Cancún.	87
Figura 59. Transporte de sedimentos en la zona de estudio, durante la condición 1 del huracán Wilma (Mariño-Tapia et al., 2014).....	88
Figura 60. Trayectorias y magnitudes de los huracanes Wilma (2005) y Gilberto (1988). Comparativa del tiempo dedicado a pasar sobre la zona de estudio.	90

Lista de tablas

Tabla 1. Escala de Saffir-Simpson (Saffir, 1991).....	15
Tabla 2. Promedio de las velocidades de traslación de los huracanes ocurridos en el Atlántico Norte registrados en la base de datos HURDAT hasta el año 2014. Velocidades divididas en grupos de 5 grados de latitud y número de eventos para cada grupo.....	24
Tabla 3. Propiedades de las mallas computacionales	44
Tabla 4. Coeficientes de arrastre dependientes de la intensidad del viento usados en las modelaciones numéricas	47
Tabla 5. Origen de los distintos datos batimétricos utilizados.	48
Tabla 6. Jerarquización cualitativa del RMAE para modelos costeros.	57
Tabla 7. RMAE para las salidas de las modelaciones en la malla Caribe en aguas someras y profundas.....	58
Tabla 8. Número de huracanes en todo el Caribe (incluyendo el Caribe mexicano) y huracanes exclusivamente en el Caribe mexicano, durante el periodo 2000-2009. Entre paréntesis, número de huracanes mayores (categorías 3,4 y 5) en el momento de pasar por la región. Fuente: NOAA.	113
Tabla 9. Número de huracanes en todo el Caribe (incluyendo el Caribe mexicano) y huracanes exclusivamente en el Caribe mexicano, durante el periodo 2010-2019. Entre paréntesis, número de huracanes mayores (categorías 3,4 y 5) en el momento de pasar por la región. Fuente: NOAA.	114
Tabla 10. Efectos positivos y negativos relacionados con la presencia de huracanes.	115
Tabla 11. Daños potenciales en la escala de Saffir-Simpson (Longshore, 2008).....	117

I. INTRODUCCIÓN

Los huracanes son fenómenos climáticos naturales con capacidad de generar transformaciones severas en hábitats costeros y danos cuantiosos en infraestructuras, además de poner en riesgo vidas humanas, el bienestar social, las actividades marinas y generar pérdidas económicas importantes (Pielke *et al.*, 2003; Blake, Landsea y Gibney, 2011; Bakkensen y Mendelsohn, 2016). Los efectos positivos derivados del paso de huracanes quizás son menos divulgados, pero son sumamente importantes para la circulación atmosférica-oceánica global (Emanuel, 2001). La región del Caribe Mexicano es naturalmente una zona de impacto a tormentas y huracanes, que pueden severamente afectar los ambientes costeros y particularmente las playas pueden verse dramáticamente alteradas perdiendo o ganando arena de forma extrema. Los efectos de huracanes en las playas no son del todo conocidos y para aportar al entendimiento del tema el presente trabajo es un estudio hidrodinámico bajo condiciones de huracán cuyos resultados dan información que puede incidir en la toma de decisiones para la protección costera.

I.1. Motivación

El Caribe es una zona vulnerable a la presencia de huracanes, en los últimos 100 años se registraron 250 huracanes (NOAA, 2020). Durante la intensa temporada de huracanes del año 2005 se registraron cerca de 2000 decesos (principalmente por el huracán Katrina) y pérdidas económicas cercanas a 100 mil millones de dólares entre los países del Caribe, México y Estados Unidos (Domínguez y Ibrahimbegovic, 2013). El huracán Wilma, también en 2005, fue uno de los más intensos en la región, siendo especialmente destructor en la localidad de Cancún en México. El huracán mantuvo cerca de Cancún vientos superiores a 252 km/h durante 12 horas, una presión central excepcionalmente baja y una velocidad de traslación muy lenta. Durante su tránsito, se midieron alturas de ola significativa de 15 metros y corrientes de hasta 1.5 m/s (Silva *et al.*, 2009; Escalante-Mancera *et al.*, 2009; Mariño-Tapia *et al.*, 2014). Como resultado de las

características del huracán Wilma, la playa de Cancún sufrió de gran erosión (Figura 1). Contrastantemente, en la ciudad vecina de Puerto Morelos situada 30 km al sur (Figura 2), se observó un incremento en el ancho de la playa de 30 metros (Silva *et al.*, 2006; Mariño-Tapia *et al.*, 2014).



Figura 1. Comparativa aérea de la Cancún, antes y después del paso del huracán Wilma (Silva et al., 2006).



Figura 2 Comparativa de la playa de Puerto Morelos, frente al ICMYL de la Universidad Autónoma de México. Arriba una imagen del muelle 24 horas antes del paso del huracán Wilma. Abajo, la misma zona el día 25.10.2005, después del paso del huracán.

Mariño-Tapia *et al.*, (2014) encontraron, a partir de mediciones durante el paso del huracán Wilma y de estudios de modelación numérica, que cuando el huracán se encontraba en la región, se generó una corriente dominante hacia el sur en la plataforma continental. Estos autores sugieren que esa corriente pudo ser un agente transportador de sedimento en suspensión, que al erosionarse de la playa de Cancún ingresara a la laguna arrecifal de Puerto Morelos. Unos años antes, durante el paso del huracán Gilberto en 1988 por la misma región, la playa de Akumal, 90 km al sur de Cancún, también respondió con acreción (Carranza-Edwards, 2010). Tanto la playa de Puerto Morelos como la de Akumal se encuentran detrás de sistemas de barrera arrecifal. Es sabido que la presencia de arrecifes favorece de forma natural la protección costera mediante disipación de energía del oleaje (Hearn, 1999; Lowe, Hart y Pattiaratchi, 2005; Zawada, Piniak y Hearn, 2010; Alvarez-Filip *et al.*, 2011a) y además puede permitir la introducción de sedimento a lagunas costeras a través de la rotura de oleaje sobre crestas arrecifales (Gourlay y Colleter, 2005; Coronado *et al.*, 2007). En las playas sin protección costera, las corrientes de resaca son el principal mecanismo de transporte costa afuera, favoreciendo su erosión (Longuet-Higgins, 1983; Thornton *et al.*, 1996).

El huracán Gilberto tuvo una magnitud y trayectoria parecida al huracán Wilma en su aproximación a la costa de México. Sin embargo, el huracán Wilma permaneció frente a la costa mexicana durante cerca de 2 días, sometiendo a la localidad a sus vientos más intensos durante mayor tiempo que Gilberto. La baja velocidad de traslación del huracán Wilma (~4 km frente a la costa mexicana), contribuyó considerablemente en el incremento de los daños ocasionados y en la modificación del litoral.

El huracán Emily en 2005 tuvo un impacto en la resiliencia de la playa de Cancún, al pasar pocos meses antes que Wilma (2005) por la misma zona. La llegada de huracanes sucesivos en una misma región interrumpe la recuperación natural que algunas playas presentan, cuando periodos continuos de aporte de sedimentos contrarrestan episodios de erosión. Sin embargo, el exceso de desarrollo en la playa de Cancún ha creado una presión que dificulta la dinámica natural en playas, llegando a fomentar una erosión crónica (Silva *et al.*, 2006).

El uso intensivo de la zona ha generado contaminación del agua, y conjuntamente con la acidificación del mar se ha dado una degradación de los arrecifes de coral que disminuye la protección que estas estructuras brindan al restar energía del oleaje que incide en las zonas costeras (Hoegh-Guldberg *et al.*, 2007; Alvarez-Filip *et al.*, 2011b; Hernández-Terrones *et al.*, 2011; Metcalfe *et al.*, 2011; Crook *et al.*, 2012).

Con la finalidad de caracterizar los mecanismos que durante el paso del huracán Wilma fueron responsables de transportar sedimento desde Cancún hasta Puerto Morelos, se realizó un estudio numérico con 4 modelos a diferentes escalas. Las escalas permiten tener en cuenta los procesos desde la aproximación lejana del huracán, hasta procesos con detalle en la playa. Los estudios numéricos son particularmente útiles para estudios de fenómenos extremos, que son difíciles de medir y ponen en riesgo a los instrumentos que pudieran dejarse anclados para recibir y monitorear las variables durante las condiciones extremas. Apenas en 2005, durante el paso de Wilma, se dispuso por primera vez en México de mediciones *in situ* de un huracán. Esas mediciones se usaron para dar validez a los resultados de los modelos y una vez que estuvieron debidamente validados se estudió la conexión que tiene la hidrodinámica costera bajo condiciones de huracán con la circulación en plataforma. La comprensión de esta conexión se presume esencial para el estudio de los cambios morfológicos costeros bajo condiciones de huracán. La presencia o ausencia de elementos que ofrecen protección costera, en forma de arrecifes de coral es considerada en los resultados hidrodinámicos. Además, se presta atención a 2 propiedades principales de los huracanes, su trayectoria y la velocidad de traslación. Se estudia la sensibilidad que tiene la hidrodinámica costera y de plataforma bajo cambios en las 2 propiedades. Los resultados de este estudio fueron publicados en Miret-Villaseñor *et al.*, (2019).

En la actualidad, la zona costera tiene una alta densidad de población. Se espera que entre 2020 y 2035 la población mundial crecerá aproximadamente un 10%, de los cuales un 40% se asentará en los primeros 100 km desde la línea de costa (Finkl y Makowski, 2019). Una buena parte de las regiones costeras en todo el mundo están sujetas a actividad ciclónica (Figura 3) y aunque no existe consenso científico, existen estudios que predicen un aumento en la actividad de los huracanes más intensos y un aumento en su intensidad en un futuro cercano (Hoegh-Guldberg *et al.*, 2018; más información en el Anexo).

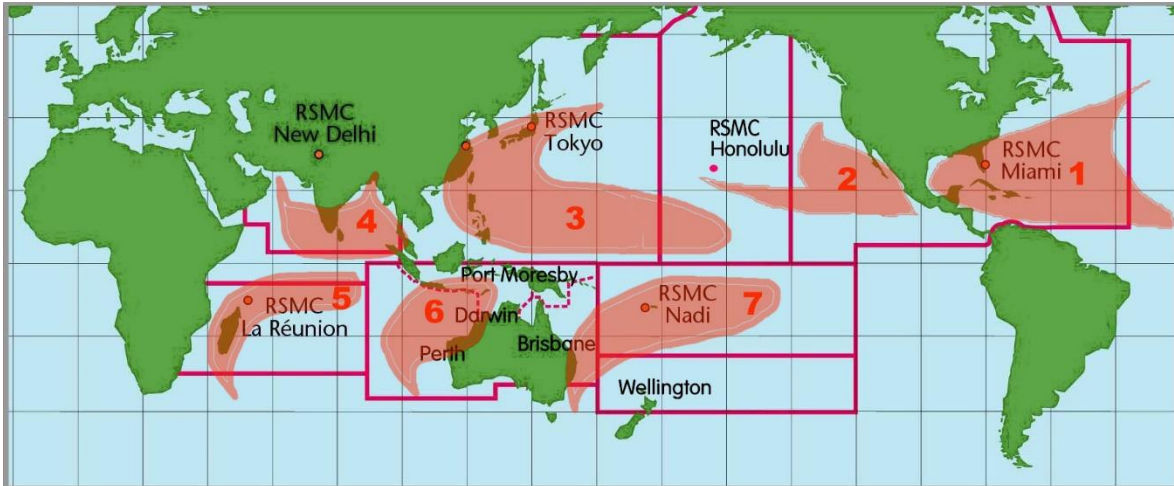


Figura 3. División de las 7 cuencas con actividad ciclónica (NOAA, 2019a)

Los resultados del presente estudio contribuyen a la comprensión del transporte de sedimento durante un evento tan extremo como un huracán. Este tipo de información es relevante en la toma de decisiones de protección costera. Del mismo modo que el sedimento en suspensión, otros elementos biológicos o químicos pueden desplazarse mediante los mismos mecanismos, de modo que el resultado puede ayudar a la cooperación multidisciplinaria. Dispersión de larvas, dispersión de contaminantes o pronósticos en la sepultación de praderas de pastos marinos son algunos ejemplos de la utilidad potencial de este estudio.

Los resultados dan información acerca de la migración del sedimento, y son un paso más en el seguimiento del sedimento en playas que podría irse a profundidades desde las cuales no regresaría más a la costa. Tener una idea de las posibles rutas de transporte sedimentario podría ayudar para estar preparados para perder o recibir sedimento de playas aledañas.

I.2. Objetivos

El objetivo principal es identificar las condiciones hidrodinámicas generadas bajo condiciones de huracán, que dan lugar a una interacción entre procesos en la zona de rompiente y procesos en plataforma. Así como analizar estas interacciones en función de su capacidad para generar cambios morfológicos regionales.

Los objetivos particulares son:

- Implementar y validar un sistema de modelos numéricos que simulen las condiciones hidrodinámicas que se midieron durante el paso del huracán Wilma.
- Determinar la influencia sobre la hidrodinámica litoral que tienen la velocidad de traslación y pequeños cambios en la trayectoria de un huracán.
- Evaluar el efecto que tiene la presencia o ausencia de arrecifes frente a la costa durante el paso de huracanes.

I.3. Hipótesis

Mariño-Tapia *et al.*, (2014) concluyeron que durante el paso del huracán Wilma en 2005, hubo corrientes intensas costa afuera en Cancún que retiraron una gran cantidad de sedimento de la playa y lo llevaron hasta alcanzar las fuertes corrientes hacia el sur que se generaron en plataforma. Sin embargo, las modelaciones numéricas en ese estudio no resolvieron la hidrodinámica tridimensional en la playa. Se presupone que el sedimento suspendido en la zona de rompiente se movilizó posteriormente por las corrientes generadas por viento en la plataforma, y de este modo el sedimento se transportó hacia las playas del sur.

- La baja velocidad de traslación del huracán Wilma en 2005, en conjunto con su particular trayectoria, dio lugar a un escenario morfodinámico que hubiera sido muy diferente de haberse trasladado a mayor velocidad o si hubiera tenido una trayectoria ligeramente diferente.
- El arrecife en Puerto Morelos tuvo un papel en la disipación de energía incidente y en la retención de sedimento.
- El grado de exposición de una playa tiene un papel esencial, bajo condiciones de huracán, en los procesos de erosión-acreción.

I.4. Organización de la tesis

Con la finalidad de ofrecer al lector una guía práctica de esta tesis, el presente capítulo I finaliza con un breve resumen del orden de escritura.

El capítulo I presenta la motivación principal para el desarrollo del trabajo, con sus antecedentes principales, objetivos e hipótesis. En el capítulo II se describe el fenómeno de los huracanes, su formación, localización y las temporadas cuando se presentan. Se describen los procesos hidrodinámicos inducidos por la presencia de huracanes que tienen las mayores implicaciones en la morfodinámica. Por último, se realiza una introducción general a los modelos numéricos de oleaje e hidrodinámica. El capítulo III describe la zona de estudio de este trabajo, el modelo numérico elegido y el modo de empleo del modelo. Los capítulos IV y V corresponden a la presentación de los resultados más relevantes de modelación, la validación de resultados de modelación con mediciones *in situ* y la interpretación de los resultados discutiendo los elementos que ayudan a confirmar nuestras hipótesis. Y para finalizar las conclusiones del trabajo.

A continuación, se incluye un diagrama de flujo (Figura 4) que integra de forma gráfica las etapas del trabajo desarrollado en esta investigación.

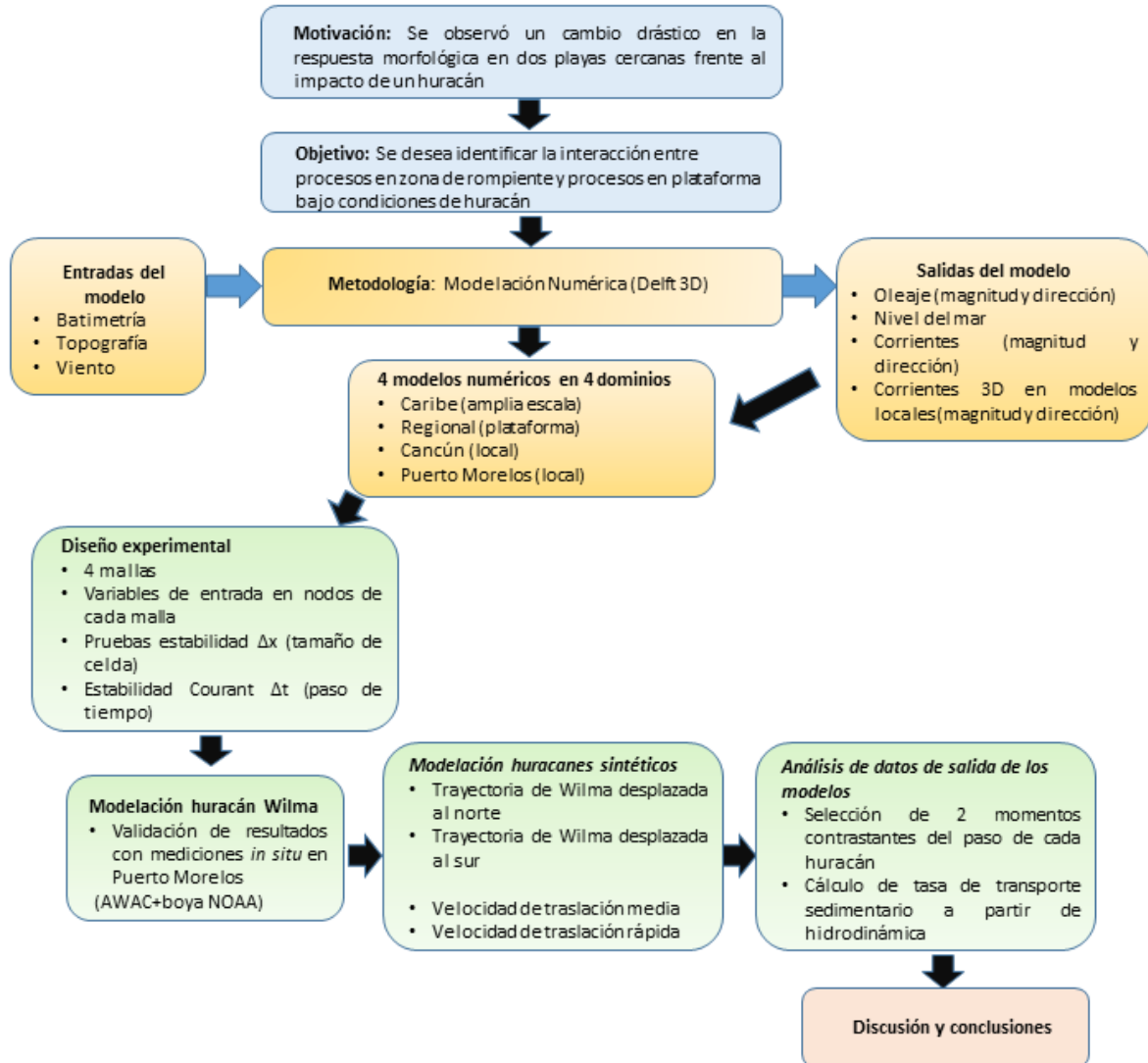


Figura 4. Diagrama de flujo del estudio que se presenta en esta tesis doctoral.

II. MARCO TEÓRICO

La morfodinámica en playas bajo condiciones de huracán está gobernada por la presencia de viento muy intenso y clima marítimo extremo (Holland *et al.*, 2019). Los procesos hidrodinámicos implicados en realizar los cambios más abruptos en playas durante huracanes son las corrientes de resaca, las corrientes de retorno, las corrientes longitudinales por oleaje, la marea de tormenta, fricción del fondo y las corrientes originadas por la fricción del viento sobre la superficie oceánica (Longuet-Higgins y Stewart, 1964; Bowen, 1969; Svendsen, 1984; Thornton, Humiston y Birkemeier, 1996; Souza, Dickey y Chang, 2001; Ochi, 2003; Mulligan, Hay y Bowen, 2008). En este capítulo se introducen cada uno de estos mecanismos, así como la naturaleza básica de los huracanes.

II.1. Introducción a los huracanes

El Sol y la atmósfera dirigen la mayoría de los procesos en los océanos. La principal fuente de energía del planeta es la radiación solar, y de ella se generan gradientes térmicos, evaporación, transferencias y transformaciones de energía como emisiones infrarrojas de la superficie marina y el calor sensible del mar por vientos fríos o cálidos. La distribución desigual en la ganancia o pérdida de calor induce un gradiente de presión atmosférico que da lugar a vientos que a su vez inducen movimientos en los océanos (Stewart, 2008). Entre los procesos reguladores de energía en el planeta, se encuentran los huracanes. Se trata de un proceso natural de gran escala que contribuye a distribuir el exceso de energía desde el área tropical hacia latitudes mayores, donde están presentes las regiones más frías. La existencia de huracanes aporta grandes beneficios al medio ambiente, pero también genera grandes daños naturales y a infraestructuras, además de poner en riesgo vidas. A pesar de no estar directamente relacionado con el tema de investigación, se incluye en el *Anexo A* una visión general de los impactos que ocasionan los huracanes y porque su presencia es de suma importancia.

Los huracanes son depresiones atmosféricas caracterizadas por fuertes vientos (Figura 5), que rotan en sentido anti-horario en el hemisferio norte y sentido horario en el hemisferio sur, con magnitudes iguales o superiores a 119 km/h.



Figura 5. Imagen del huracán Irma en el centro, y las tormentas tropicales Katia (izquierda) y José (derecha). Imagen desde el satélite GOES en proyecto de la NOAA el día 8 de septiembre de 2017. Fuente: NASA/NOAA.

Formación de huracanes

La formación de los huracanes es desencadenada por la presencia de una perturbación de baja presión, que se mueve con cierto ángulo respecto a los vientos alisios provenientes del este, viajando con ellos. Para la formación de huracanes la temperatura superficial del mar debe ser como mínimo de 26°C, restricción que impide que se formen a latitudes altas. En la última década se ha observado la presencia de huracanes desplazándose a latitudes más altas respecto a la década anterior (Figura 6), será interesante estudiar la tendencia en las próximas décadas. Tampoco se forman a menos de 5 grados de latitud, debido a que para formarse se necesita un balance entre gradientes horizontales de presión y la acción de la fuerza de Coriolis, la cual es nula en el Ecuador y muy baja hasta los 5° de latitud. Gradientes de presión pronunciados cerca del ojo del huracán (Figura 7) generan una entrada de aire hacia el centro de baja presión, que se desvían por la fuerza de Coriolis generando una circulación del viento en sentido ciclónico (anti-horario en el hemisferio norte y con las manecillas del reloj en el hemisferio sur). La convección ascendente de aire caliente húmedo resulta en la formación de nubes cumulonimbus alrededor del ojo del ciclón (Figura 8). En el momento en que el vapor de agua generado se enfría,

condensa en forma de nubes y lluvia. El aire caliente alrededor del ojo es menos denso, motivo que le hace ascender colaborando para que la circulación ciclónica pueda ser mantenida. El ojo de un huracán mide típicamente entre 10-60 km, en cuyo diámetro no hay nubes, precipitación, ni apenas viento (Occhi, 2003), mientras que el diámetro total es en promedio de 600-790 km (Longshore, 2008). El diámetro del huracán Sandy en 2012 llegó a 1900 km, siendo el mayor diámetro registrado. El viento ciclónico gira alrededor del ojo del huracán, teniendo su máxima intensidad en las paredes alrededor del ojo, y decrece a medida que se aleja del ojo (Figura 7).

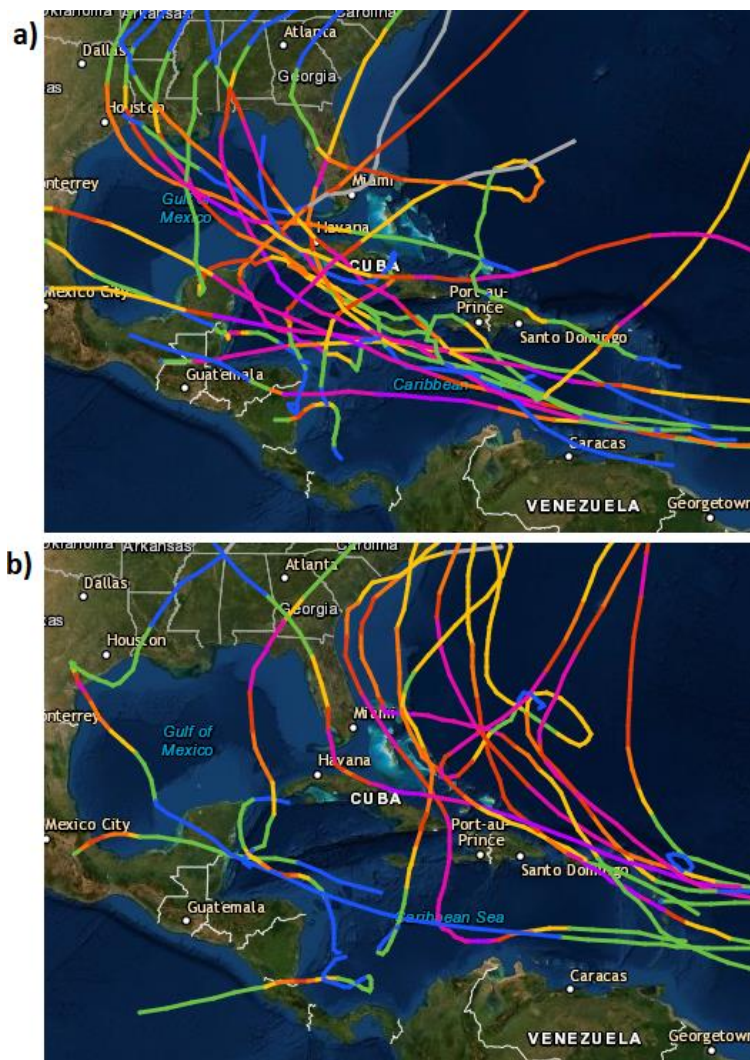


Figura 6. Huracanes de las categorías 3,4,5 en la escala de Saffir Simpson (ver Tabla 1) en las últimas dos décadas. Entre 2000-2009 (a) se observaron mayoritariamente en latitudes ligeramente más bajas que entre 2010-2019 (b). Fuente: NOAA2020.

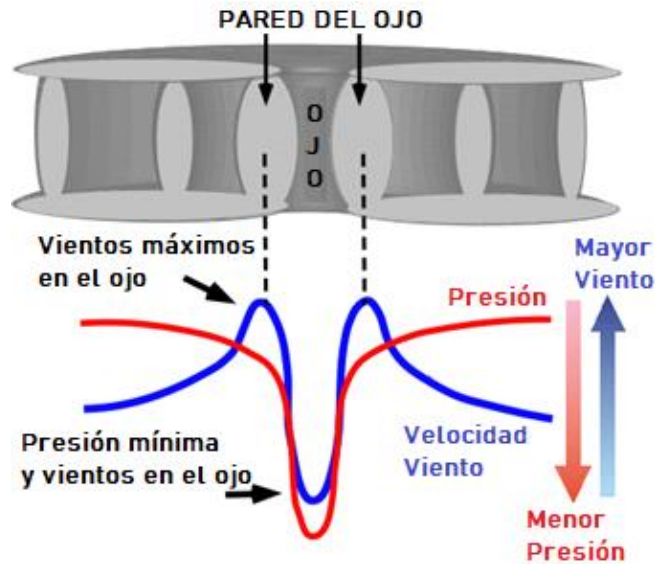


Figura 7. Esquema del perfil de vientos y de presiones de un huracán (abajo) respecto a la estructura del huracán (arriba). Fuente: Department of Atmospheric Sciences at the University of Illinois.

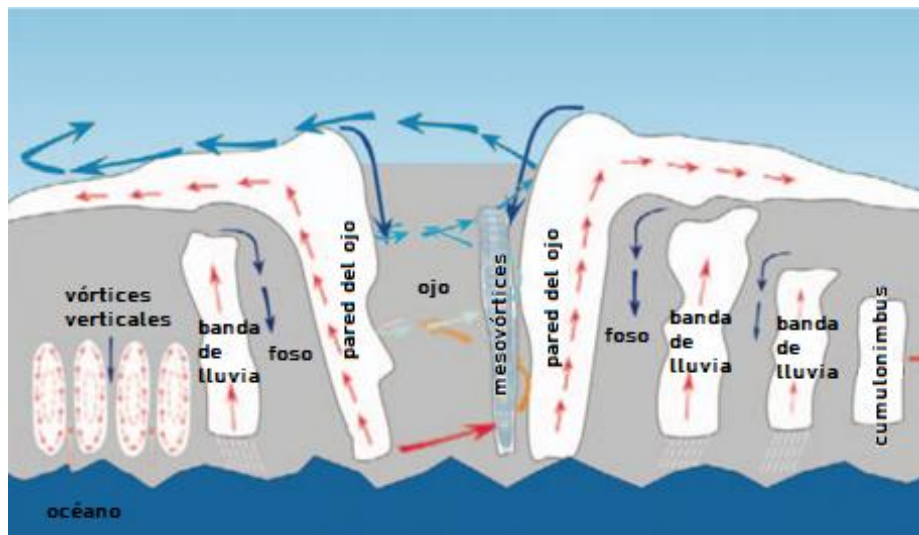


Figura 8. Esquema de la estructura de un ciclón tropical y los fenómenos atmosféricos asociados, incluyendo el ojo, la pared alrededor del ojo, vórtices verticales de intercambio de calor entre aire y océano, banda de lluvias, nubes y mesovórtices. Fuente: Li et al., (2013).

Localización de huracanes

Muchas regiones alrededor del mundo son afectadas por huracanes (Figura 9). A estos fenómenos se les conoce con diferentes nombres dependiendo del origen geográfico de su formación. El término *huracán* es usado en el Atlántico norte, en el Caribe y en el Pacífico nororiental. En el Pacífico noroccidental, el mismo fenómeno se conoce como tifón, mientras que en el océano Pacífico suroeste y el océano Índico suroriental se les conoce como ciclón. Su origen geográfico varía ligeramente en longitud en función del mes en que se genera (Longshore, 2008). Se originan entre 5º y 30º de latitud y normalmente viajan al oeste. Una vez superan los 30º de latitud es común que se dirijan a latitudes altas y posteriormente hacia el este, siendo este fenómeno más común en el hemisferio norte. Entre las regiones con mayor frecuencia de huracanes se encuentra el océano Pacífico tropical, el océano Atlántico Oeste y el océano Índico Sur. Curiosamente el océano Índico Norte presenta una de las regiones con mayor presencia de tormentas tropicales del mundo, sin embargo, muy pocas de ellas llegan a categoría de huracán.

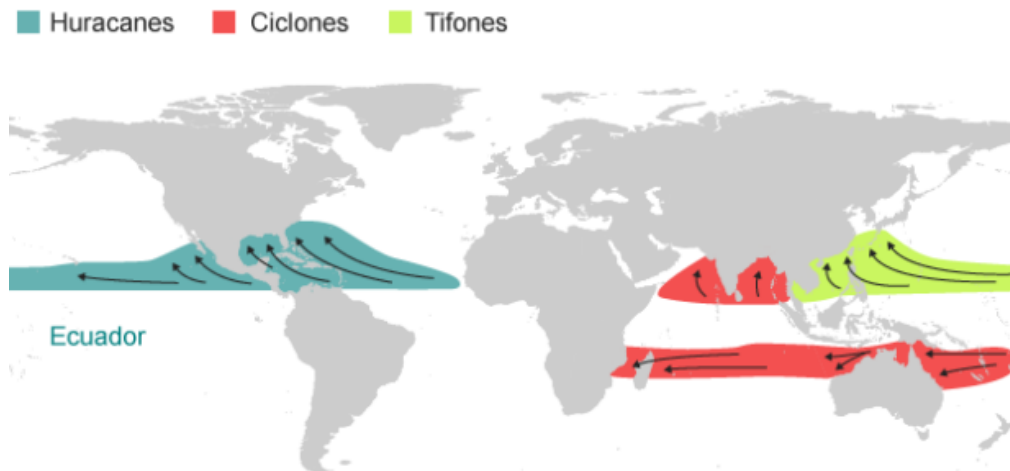


Figura 9. Distribución geográfica de huracanes, ciclones y tifones. Fuente: NOAA

Temporada de huracanes

La temporada de huracanes en el océano Atlántico comprende entre el 1 de junio y el 30 de noviembre de cada año y en el Pacífico nororiental comprende del 15 de mayo al 30 de noviembre. La temporada de tifones en el océano Pacífico occidental empieza a finales de junio y dura hasta diciembre, y en el océano Índico los ciclones se presentan entre abril y diciembre.

Clasificación de huracanes y alertas

La clasificación más común para huracanes es la escala de Saffir-Simpson (Tabla 1). La escala se divide en 5 categorías en función de la magnitud del viento sostenido, presión mínima central y la marea meteorológica. Este tipo de clasificaciones son una herramienta útil para establecer alertas desde 72 horas antes de que el huracán toque tierra, dando información a la población de los daños potenciales asociados a cada una de las categorías. En el Anexo se detallan los daños asociados a cada una de las categorías de la escala de Saffir-Simpson.

Tabla 1. Escala de Saffir-Simpson (Saffir, 1991)

Categoría	Presión central (mb)	Magnitud del viento (km/h)	Marea meteorológica (m)
1	> 979	119-153	1.22-1.52
2	965-979	154-177	1.83-2.44
3	945-964	178-208	2.74-3.66
4	920-944	209-251	3.96-5.48
5	< 920	≥252	> 5.48

II.2. Respuesta morfo-hidrodinámica costera en condiciones de huracanes

Cuando dos fluidos con diferente velocidad están en contacto y existe un esfuerzo mediante fricción entre ellos, se produce una transferencia de energía. En la superficie del océano, esta transferencia por parte del viento se convierte mayoritariamente en oleaje y otra parte se convierte en corrientes. Bajo condiciones de huracán las olas y las corrientes en la costa son mucho más intensas que en condiciones normales. En aguas someras el oleaje actúa como mecanismo principal para la formación de corrientes, mientras que en plataforma y aguas profundas las corrientes superficiales son asociadas a la influencia del viento.

Cuando la velocidad del agua es suficiente, el sedimento del fondo puede ponerse en movimiento. El sedimento es el material sólido de origen natural que después de haber quedado en suspensión en el agua se deposita en el fondo cuando está en reposo. Para moverse necesita recibir suficiente energía para desplazarse, por el fondo (arrastre, rodamiento o saltación) o elevarse en la columna de agua y ser transportado en suspensión por las corrientes (Figura 10).

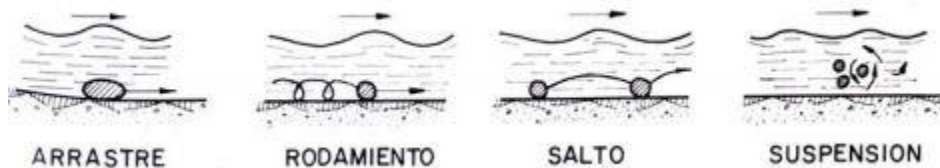


Figura 10. Métodos de desplazamiento del sedimento. Transporte fondo incluye arrastre, rodamiento y saltación, o suspensión en la columna de agua.

Las olas que genera un huracán son extremas y por lo tanto la movilidad del sedimento puede ser considerablemente mayor (Figura 11). El tamaño de las olas depende de la intensidad del viento, la persistencia del viento y del *fetch*. El *fetch* es la longitud del trayecto por encima de una gran superficie de agua de un viento que sopla en una dirección y con una velocidad aproximadamente uniformes. La particularidad de un estado de mar típico de huracán es que la fuente de energía que origina el oleaje avanza con cierta velocidad. Si el huracán se mueve con

el oleaje, tendrá más tiempo para hacerlo crecer, este fenómeno es conocido como *fetch* extendido. El oleaje crece linealmente cuando se empieza a formar, después lo hace exponencialmente hasta llegar a una altura máxima, donde no puede seguir creciendo. Este oleaje que llega a su altura máxima, se denomina oleaje completamente desarrollado (Young, 1999). Bajo condiciones de huracán, zonas en régimen medio con alturas de ola significativa inferiores a 1 m pueden recibir alturas de ola significativa entre 6-15 metros y periodos pico entre 8-12 segundos (Silva *et al.*, 2006; Silva *et al.*, 2009; Escalante *et al.*, 2009).

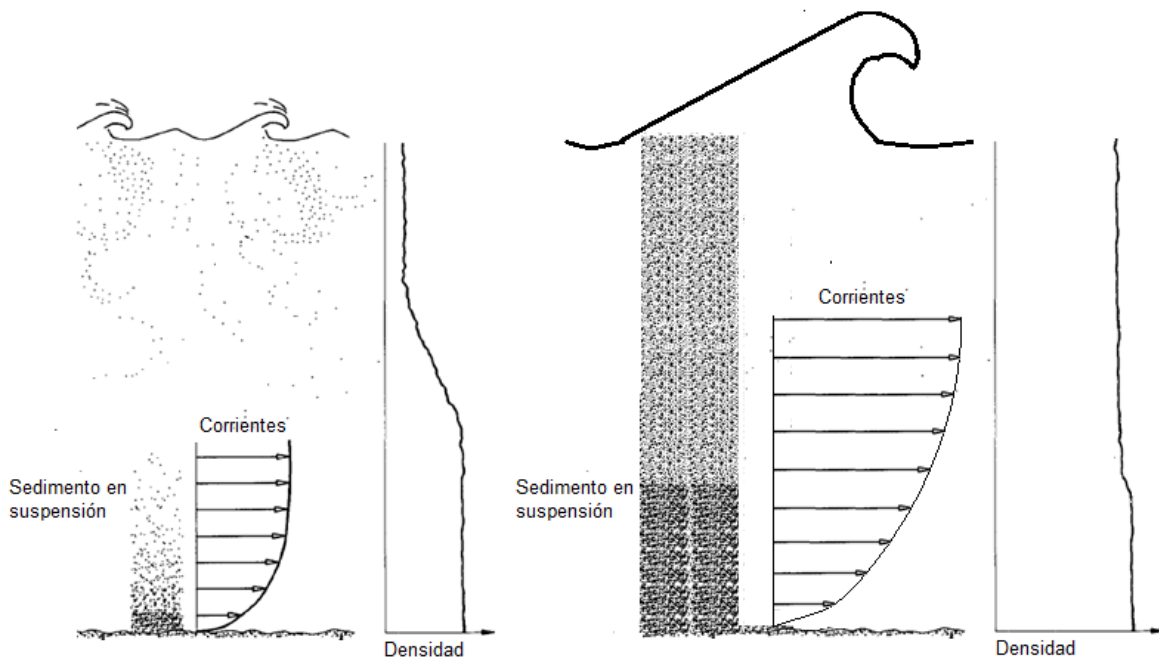


Figura 11. Esquema de resuspensión de sedimento en condiciones normales (izquierda) y condiciones extremas (derecha). Basado en la figura de Trowbridge, and Nowell (1994), fue modificada para plantear un caso en condiciones extremas.

El oleaje generado por tormentas o huracanes lejanos, que sale de la zona donde se genera y que se propaga hasta la costa se conoce como oleaje de *swell* y en español se le ha llamado oleaje distante, mar de fondo o mar de leva (Figura 12). Al oleaje generado por el viento local, oleaje tipo *sea*, también se le ha denominado en español oleaje local o mar de viento (Figura 12). Las olas más grandes son aquellas que se generan desde lejos, mientras que las olas generadas localmente son más pequeñas.

La altura del mar de fondo decrece gradualmente con la distancia a medida que se va propagando (Goda, 2000). Sin embargo, un estado de mar con gran oleaje puede ser desarrollado por el paso de un huracán hasta a 150 km del lugar (Ochi, 2003) y afectar a costas situadas a 10 veces su radio de máximos vientos (Esquivel-Trava *et al.*, 2015). El oleaje puede crecer muy rápidamente con la llegada de un huracán (Figura 13).



Figura 12. El oleaje generado por viento local, también denominado “mar de viento” es caótico (izquierda). El oleaje de tormenta o “swell”, que localmente ha sido llamado también “mar de fondo”, es más regular y ordenado (derecha).

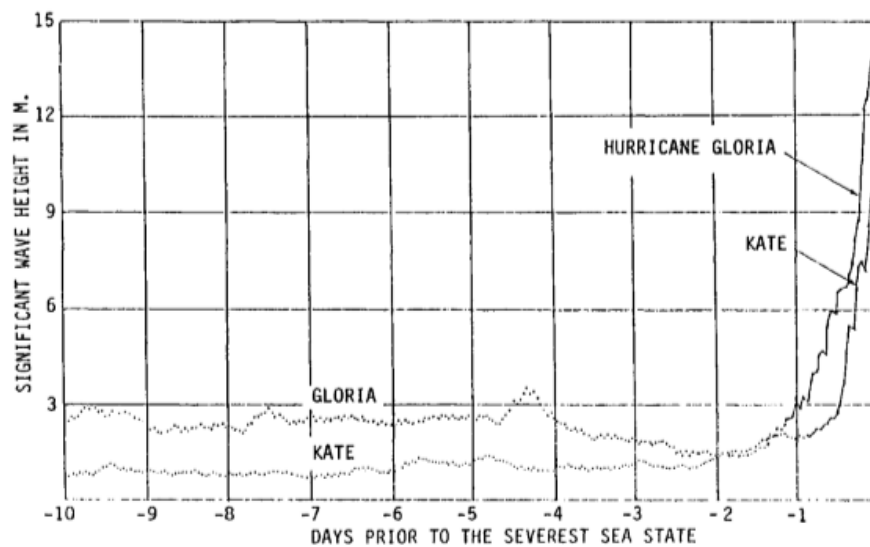


Figura 13. Altura de ola significativa (metros) en los días previos a la llegada de los huracanes Kate y Gloria (1985). Fuente: Ochi (2003).

La relación de estabilidad entre la altura de la ola y su longitud es un factor importante para el desarrollo del oleaje. El empuje del viento sobre las crestas de las olas resulta en pérdidas de energía, a este proceso se le conoce como decrestamiento. El decrestamiento es uno de los mecanismos principales de pérdida de energía a lo largo de la plataforma continental durante huracanes (Drost *et al.*, 2017). Adicionalmente, con huracanes, las grandes olas pueden empezar a perder energía por fricción con el fondo, incluso a profundidades de 100 metros (Drost *et al.*, 2017). Y en estas condiciones, en aguas muy someras (<20 m), la energía disipada por decrestamiento y por fricción pueden estar en el mismo orden de magnitud. En la propagación del oleaje hacia la costa, existen también pérdidas de energía asociadas a la interacción entre olas y la aparición de spray marino. A pesar de todos los procesos previamente comentados, el mecanismo principal en la disipación de energía en aguas muy someras es la rotura del oleaje. La rotura además tiene un papel muy importante en la resuspensión de sedimento, así como también lo tienen las olas desde que empiezan a notar el lecho marino. Durante huracanes, la presencia de ondas de baja frecuencias permite resuspender sedimento en casi toda la columna de agua en profundidades de 70 m (Souza *et al.*, 2001).

Un modo común de representar un estado de mar es mediante un espectro de energía de las frecuencias del oleaje, donde se pueden identificar las frecuencias donde se concentra el oleaje de mayor magnitud. La energía es la capacidad que tienen las olas para producir un trabajo (ej. mover sedimento). Durante un huracán el viento sopla por horas ocasionando que la energía del oleaje, que se origina en altas frecuencias del espectro, incremente su magnitud mediante la incursión de energía de bajas frecuencias (Ochi, 2003). El espectro del oleaje queda entonces dominado por frecuencias bajas en todos los cuadrantes del huracán (Young, 2006). La trayectoria del huracán no impide la dispersión de oleaje de baja frecuencia en diferentes direcciones.

El espectro típico de un huracán muestra la energía concentrada alrededor de la moda de la frecuencia (Figura 14), pero también es posible la presencia de espectros con más de un pico. Por ejemplo, en Puerto Morelos (México) se observó durante el paso del huracán Wilma (2005) un espectro bimodal producido por la presencia conjunta de mar de viento y mar de fondo (Mariño Tapia *et al.*, 2008). Algunos autores reportan la existencia de una relación entre la trayectoria del

huracán y la aparición de uno o más picos en el espectro de oleaje. Esquivel-Trava *et al.*, (2015) observaron espectros mayormente unimodales en las condiciones localizadas a la derecha de la trayectoria de varios huracanes (hemisferio norte), pero bimodales o trimodales en espectros situados a la izquierda de la trayectoria (hemisferio norte).

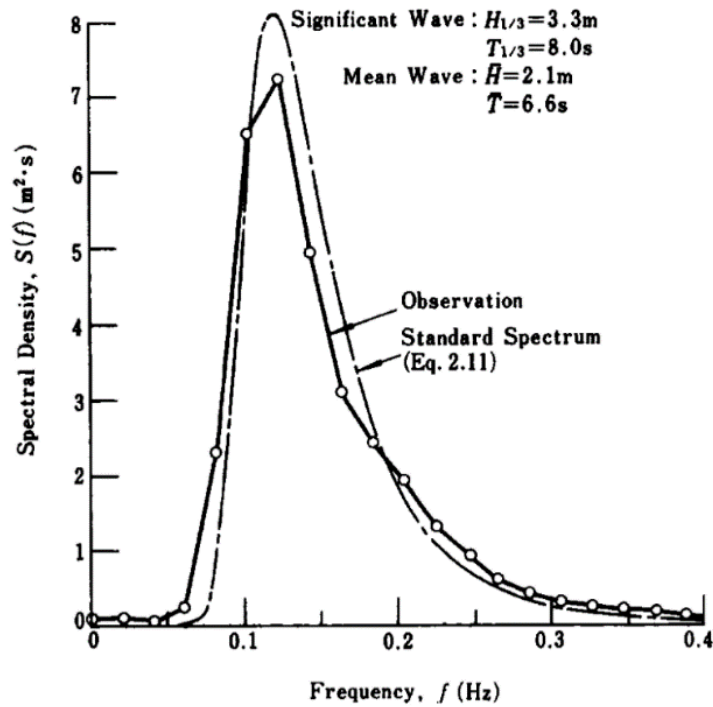


Figura 14. Ejemplo de espectro unimodal. Fuente: Goda, (2000).

Las olas no solo transportan energía, también *momentum*. Este *momentum* o transporte de cantidad de movimiento actúa como un tensor (estrés) horizontal en el agua. A este fenómeno se le conoce como tensor de radiación o estrés de radiación. Los gradientes en estos tensores actúan como fuerzas que pueden generar pendientes en la superficie libre del agua (elevar o descender) o corrientes. Fue descrito originalmente por Longuet-Higgins y Stewart (1962 y 1964), quienes describieron el tensor de radiación (*radiation stress*) como el exceso de flujo de momento debido a la presencia de olas. Existe mucha controversia acerca de cómo calcular este mecanismo complejo. En los últimos años diferentes autores han presentado diferentes aproximaciones (McWilliams *et al.*, 2004; Ardhuin, Rasche y Belibassakis, 2008; Mellor, 2010).

En la descripción del modelo numérico (capítulo III.2) se presenta una aproximación a este esfuerzo. Al ser proporcional a la energía del oleaje, oleaje de mayor magnitud da lugar a mayores gradientes, y como consecuencia se generan corrientes más intensas.

El ángulo de incidencia del oleaje y la pendiente de la playa determinan la formación de corrientes longitudinales y/o corrientes transversales. El oleaje se acerca a la costa y rompe. Después de romper las olas se dirigen hacia la costa, inundan parcial y temporalmente la parte emergida, y posteriormente el agua se retira de nuevo. Oleaje oblicuo a la costa favorece la aparición de corrientes longitudinales, que tienen su máxima magnitud a mitad de la zona de rompiente (Goda, 2000). El oleaje perpendicular a la playa genera una combinación de corrientes longitudinales y corrientes costa afuera o en algunos casos solamente corrientes costa afuera. Cuando el agua se evacúa desplazándose primero paralelamente a la costa y posteriormente costa afuera se generan corrientes de retorno (Stewart, 2008). Este tipo de corrientes (Figura 15) suelen ser peligrosas para la seguridad de las personas incluso en presencia de oleaje moderado. En huracanes pueden ser un mecanismo que favorezca el transporte de sedimento en suspensión tanto hacia a la costa como costa afuera.

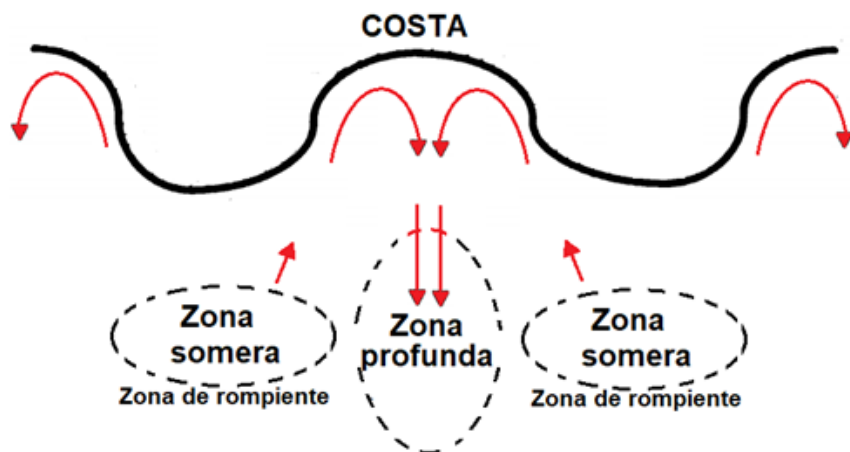


Figura 15. Esquema de corrientes de retorno (vista en planta).

Oleaje con incidencia perpendicular a la línea de costa puede dar lugar a corrientes de resaca (Longuet-Higgins, 1983; Svendsen, 1984; Thornton, Humiston y Birkemeier, 1996). Este tipo de corrientes se dirigen hacia costa en las capas superficiales de la columna de agua y se dirigen

costa afuera en las capas de fondo, debido a un gradiente de presión generado por la sobreelevación frente a la costa (Figura 16).

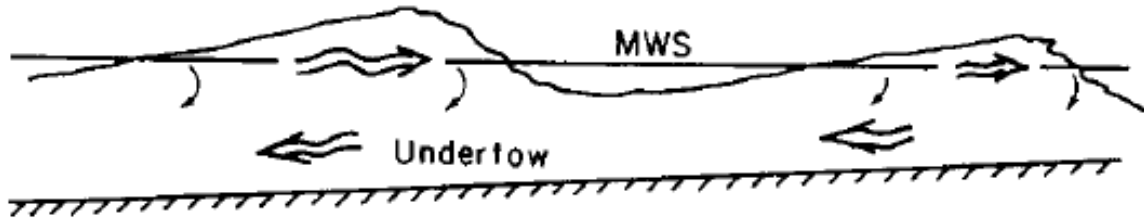


Figura 16. Esquema de circulación durante corrientes de resaca (“undertow” en inglés). Fuente: Svendsen, (1984).

Los huracanes modifican de forma importante el nivel del mar por la acción conjunta de la presión y del viento. Como ya se mencionó anteriormente, los huracanes son centros de bajas presiones. La presión atmosférica tiene una implicación en el nivel del mar, donde el nivel del mar responde subiendo ante un descenso de la presión. Esta relación entre la presión atmosférica y el aumento del nivel del mar, es conocida como barómetro invertido. La relación más directa entre el nivel del mar y la presión atmosférica es del orden de 1 centímetro por 1 milibar. Por ejemplo, un huracán donde la presión desciende 100 mb, presentará un ascenso del nivel del mar de 1 metro, solamente debido a este fenómeno. Además, el viento empuja a la masa de agua hacia la costa, donde se apila generando también una elevación, conocida como marea de tormenta. Estas elevaciones del nivel del mar, se suman al nivel correspondiente a la marea astronómica y se conoce como marea meteorológica. La amplitud de la marea meteorológica depende de la orientación de la costa respecto a la tormenta, de la intensidad, tamaño y velocidad de la tormenta; y de la batimetría local (NOAA, 2019b). De modo que la marea de tormenta es el nivel total del mar durante la tormenta, como resultado de la combinación de marea meteorológica y marea astronómica. Un ejemplo en el que todos los factores se combinaron de la peor manera, fue durante el paso del huracán Sandy (2012) en Nueva York. Tras el paso del huracán se reportaron numerosos daños a la ciudad, se estimó que los daños fueron mucho mayores debido a la presencia de mareas vivas simultáneamente al paso del huracán.

II.3. Influencia de las propiedades del huracán en los procesos costeros

Los centros de predicción de huracanes ofrecen una información valiosa para la toma de medidas preventivas. Ante la amenaza de un huracán la primera característica observada es su trayectoria, analizando si pasará sobre o cerca de ciertas zonas de interés. El segundo factor al que se suele prestar atención es la magnitud de los vientos del huracán, clasificándolo dentro de la escala Saffir-Simpson (Tabla 1), que brinda información relacionada con la magnitud de los efectos que podría tener. Si bien estos dos aspectos son de suma importancia, existen otras características del huracán, como su velocidad de traslación, que pueden ser incluso más importantes en la afectación de la costa. Otras características de un huracán brindan información de gran importancia, como el radio del ojo del huracán, que determina la distancia a la cual encontramos vientos máximos en direcciones opuestas; el radio total del huracán que determina la región de influencia directa; la distribución e intensidad de las precipitaciones, entre otras.

La trayectoria del huracán determina donde se genera el oleaje de viento local, hacia donde se propaga el oleaje de tormenta, la localidad y magnitud de la elevación por marea de tormenta que habrá cerca de la costa, y qué zonas del continente se verán sometidas a transporte eólico y a fuertes lluvias. De la trayectoria del huracán resulta la dirección del oleaje y en consecuencia la aparición de corrientes transversales o longitudinales en las playas.

La velocidad de traslación es diferente para cada huracán y es variable durante el avance de un mismo huracán. Existe una relación entre la latitud y la velocidad de traslación (NOAA, 2014a). Los huracanes más lentos registrados en el océano Atlántico se detectaron en latitudes entre 15° y 25 ° (Tabla 2). Menor velocidad de traslación implica mayor tiempo de una localidad estando sujeta a condiciones extremas de viento y oceanográficas. Los huracanes más rápidos se detectaron a las latitudes más altas (Tabla 2).

Tabla 2. Promedio de las velocidades de traslación de los huracanes ocurridos en el Atlántico Norte registrados en la base de datos HURDAT hasta el año 2014. Velocidades divididas en grupos de 5 grados de latitud y número de eventos para cada grupo.

Latitud	Velocidad de traslación promedio (km/h)	Nº de casos
0º-5º N	25.9	186
5º-10º N	22.0	4678
10º-15º N	19.2	7620
15º-20º N	17.4	7501
20º-25º N	17.5	8602
25º-30º N	20.1	6469
30º-35º N	27.1	3397
35º-40º N	39.0	1120
40º-45º N	49.3	264
45º-50º N	51.5	34
50º-55º N	51.4	15
55º-60º N	55.8	1

El huracán Mitch (1998), de categoría 5 en la escala Saffir-Simpson (Tabla 1), fue uno de los huracanes más poderosos y mortales de las últimas décadas. Además de la intensidad de sus fuertes vientos, tuvo una baja velocidad de traslación al aproximarse a la costa de Honduras, donde permaneció casi estático durante cerca de 6 horas (NOAA, 2020). También el huracán Wilma (2005), se mantuvo cerca de 48 horas frente a la costa de Quintana Roo (NOAA, 2020), su baja velocidad fue señalada como uno de los principales factores que generaron la erosión extrema que tuvo la playa de Cancún (Mariño-Tapia *et al.*, 2014). Sin embargo, el huracán Gilbert (1988) tuvo una trayectoria similar a Wilma (2005) frente a Cancún, pero su velocidad de traslación fue 5 veces más rápida al pasar por la zona afectada (NOAA, 2020), teniendo menos tiempo de influencia sobre el sistema y un impacto notoriamente menor que el de Wilma.

Estudios recientes muestran el impacto de algunas características de los huracanes en la distribución de la energía del oleaje. Drost *et al.*, (2017) encontraron una relación entre la velocidad de traslación de los huracanes y la máxima altura de ola en campos de oleaje asimétricos.

La trayectoria conjuntamente con la distribución espacial de los vientos, controla por dónde pasarán los vientos más intensos, que se localizan cerca del ojo del huracán y disminuyen con la distancia al mismo (Figura 17).

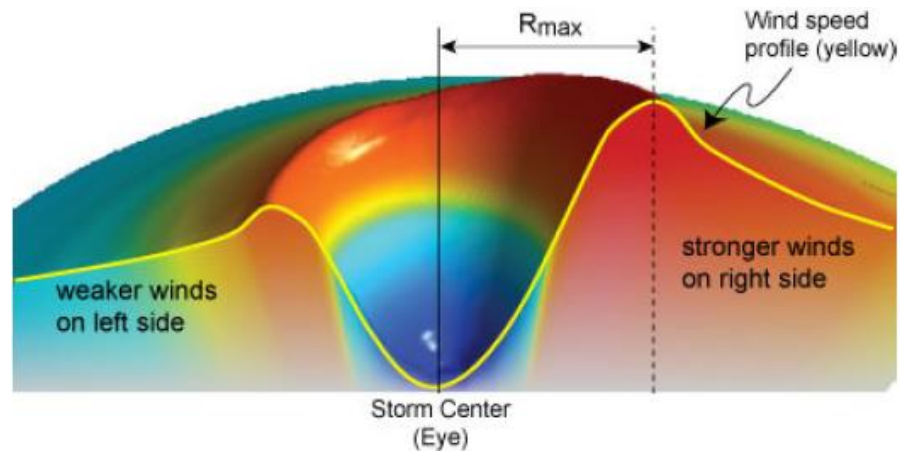


Figura 17. Sección transversal del campo de viento de un huracán. R_{max} es la distancia del centro de la tormenta a la localización de los vientos máximos. Observar la asimetría de los vientos, con vientos más intensos en el lado derecho (asumiendo que se desplaza hacia adelante). Fuente: AIR Worldwide (AIR).

Existe una asimetría en el viento (Figura 17), donde los cuadrantes a la derecha de la dirección de traslación del huracán presentan vientos más intensos que los otros (Young, 1999; Hu & Chen, 2011). Los cuadrantes de viento más intenso, tienen la capacidad de generar el oleaje de mayores dimensiones, por ser más intensos y por presentar un fetch que posibilita el crecimiento del oleaje durante más tiempo (Figura 18), ya que la tormenta viaja en la dirección de propagación del oleaje. La asimetría de los vientos superficiales es directamente proporcional a la intensidad del ciclón y a la velocidad de traslación (Drost *et al.*, 2017). Dentro de la zona de generación, las alturas de ola máximas las encontramos cerca del radio de máximos vientos, y van decreciendo de forma exponencial a medida que uno está más

lejos del ojo (Wang *et al.*, 2005). En Bretschneider (1972) se muestra el procedimiento para representar los campos de viento y oleaje en un huracán que se está desplazando en aguas profundas. Los campos de oleaje se ven influenciados por la relación entre la velocidad de grupo y la velocidad de traslación del huracán. Si la velocidad de grupo del oleaje es mayor que la velocidad de traslación, las olas saldrán de la zona de propagación, y por lo tanto van a tener menos opciones de seguir creciendo. Por el contrario, cuando la velocidad de grupo es similar a la velocidad de traslación, las olas tendrán un mayor fetch. En el hemisferio norte, el oleaje generado por huracán tiende a presentar un fetch extendido hacia la derecha de la dirección de desplazamiento del huracán (Figura 18), donde las olas viajan en la misma dirección que la velocidad de traslación del huracán (Drost *et al.*, 2017).

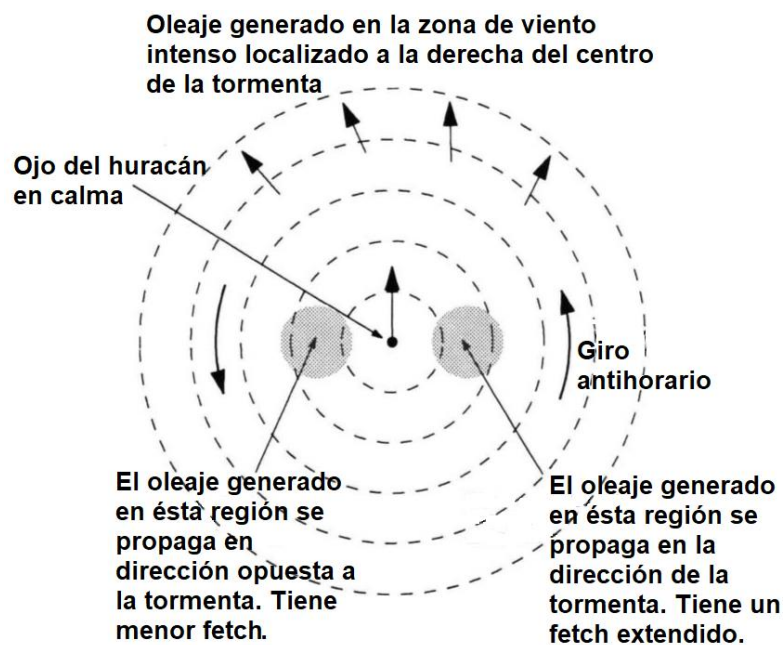


Figura 18. Esquema donde se muestra la generación de oleaje en un huracán que se desplaza hacia la parte superior de esta página. El campo de oleaje se caracteriza por: (a) oleaje de tormenta, generado por los vientos situados a la derecha de la velocidad de traslación, que sale hacia el frente de la tormenta y (b) una asimetría significativa causada por vientos más intensos y un fetch extendido en la región situada a la derecha del centro de la tormenta (Young, 1999).

En resumen, los huracanes son fenómenos que generan condiciones atmosféricas e hidrodinámicas muy extremas, y en consecuencia con una capacidad de modificar el medio ambiente drásticamente. Una de las afectaciones más importantes, se produce en las costas, donde marea de tormenta, oleaje y corrientes intensas desencadenan una serie de procesos capaces de modificar playas radicalmente. Los resultados morfodinámicos dependen de las diferentes características de cada huracán, de la topo-batimetría de cada localidad y de los elementos que conforman la costa (obstáculos, vegetación, sedimento, arrecifes).

II.4. Modelos numéricos

Los modelos numéricos son herramientas que resuelven las ecuaciones que describen matemáticamente fenómenos de la naturaleza. Estos modelos permiten aproximar la física de los sistemas naturales y que si son adecuadamente calibrados y validados contra observaciones, pueden dar información temporal y espacial adicional a la que es posible obtener con mediciones. Esto hace que sean cada vez más utilizados para entender los procesos del planeta. Existen gran cantidad de modelos y muchos de ellos aún se siguen perfeccionando. En oceanografía los modelos numéricos resuelven las ecuaciones de conservación de masa y *momentum*, entre otras, permiten calcular en dominios espaciales y a lo largo del tiempo, las corrientes, oleaje, y a partir de ellos, el transporte. Con estas bases pueden hacerse estudios de calidad de agua, corrientes, oleaje, dispersión, morfodinámica, además de muchos otros procesos que se estudian a escalas temporales y espaciales muy diversas. Para lograr los objetivos perseguidos en esta tesis se construyeron modelos de oleaje y de corrientes, que se describirán más adelante en esta tesis (capítulo 4).

El desarrollo de modelos de oleaje ha sido tema de estudio desde hace décadas hasta la actualidad, permitiendo obtener con el paso de los años mejores aproximaciones entre modelaciones numéricas y observaciones reales (Liu y Losada, 2002). La existencia de un modelo de oleaje que incluya todo el conocimiento alrededor del viento y el oleaje, y que sea válido para todas las situaciones aún no es viable. Por ello, se han propuesto modelos de oleaje capaces de resolver el problema bajo situaciones específicas (Young, 1999). La elección del modelo dependerá del dominio de estudio: Aguas profundas, aguas en plataforma, zona de asomeramiento del oleaje (aguas reducidas) o puertos (interacción entre oleaje y estructuras).

Los modelos de oleaje que permiten la generación, propagación y transformación del oleaje, se pueden dividir en 2 grandes grupos: modelos que resuelven la fase del oleaje y los modelos promediados en la fase. La fase indica la posición instantánea dentro de un ciclo sinusoidal.

Los modelos que resuelven la fase del oleaje, pueden predecir la amplitud y la fase de una ola, y se basan en las ecuaciones no estacionarias de conservación de la masa y cantidad de

movimiento integradas en la vertical. Los modelos que promedian la fase, se basan en la conservación de la energía espectral, y en variables estadísticas de un campo de oleaje como la altura de ola significativa o el periodo pico (Liu y Losada, 2002). El espectro de energía da la distribución de la energía de las olas en función de la frecuencia del campo de oleaje. La altura de ola significativa y el periodo pico se refieren al promedio del tercio superior de olas más grandes y con mayor periodo respectivamente. La fase (φ_0) forma parte de la ecuación de una onda [1]:

$$\eta(x, t) = A_0 \cos(kx - \omega t + \varphi_0) \quad [1]$$

$\eta(x, t)$ = sobreelevación de la superficie libre (respecto a tiempo y espacio).

A_0 = Amplitud de la onda

k = número de onda ($k = \frac{2\pi}{\lambda}$). Indica el número de veces que vibra una onda en determinada distancia. Siendo λ la longitud de onda

ω = frecuencia angular ($\omega = \frac{2\pi}{T}$). Indica el número de veces que completa un ciclo de una onda en determinado tiempo.

φ_0 = fase

Los modelos que permiten resolver la fase son computacionalmente más demandantes y son usados en áreas más pequeñas, mientras que los modelos que promedian la fase se pueden usar en escalas espaciales más amplias. Existen modelos que permiten la propagación de oleaje en aguas profundas solamente, mientras que otros han creado herramientas para propagar adecuadamente las ondas desde aguas profundas a aguas someras. En los modelos que resuelven la fase el desarrollo de los modelos depende de la relación entre características del oleaje y las características del fondo (Peregrine, 1972; Whitham, 1974, Mei, 1989). La ecuación de la pendiente suave de Berkhoff, (1972) relaciona la velocidad del grupo de olas, con su fase incluyendo los efectos de asomeramiento, reflexión, refracción y difracción, en oleaje sin presencia de corrientes. Más tarde se incluyeron las corrientes (Booij, 1981; Kirby, 1984) y se añadieron otros términos como disipación por rotura o por fricción de fondo (Booij, 1981; Kirby

and Dalrymple, 1986). En zona de rompientes uno de los procesos de disipación de energía más importantes es el relacionado con rotura de oleaje. Modelos específicos que permiten modelar la rotura de las olas (sin parametrizarlo), necesitan resolver las ecuaciones promediadas de Reynolds (*Reynolds Averaged Navier-Stokes equations*), las cuales son muy demandantes computacionalmente y se enfocan a zonas de estudio más reducidas (Liu y Losada, 2002).

Los modelos que promedian la fase no resuelven la elevación local de la columna de agua, sino que calculan promedios o integrales de campos de oleaje. Modelos modernos permiten calcular la evolución del espectro direccional de manera espacial y temporal. Young, (1999) muestra la ecuación simplificada que se resuelve [2]:

$$\frac{\partial F}{\partial t} + C_g \cdot \nabla F = S_{tot} \quad [2]$$

F = espectro direccional

C_g = Velocidad de grupo

S_{tot} = término de fuentes y sumideros. Es la suma de influencia del viento, interacciones no lineales y disipación por decrecimiento

A partir de esta ecuación simplificada han ido evolucionando los modelos, permitiendo incluir parámetros que describan la entrada y salida de energía en el campo de oleaje. Los modelos WAM (WAMDI, 1988), WAVEWATCH (Tolman, 1991) o SWAN (Booij, Holthuijsen, Ris, 1996) son modelos muy conocidos y ampliamente utilizados en el mundo. El esquema para definir el espectro de oleaje direccional suele discretizarse en frecuencias y rangos de dirección.

Estos modelos parten de la premisa en que un movimiento oscilatorio asociado a las ondas de un fluido Newtoniano (viscosidad constante bajo condiciones normales de temperatura y presión) e incompresible, puede ser modelado usando las ecuaciones de Navier-Stokes, las cuales describen el movimiento de un fluido. Existen varias versiones de las ecuaciones de Navier-Stokes en función de la viscosidad del fluido. Las ecuaciones [3,4,5] presentan la versión de las ecuaciones de Navier-Stokes para un fluido Newtoniano con densidad y viscosidad constantes (White, 2008)

o lo que es lo mismo la ecuación diferencial de cantidad de movimiento incluyendo los esfuerzos viscosos (en este caso constantes).

$$\rho g_x - \frac{\partial p}{\partial x} + \mu \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right) = \rho \frac{\partial u}{\partial t} \quad [3]$$

$$\rho g_y - \frac{\partial p}{\partial y} + \mu \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \right) = \rho \frac{\partial v}{\partial t} \quad [4]$$

$$\rho g_z - \frac{\partial p}{\partial z} + \mu \left(\frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \right) = \rho \frac{\partial w}{\partial t} \quad [5]$$

Observando los términos a izquierda y derecha de la igualdad, esta ecuación tiene una forma parecida a la segunda ley de Newton $F=m \cdot a$, donde ρ es la densidad de fluido; \mathbf{g} es la gravedad; $\frac{\partial p}{\partial x}$ es el gradiente de presión; μ es el coeficiente de viscosidad que se relaciona con los 9 términos que tiene una fuerza viscosa; y $\frac{\partial u}{\partial t}$ es la aceleración (u = velocidad; t = tiempo) .

Los modelos hidrodinámicos enfocados a corrientes, al resolver las ecuaciones de Navier-Stokes, ofrecen como resultado el campo de corrientes y la superficie libre en el dominio de cálculo, resuelven la ecuación de continuidad que representa la ley de conservación de la masa, y resuelven las ecuaciones de transporte (Liu y Losada, 2002). Estos modelos tienen en cuenta: forzamientos debidos a factores meteorológicos (ej. Viento, presión atmosférica), la marea astronómica, aportes fluviales, corrientes debidas a gradientes de densidad (por temperatura o salinidad); y pueden acoplarse con otros modelos. Pueden funcionar conjuntamente con modelos de transporte de sedimentos, intercambiando información a medida que evoluciona cada uno de los dos modelos (va actualizando la batimetría que afecta a la hidrodinámica y viceversa). También funcionan acoplados con modelos de oleaje, permitiendo que salidas de un modelo sirvan de condiciones de inicio en el otro modelo. Por ejemplo, el modelo de oleaje permite calcular el tensor de radiación sobre la costa, el cual genera una sobreelevación. Este gradiente de presión en la costa, permite al modelo de corrientes generar corrientes debidas a la influencia del oleaje. Y al revés, salidas del modelo hidrodinámico calculan la superficie libre en el dominio de estudio, el cual influye en los procesos de disipación de energía del oleaje como la fricción de fondo o la rotura del oleaje (Deltares, 2014a; Deltares, 2014b).

Los modelos numéricos necesitan una malla computacional en el dominio de estudio que determina donde exactamente se realizan los cálculos de las ecuaciones, un esquema de advección donde se establece el método para transportar las variables (velocidad, temperatura, etc) a través del dominio, unas condiciones iniciales y unas condiciones de contorno. La malla computacional puede operar en coordenadas cartesianas o esféricas. Se suele operar en coordenadas esféricas para zonas de estudio amplias, mientras que en zonas de estudio reducidas es común operar en coordenadas cartesianas. Las mallas pueden ser estructuradas o no estructuradas. Al modelo se le dan condiciones iniciales, y se permite que la hidrodinámica evolucione. Las condiciones de contorno establecen la interacción entre nuestro dominio y sus fronteras. Las fronteras pueden absorber toda la energía que les llega, una parte de ella o reflejarla. También hay que elegir si la energía puede entrar en el dominio o sólo abandonarlo. Para evitar errores de cómputo, es aconsejable situar las fronteras lejos del campo hidrodinámico que deseamos estudiar (Young, 1999).

La configuración del modelo, los datos de entrada, su validación y su análisis repercute en la credibilidad del modelo. El uso de modelos de oleaje o hidrodinámicos requiere de variables de entrada para su funcionamiento. Entre estas variables el uso de batimetrías, topografías, datos de viento u otros forzamientos, que presenten errores, proporciona resultados erróneos. Estos errores son independientes de cualquier limitación que el mismo modelo pueda presentar.

III. METODOLOGÍA

III.1. Zona de estudio

Este estudio se centra en la región costera de la sección norte del Estado de Quintana Roo, situada al noreste de la península de Yucatán, en el Caribe mexicano (Figura 19). En esa zona se encuentran dos ciudades que son destinos turísticos importantes, la primera y más visitada en el país es Cancún ($21^{\circ} 5'19.35''N$, $86^{\circ}46'8.16''O$), famosa por sus hermosas playas y el color cristalino del mar Caribe que la envuelve. A tan sólo 20 km, se sitúa Puerto Morelos (Figura 19), un pequeño pueblo pesquero que en los últimos años ha crecido producto del desarrollo turístico, pero sin llegar al crecimiento de Cancún.

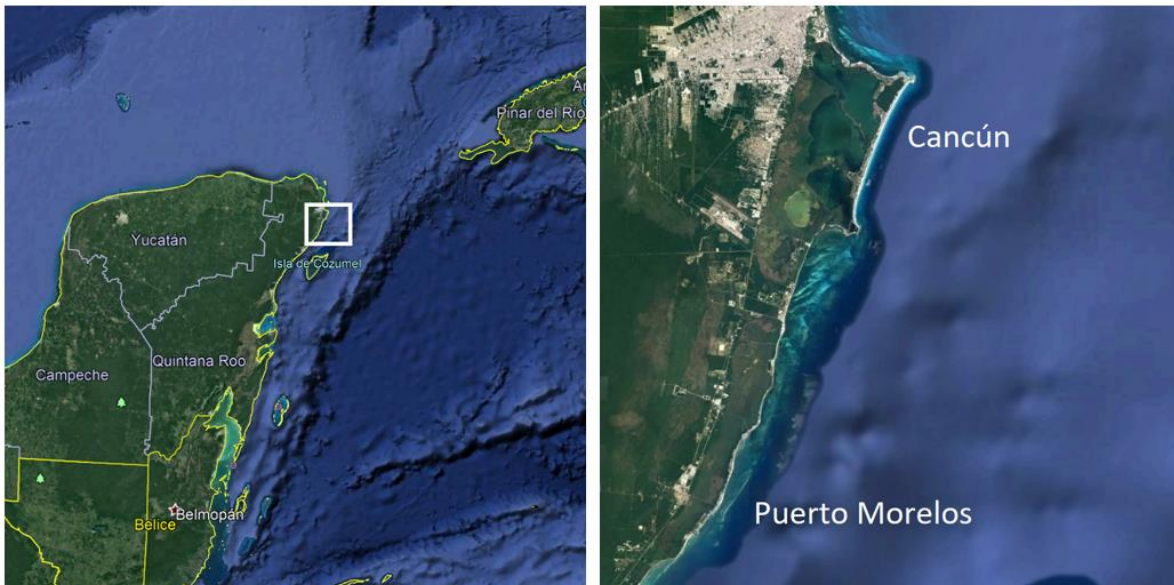


Figura 19. Localización del Caribe mexicano y de la zona de estudio a detalle (recuadro blanco) en la Península de Yucatán, México (izquierda). Separación de la zona continental y oceánica en nuestra zona de estudio (derecha). Fuente: Google Earth.

La península de Yucatán, donde se encuentra la zona de estudio, es mayoritariamente una llanura dominada por suelo kárstico de roca caliza (compuesta mayoritariamente por $CaCO_3$). El suelo tiene su origen en arrecifes coralinos y sedimentos marinos que formaron la roca caliza al exponerse a la superficie. La fracturación y porosidad de las rocas que conforman el suelo

favorece el drenaje del agua al subsuelo, creando una gran red de acuíferos subterráneos (Estrada, 2019). Parte del agua continental filtrada en el subsuelo de la península de Yucatán conecta con las aguas caribeñas a través de una extensa red de rutas subterráneas.

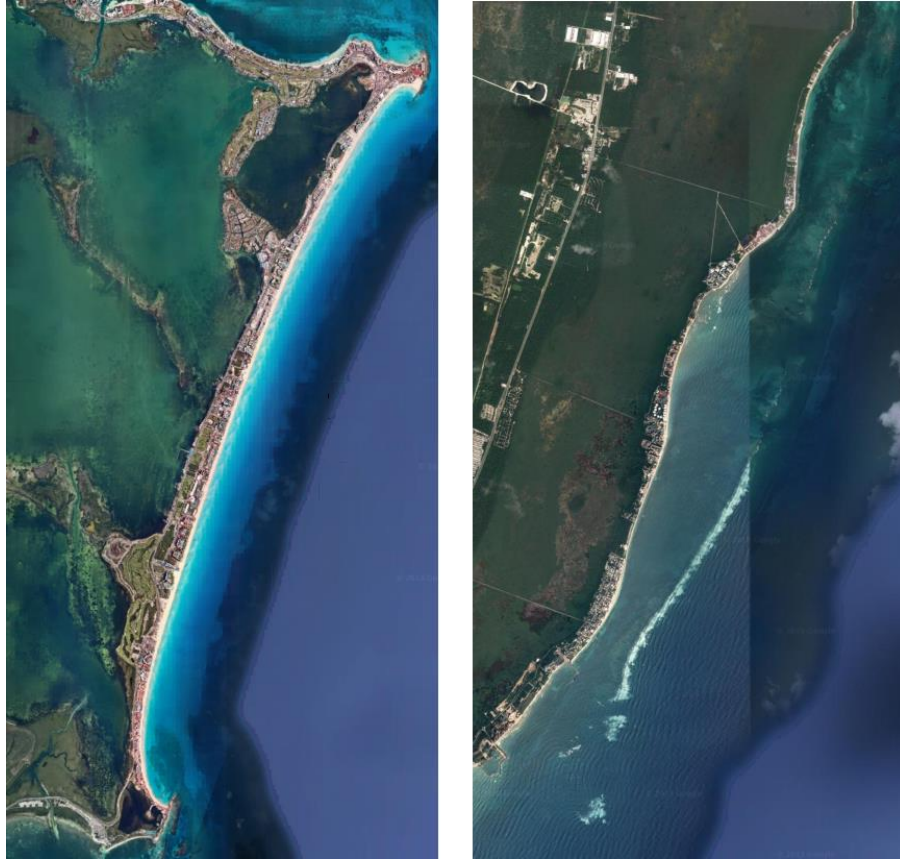


Figura 20. Vista aérea desde 24 km de altura en Cancún (izquierda) y en Puerto Morelos (derecha). Fuente: Google Earth.

La playa turística de Cancún es una isla barrera de aproximadamente 12 km de longitud que separa el mar de una laguna costera (Figura 20). Es habitual en la región la presencia de lagunas costeras detrás de barreras de arena. El sedimento de las playas de la región está compuesto por sedimento carbonatado de origen biogénico. En Cancún el tamaño de grano presente es de $\sim 0.4\text{mm}$ (Ruiz, 2009) y en Puerto Morelos $\sim 0.2\text{mm}$ (Alegria-Arzaburu *et al.*, 2013). El ancho de la playa de Cancún es bastante estable y varía entre 50-80 metros en su mayoría. En Puerto Morelos el ancho de la playa varía desde apenas una decena de metros hasta cerca de 50 metros en

lugares puntuales. Frente a la costa de Cancún, una plataforma continental de aproximadamente 10 km de ancho (Figura 21) se hunde suavemente con una pendiente de 1:40 hasta los 16 metros de profundidad (Bodegom, 2004). En Puerto Morelos, después de la región de arrecifes frente a su costa, el límite de la plataforma continental se encuentra a unos 40-60 metros de profundidad y a continuación una caída brusca hasta 400 metros a solo 10 km de distancia del arrecife.

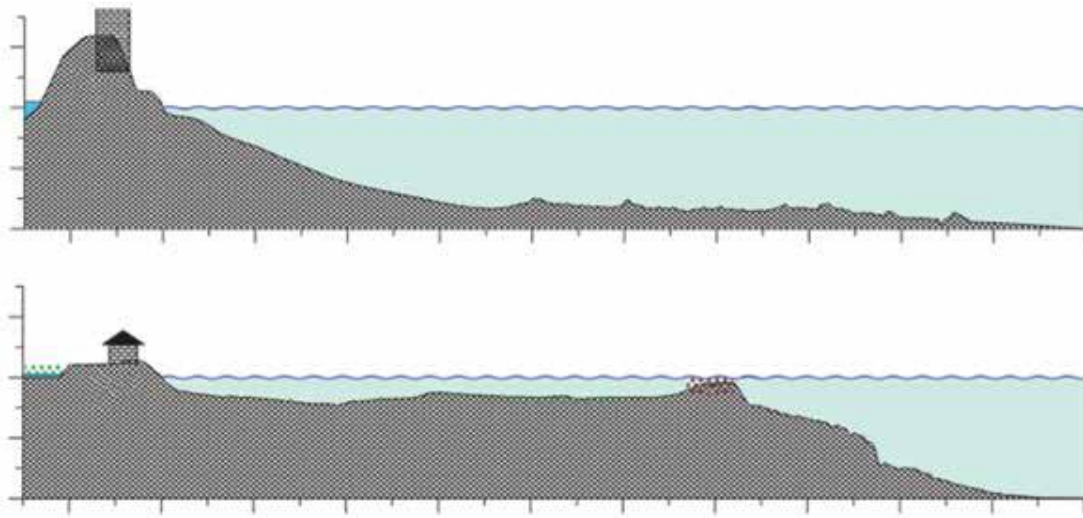


Figura 21. Esquema de los perfiles de playa frente a Cancún (arriba) y Puerto Morelos (abajo). Fuente: Alegria-Arzaburu et al., (2013).

Los arrecifes frente a la costa de Cancún forman parte del *Gran Cinturón de Arrecifes del Atlántico Occidental* (la segunda barrera arrecifal más grande del mundo), el cual se prolonga hasta los litorales de Belice y Honduras. En el extremo sur de Cancún empieza el *Parque Nacional Arrecifes de Puerto Morelos* (PNAPM), el cual se extiende a lo largo de la costa en forma de crestas arrecifales discontinuas. El PNAPM forma parte del Sistema Arrecifal Mesoamericano. En Puerto Morelos (Figura 21), un arrecife de borde de aproximadamente 27 km de largo delimita una laguna costera de 3-4 metros de profundidad media, 7-8 metros de profundidad máxima una zona dragada para el acceder al puerto y un ancho que varía entre 550 y 1500 metros (Coronado et al., 2007). En el interior de la laguna, el fondo está cubierto por arena calcárea estabilizada por prados de pastos marinos.

El clima tropical de la región se caracteriza por ser cálido y lluvioso. La temperatura media anual se sitúa en torno a los 27°C y la mayor cantidad de lluvias se presenta entre junio y noviembre, coincidiendo con la temporada de huracanes de la región. Esta región costera recibe predominantemente la influencia de los vientos Alisios provenientes, variablemente entre NE y SE. Entre noviembre y abril dominan los vientos del NE, que son interrumpidos ocasionalmente durante el invierno cuando vientos fríos llegan del norte durante estos meses (Alegria-Arzaburu *et al.*, 2013). Episódicamente la presencia de huracanes con vientos ciclónicos superiores a 120 km/h vienen acompañados de lluvias muy intensas.

El clima marítimo en la zona de estudio se caracteriza por oleaje propagándose desde el este-sureste, con altura de ola significativa $H_s < 1$ m y periodo pico $T_p < 8$ s (Silva *et al.*, 2006). Entre noviembre y abril, frentes fríos en forma de tormentas procedentes del norte llegan con $H_s \sim 2-3$ m y $T_p \sim 6-8$ s (Alegria-Arzaburu *et al.*, 2013; González-Leija *et al.*, 2013). Entre junio y noviembre, durante la temporada de huracanes pueden aparecer las condiciones oceanográficas más extremas. La marea astronómica es semidiurna y micromareal, siendo dominantes las constituyentes semidiurnas M2 y S2. El rango de marea es de 17 cm en promedio, mientras que en mareas vivas llega a 32 cm. En cuanto a corrientes oceánicas, la región de estudio está influenciada por la corriente de Yucatán, que es intensa y fluye hacia el norte, generando en la zona costera del norte de la península variaciones del nivel del mar del mismo orden de magnitud que la marea (Coronado *et al.*, 2007). Las dos localidades están sujetas a condiciones atmosféricas y marinas muy similares, sin embargo, Cancún tiene flujos de energía longitudinales mayores que Puerto Morelos. En Puerto Morelos a diferencia de Cancún, la costa es más estable al estar protegida por arrecifes de borde (Alegria-Arzaburu, *et al.*, 2013). En Puerto Morelos, el arrecife frontal actúa como protección natural de la playa mediante la disipación de parte de la energía del oleaje incidente (Alegria-Arzaburu *et al.*, 2013; Franklin, Mariño-Tapia y Torres-Freyermuth, 2013). Las olas que rompen en el arrecife externo de Puerto Morelos generan fuertes corrientes hacia la laguna arrecifal (Coronado *et al.*, 2007; Mariño-Tapia *et al.*, 2011), del mismo modo que se ha reportado en otras partes del mundo (Symonds *et al.*, 1995; Hearn, 1999; Gourlay and Colleter, 2005; Taebi *et al.*, 2011). El oleaje y la marea controlan la circulación en lagunas arrecifales (Yamano *et al.*, 1998; Hearn, 1999; Wolanski, 2001), ya que, en Puerto

Morelos, existe un régimen micromareal, es principalmente el oleaje quien controla la circulación mediante un gradiente de presión originado por la sobreelevación en el interior de la laguna debido al tensor de radiación producido por el propio oleaje. En Cancún, la dinámica marina favorece un transporte hacia el norte en la mayor parte de la playa, excepto en el sur, donde existe transporte hacia el sur motivado por procesos de difracción (Silva *et al.*, 2012; González-Leija *et al.*, 2013).

La economía local depende significativamente del reclamo turístico que tienen los bellos paisajes de la región. En 2017 el Estado de Quintana Roo recibió 16 millones de visitantes, de los cuales cerca de 8 millones visitaron Cancún (SEDETUR, 2017). Paradójicamente, el turismo depende de la preservación de la naturaleza, pero al mismo tiempo los productos del turismo afectan a la naturaleza. Antes del desarrollo turístico la playa de Cancún era amplia con anchos de 100 a 400 metros (Figura 22) y era protegida por una duna aproximadamente de 12 m de altura sobre el nivel medio del mar (Silva *et al.*, 2006).



Figura 22. Cancún desde Punta Nizuc en 1978. Foto: J.Picasa

Actualmente, la construcción de hoteles y carreteras sobre la barrera de arena de Cancún (Figura 23) ha tenido un impacto negativo haciendo rígido un ambiente originalmente dinámico y flexible como son las barras de arena. Al cambiar el área de dunas por infraestructura pesada e impermeable, se pierde la reserva de arena que protege la costa durante las tormentas y se modifica la capacidad de absorber la energía del oleaje que se disipa al llegar a una playa. Además, muchos de los canales que permitían intercambios entre el mar y la laguna han sido bloqueados, lo que además ha agudizado los problemas de eutrofización en las lagunas de Cancún (Merino *et al.*, 1992).



Figura 23. Zona hotelera de Cancún. El agua cristalina del mar Caribe contrasta con el agua turbia en el interior de la laguna Nichupté. Fuente. Google Earth 3D.

Las autoridades mexicanas han reunido esfuerzos durante años para la conservación y mantenimiento de sus playas. Dos costosos rellenos de arena efectuados tras al impacto de dos fuertes huracanes ejemplifican la importancia de conservar la playa en buen estado. El primer relleno fue en 2006, tras la gran erosión generada por el huracán Wilma en octubre de 2005. El relleno consistió en 2,700,000 m³ de sedimento (Martell-Dubois *et al.*, 2012). El tipo de arenas presentes en la playa originalmente era de tipo oolitas, mientras que las arenas con las que se hizo el relleno fueron principalmente restos calcáreos de organismos, por ese motivo, el tamaño de grano es superior en la actualidad al que existía en la zona antes del relleno artificial (Félix-Delgado, 2007). El segundo relleno tuvo lugar en 2010, tras el paso del huracán Dean en 2007, donde 2/3 de la arena vertida previamente fue movilizadada a la zona sumergida de la playa. El

segundo relleno consistió en 5,000,000 m³ de sedimento extra para reconstruir la playa (González-Leija *et al.*, 2013). El uso de rellenos de arena para recuperar la amplitud de las playas emergidas es solamente una solución temporal (Aragón, 2014), pues existe un déficit de aportes de sedimento que convierte la playa de Cancún en una playa con erosión crónica.

La costa de Quintana Roo es lugar de paso común en la ruta de huracanes formados en el Atlántico. En los últimos años, durante el periodo entre 2005-2019, un total de 90 depresiones tropicales, tormentas tropicales y huracanes han afectado la cuenca del Caribe (Figura 24).

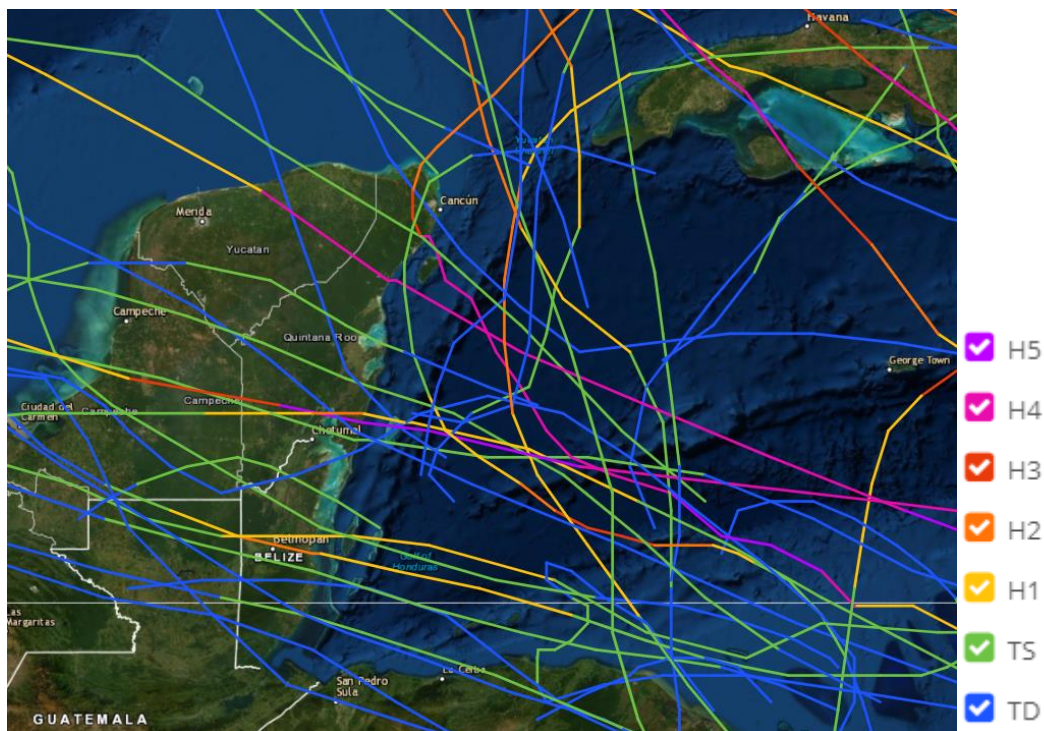


Figura 24. Huracanes, tormentas tropicales y depresiones tropicales, en el Caribe mexicano entre 2005-2019. Depresión tropical (TD) *, Tormenta Tropical (TS) *, Categoría 1 (H1) *, Categoría 2 (H2) *, Categoría 3 (H3) *, Categoría 4 (H4) *, Categoría 5 (H5) *. Fuente: NOAA.

En la base de datos disponibles de la NOAA (NOAA, 2020), los primeros huracanes registrados que afectaron la costa de Quintana Roo son de los años 1852 y 1857 (Figura 25). Entre los huracanes históricos en la zona de estudio el huracán Beulah en 1967 (Figura 25), se recuerda por inclinar el faro de Puerto Morelos. Antes de los años 70, el paso de los huracanes no tenía consecuencias tan negativas a nivel de infraestructura en la zona de la playa, pero después del

boom de la industria turística y con la llegada de huracanes de gran magnitud empezaron los problemas. Los huracanes Gilberto en 1988 y Wilma en 2005 (Figura 25) son los que más afectaron a Cancún en la historia reciente. El huracán Emily, que impactó la región 2 meses antes de Wilma en 2005 (Figura 25), pudo haber jugado un papel importante en los daños que se observaron después del huracán Wilma. Y el huracán Dean en 2007 (Figura 25), a pesar de tocar tierra en Mahahual, generó importante oleaje que ocasionó la movilización de arena en Cancún que se menciona previamente. Es decir, que los huracanes también pueden tener efectos secundarios al sumarse a otras tormentas o problemáticas de las costas, y sus influencias pueden afectar sitios remotos a través de procesos que viajan más allá de los límites del huracán.

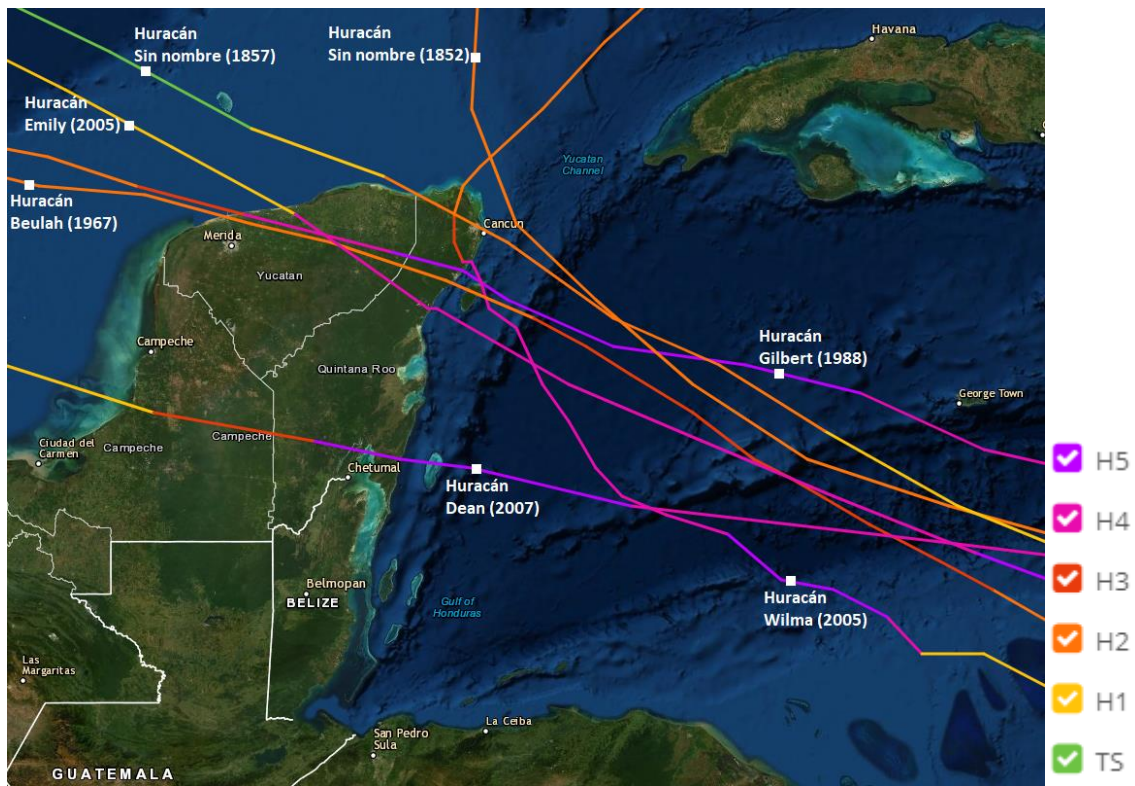


Figura 25. Selección de huracanes históricos en Quintana Roo. Tormenta Tropical (TS) *, Categoría 1 (H1) *, Categoría 2 (H2) *, Categoría 3 (H3) *, Categoría 4 (H4) *, Categoría 5 (H5) *. Fuente: NOAA

III.2. Modelo Delft3D

Delft3D es un sistema de modelación, el cual incluye modelos numéricos que permiten investigar procesos hidrodinámicos, transporte de sedimentos, morfología y calidad de aguas, en ambientes fluviales, estuarios y ambientes costeros (Deltares, 2014). El presente estudio se realiza utilizando dos de los módulos que ofrece el paquete DELFT3D: el módulo de oleaje WAVE y el módulo hidrodinámico FLOW. Delft3D es una herramienta muy conocida de la cual existe mucha documentación tanto de su funcionamiento como de sus implementaciones. Sus especificaciones técnicas junto con la amplia bibliografía alrededor del modelo hacen de Delft3D una herramienta confiable.

WAVE utiliza el modelo espectral de oleaje de fase promediada SWAN (Deltares, 2014a). Permite incluir forzamientos para la generación del oleaje, el desarrollo del oleaje, mecanismos de pérdida de energía y tener una distribución espacial del campo de oleaje en toda nuestra zona de estudio. A diferencia de los modelos que resuelven la fase del oleaje, WAVE no permite estudiar en profundidad los procesos de transformación de oleaje que ocurren en zonas someras. Sin embargo, al ser un modelo de fase promediada es mucho más eficiente computacionalmente lo que permite trabajar con escalas espaciales más amplias, durante periodos más largos.

FLOW es un modelo hidrodinámico (Deltares, 2014b), que resuelve las ecuaciones de Navier-Stokes aproximada por Boussinesq con el promediado de Reynolds (RANS). El movimiento de las corrientes puede ser estudiado por componentes barotrópicas y/o baroclínicas, en función de si las corrientes se originan por gradientes relacionados con la variación de la presión hidrostática o por gradientes de densidad. FLOW puede obtener resultados de las corrientes promedio en la vertical de la columna de agua (2D) o en capas a diferentes profundidades (3D). Este estudio se centra en las corrientes barotrópicas originadas por el paso de huracanes y desestima las corrientes de origen baroclínico (que son relevantes cuando los cambios de densidad son de importancia comparable a los demás forzamientos). Uno de los objetivos de esta tesis es comprender y explicar el funcionamiento de los mecanismos que generan corrientes costa afuera en una playa bajo condiciones de huracán. Por este motivo, el modelo hidrodinámico es

implementado en su versión 3D en las mallas locales, lo que permite obteniendo el perfil vertical de las corrientes, que podría mostrar corrientes distintas en las capas superficiales que en las capas cercanas al fondo.

Los modelos de oleaje e hidrodinámicos se acoplaron en ambos sentidos: el modelo de oleaje calcula los coeficientes del tensor de radiación y se comunica con el modelo hidrodinámico para permitir generar corrientes por presencia de oleaje, incluir turbulencia por acción del oleaje y el cálculo del esfuerzo cortante de fondo; el modelo hidrodinámico calcula variaciones en el nivel del mar, que comunica al modelo de oleaje, afectando a los procesos de refracción o la rotura del oleaje. Es necesario que se comuniquen cada determinado tiempo, para poder actualizar nivel del mar y los campos de velocidad de las corrientes. Cuando en otros estudios las modelaciones incluyen morfodinámica se actualiza la batimetría que afecta tanto a los procesos de oleaje como a las corrientes.

El tensor de radiación en WAVE (calculado por el modelo SWAN) tiene la siguiente forma (Deltares, 2014b) para los esfuerzos normales [6][7] y para los esfuerzos cortantes (presentes en oleaje oblicuo a la costa, nulos si la ola se propaga en la dirección positiva de x) [8] [9]:

$$S_{xx} = \rho g \int \left(n \cos^2 \theta + n - \frac{1}{2} \right) E d\sigma d\theta \quad [6]$$

$$S_{yy} = \rho g \int \left(n \sin^2 \theta + n - \frac{1}{2} \right) E d\sigma d\theta \quad [7]$$

$$S_{xy} = \rho g \int n \cos \theta \sin \theta E d\sigma d\theta \quad [8]$$

$$S_{yx} = \rho g \int n \sin \theta \cos \theta E d\sigma d\theta \quad [9]$$

Donde, ρ es la densidad del agua, g la gravedad, n es la relación entre la velocidad de grupo y la velocidad de la fase, θ es la dirección del oleaje, E es la energía del oleaje y σ frecuencia relativa en radianes.

III.3. Diseño de la modelación

III.3.1. Configuración del modelo

Se implementaron modelos numéricos en 4 dominios espaciales, los cuales engloban 3 escalas espaciales diferentes: una escala amplia que cubre el mar Caribe (Figura 26a), una escala regional que cubre la plataforma continental (Figura 26a y Figura 26b) y dos escalas locales (Figura 26b) para el estudio con detalle de las playas en Cancún y en Puerto Morelos.

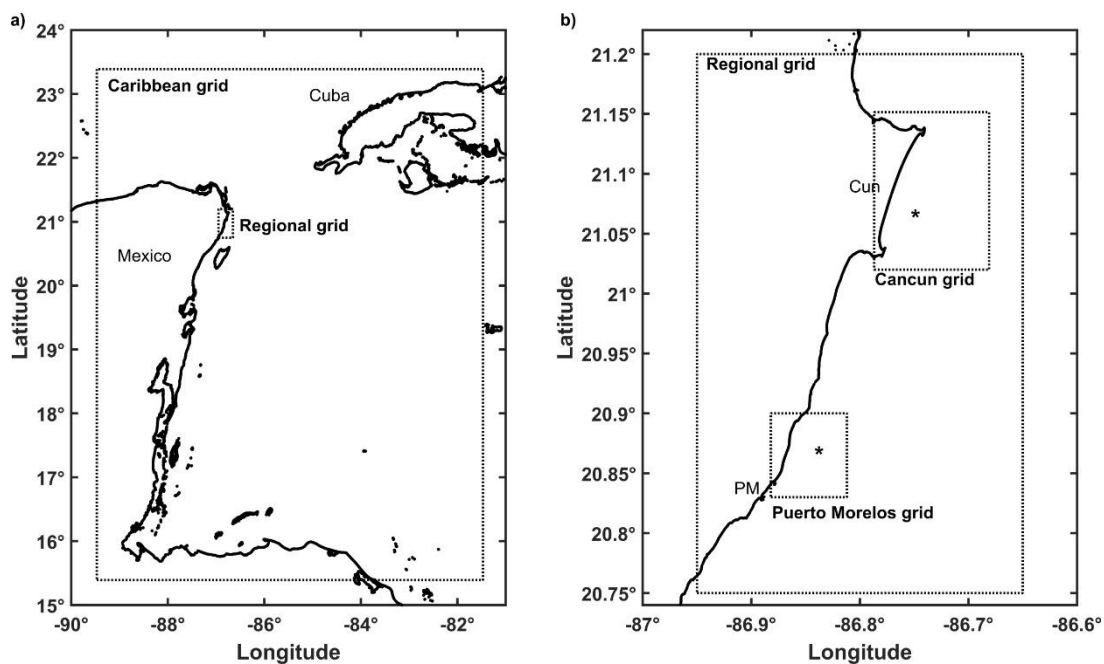


Figura 26. Dominios aplicados en las modelaciones numéricas. Dominio cubierto por la malla de amplia escala a nivel del Caribe (a). Dominio cubierto por la malla Regional para el estudio de procesos en plataforma continental, respecto a la amplia escala (a) y respecto a las mallas locales (b). Dominios cubiertos por las mallas locales en Cancún y en Puerto Morelos (b). Posición de los puntos de monitoreo en las escalas locales (b).

Trabajar con diferentes escalas permite comprender cómo los procesos de gran escala, meso y pequeña escala están conectados durante el tránsito de un huracán. El dominio de amplia escala, sirve para generar los procesos que se originan cuando el huracán aún está lejos de la costa. El principal resultado a distancia de la costa es el oleaje de tormenta o mar de fondo (oleaje de gran

tamaño). La escala regional se enfoca en la hidrodinámica a nivel de plataforma, donde se generan corrientes marinas intensas con capacidad de transporte que pudieran intercambiar de sedimento en suspensión entre playas aledañas. Las escalas locales cubren los procesos en las playas, donde ocurren los procesos de resuspensión de sedimento, transporte, erosión y sedimentación más intensos.

La obtención de resultados confiables en modelación es el resultado de un proceso detallista, donde cada una de las variables que intervienen en la configuración del modelo numérico deben ser analizadas. La relación entre la resolución espacial y temporal (Tabla 3), es el resultado de un análisis de estabilidad. Con un ancho de celda demasiado grande en la malla numérica se pueden perder procesos costeros que ocurren a una resolución espacial más pequeña, mientras un ancho de celda muy pequeño penaliza con mayor tiempo de cómputo. Para la elección del paso de tiempo ocurre exactamente lo mismo. Un paso de tiempo demasiado grande esconde aquellos procesos que ocurren con frecuencias altas y un paso de tiempo demasiado pequeño requiere de mayor tiempo de cómputo. Encontrar las resoluciones que incluyan los procesos que se desean estudiar y que requieran del mínimo tiempo de cómputo posible es el resultado del análisis de sensibilidad. Además, con este tipo de análisis se consigue una configuración estable del modelo.

Tabla 3. Propiedades de las mallas computacionales

Malla	Nº de nodos	Resolución espacial	Paso de tiempo	Nº de capas verticales
Caribe	156 x 156	0.05 ° (~5.6 km)	1 minuto	Promediado en la vertical (2D)
Regional	245 x 233	0.0018° (~0.5 km)	15 segundos	Promediado en la vertical (2D)
Cancún	488 x 371	0.00026° (60 m)	0.3 segundos	20 capas sigma (3D)
P. Morelos	272 x 272	0.00026° (60 m)	0.3 segundos	20 capas sigma (3D)

Se crearon 4 mallas computacionales, una para cada dominio espacial. Las mallas utilizan coordenadas esféricas, son rectangulares, tienen nodos equidistantes y son de tipo Arakawa C.

La elevación del nivel del agua, velocidad Norte-Sur y velocidad E-O se calculan en nodos adyacentes (Figura 27). Al tener resolución espacial diferente, cada malla tiene también un paso de tiempo diferente (Tabla 3) para, de acuerdo a la profundidad de cada localidad, cumplir con la condición de Courant y lograr una estabilidad numérica en la modelación. Las mallas de mayor resolución, construidas para las localidades de Cancún y Puerto Morelos, son tridimensionales, compuestas por 20 capas de tipo sigma (las capas no son horizontales, sino que siguen la forma del perfil batimétrico).

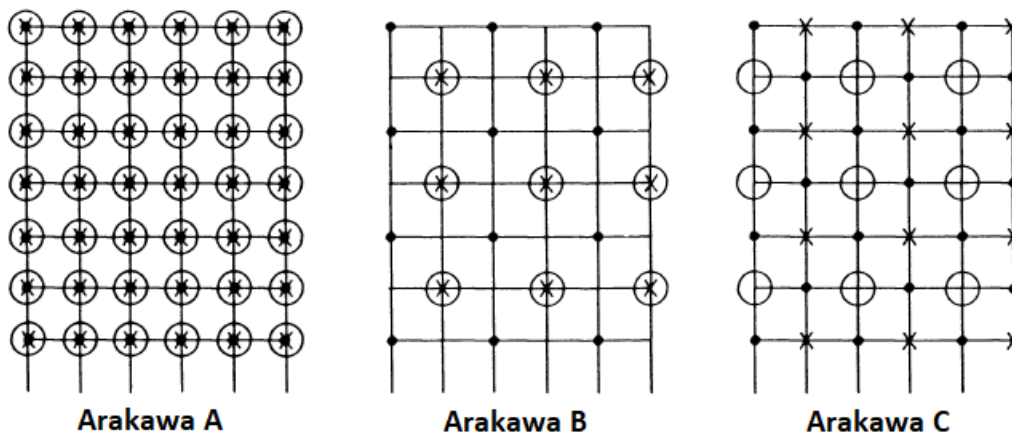


Figura 27. Los tres tipos de mallas Arakawa. “•” elevación (η), “o” corriente N-S, “x” corriente E-O. Fuente Dyke (2000).

El modelo hidrodinámico (FLOW) y el modelo de oleaje (WAVE) fueron acoplados, intercambiando información cada 30 minutos, excepto en la malla Caribe donde se comunicaron cada 2 horas. WAVE se ejecutó en modo estacionario. Se hicieron pruebas en modo no estacionario que presentaron resultados más alejados de las observaciones de campo disponibles, concretamente, las alturas de ola significativa fueron mucho más pequeñas en el modo no estacionario.

Ambos modelos se alimentaron con viento variable en tiempo y en espacio en todas las mallas, que se actualizaba cada 2 horas para los cálculos computacionales. Las modelaciones numéricas se forzaron con datos de viento de reanálisis del huracán Wilma (2005), obtenido de la NOAA Hurricane Research Division (NOAA, 2014b). La resolución de los datos de viento es de 6 km. Los

datos se interpolaron mediante interpolación triangular para cada una de las mallas. La resolución original de los datos de viento es prácticamente igual a la resolución de la malla de amplia escala usada en este estudio.

El viento ejerce una fuerza horizontal sobre la superficie del mar que es conocida como estrés/esfuerzo de viento. Es la transferencia vertical del momento horizontal. El estrés de viento suele calcularse a 10 metros sobre la superficie del mar siguiendo la siguiente ecuación [10] (Komen, Hasselmann and Hasselmann, 1984):

$$T = \rho_a C_D U_{10}^2 \quad [10]$$

Donde T es el esfuerzo por viento, ρ la densidad del aire ($\sim 1.3 \text{ kg/m}^3$), C_D el coeficiente de arrastre (Tabla 4) y U_{10}^2 la velocidad del viento a 10 metros del nivel del mar.

El coeficiente de arrastre (C_D) se obtiene experimentalmente mediante mediciones de fluctuaciones del viento a 10-20 metros sobre la superficie del mar. De la correlación entre T y U_{10}^2 se obtiene C_D . Los valores de viento se miden por encima del nivel del mar para evitar las fluctuaciones producidas por la rugosidad del mar. El coeficiente de arrastre por viento para la generación de oleaje sigue los criterios de Donelan *et al.*, (2004). Los valores de los coeficientes de arrastre presentados en Donelan *et al.*, (2004) se obtuvieron experimentalmente, y siguieron la formulación [11]:

$$\tau = h \left(\rho_w g s \frac{\Delta P}{L} \right) + \frac{\Delta S_{xx}}{L} - \tau_b \quad [11]$$

Donde τ es el esfuerzo por viento, $h=(h_1+h_2)/2$ es la profundidad promediada, $\Delta P= P_2 - P_1$ es la diferencia de presión, $\Delta S_{xx} = S_{xx}|_2 - S_{xx}|_1$ es la diferencia en el tensor de radiación, $s=(h_2-h_1)/L$ es la pendiente de la superficie y τ_b es el esfuerzo en el fondo.

El coeficiente va aumentando con la intensidad del viento, hasta un punto donde empieza a decrecer para vientos muy intensos (Tabla 4). La reducción del coeficiente de arrastre para magnitudes de vientos superiores a 40 m/s ha sido reportada por diversos autores (Powell, Vickery and Reinhold, 2003; Donelan *et al.*, 2004; Bell, Montgomery and Emanuel, 2012;

Holthuijsen, Powell and Pietrzak, 2012;). Estudios recientes indican la posibilidad de que el C_D no sea solo dependiente del viento, sino también del estado del mar (Drost *et al.*, 2017).

Tabla 4. Coeficientes de arrastre dependientes de la intensidad del viento usados en las modelaciones numéricas

Valor del coeficiente de arrastre (C_D)	Rango de viento (m/s)
0.80×10^{-3}	0-10
2.15×10^{-3}	10-40
1.50×10^{-3}	40-100

Para las condiciones de viento existentes, cada 2 horas de simulación el modelo ofrece un oleaje completamente desarrollado. Las fronteras (Norte, Este, Sur) de la malla Regional se alimentaron con el oleaje generado con el modelo de mayor escala del Caribe. La frontera en el Oeste quedó cerrada por la presencia de continente. Las fronteras (Norte, Este, Sur) de las mallas locales (en Cancún y en Puerto Morelos) se alimentaron con el oleaje resultante de la malla Regional. El oleaje alimentado en cada frontera se definió indicando la altura de ola significativa, el periodo pico y la dirección del oleaje en cada esquina de cada malla computacional y posteriormente el modelo WAVE interpola linealmente a lo largo de cada frontera por separado.

El modelo de oleaje incluye refracción, asomeramiento (Komen, Hasselmann and Hasselmann, 1984) y rotura de oleaje por efecto de fondo (Battjes and Janssen, 1978) con $\alpha = 1$ y $\gamma = 0.73$. La fricción de fondo se incluye con un valor de $0.067 \text{ m}^2\text{s}^3$ para un espectro JONSWAP en aguas someras. El rango de frecuencias espectrales para el oleaje va de 0.05 Hz a 1 Hz y contempla 36 direcciones diferentes. Se considera transferencia de energía no lineal entre ola y ola, incluyendo tríadas y cuádrupletes.

Las modelaciones no incluyen marea astronómica. La presión atmosférica es uniforme y constante en todo el modelo ($\sim 950 \text{ mb}$). El inicio de cada simulación comienza con un nivel del mar uniforme a un nivel del mar de referencia de 0 metros de altura. Bajo este mismo sistema de referencia, se distribuyó la topo-batimetría usada en las modelaciones. La batimetría en los

diferentes dominios es el resultado de diferentes fuentes de información que se enlistan en la (Tabla 5).

Tabla 5. Origen de los distintos datos batimétricos utilizados.

Fuente	Datos	Fecha
NOAA	Batimetría del Caribe	2014
CFE	Perfiles de playa en Cancún	Enero 2004
Instituto de Ingeniería de la UNAM	Campaña batimétrica en la playa de Cancún	Abril 2005
Instituto de Ciencias Marinas y Limnología de la UNAM	Campaña topo-batimétrica en la laguna arrecifal de Puerto Morelos	Principios de 2005

Para el relieve topo-batimétrico en Cancún se consideraron perfiles de playa realizados en enero de 2004 por la Comisión Federal de Electricidad Mexicana y datos batimétricos cedidos por el Instituto de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México correspondientes a una campaña oceanográfica de abril de 2005. La batimetría de Puerto Morelos fue levantada a principios de 2005 por el Instituto de Ciencias Marinas y Limnología de la Universidad Autónoma de México. Los datos batimétricos de Cancún (Figura 28) y Puerto Morelos (Figura 29) incluyen la zona más cercana a la costa hasta las crestas arrecifales (crestas incluidas) en el caso de Puerto Morelos.

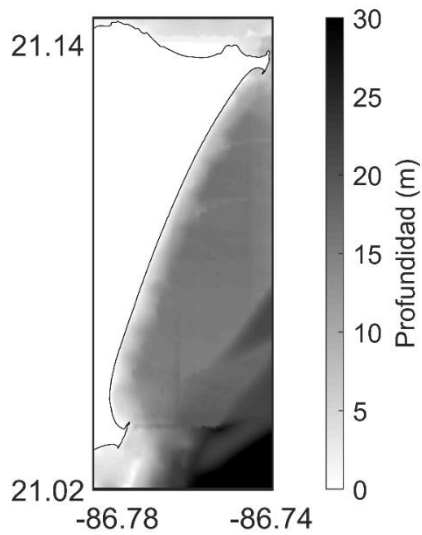


Figura 28. Batimetría de Cancún frente a la principal playa de la zona hotelera. El detalle frente a la línea de costa centra nuestra atención en esta investigación.

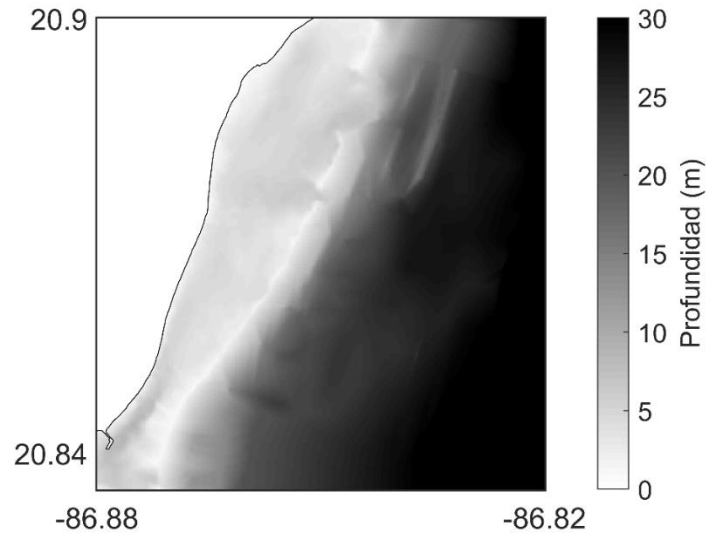


Figura 29. Batimetría de Puerto Morelos, con presencia de una laguna arrecifal cuya profundidad está alrededor de los 5m y localización de crestas arrecifales con discontinuidades.

Para completar la batimetría a gran escala (Figura 30 y Figura 31) se usaron datos ETOPO1 de la NOAA (NOAA, 2014c).

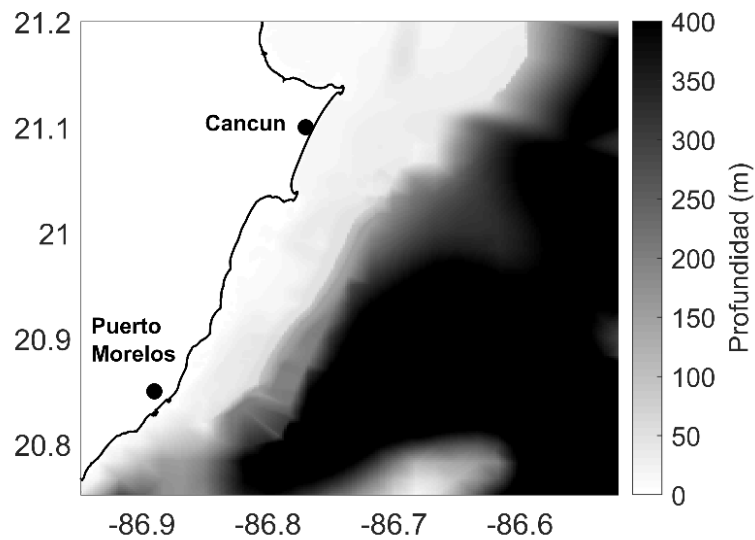


Figura 30. Batimetría del dominio regional con presencia de una plataforma continental somera.

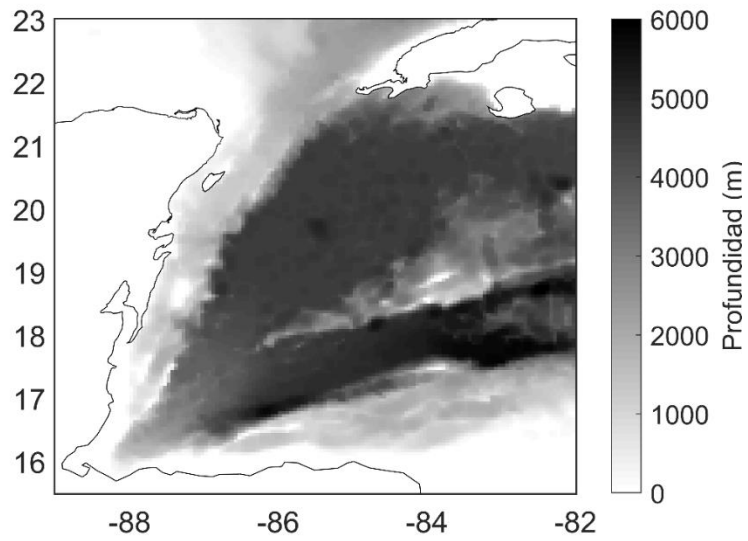


Figura 31. Batimetría del dominio de amplia escala. Cubre la región de transición de los huracanes en el Caribe hasta la costa mexicana.

III.3.2. Escenarios de estudio

El huracán Wilma fue modelado numéricamente alimentando el modelo con información disponible de viento. La validación del modelo es analizada en la siguiente sección y corresponde a la comparación de los resultados del modelo con los datos medidos in situ durante el tránsito del huracán Wilma.

Para evaluar la importancia de la trayectoria y la velocidad de traslación del huracán Wilma en los patrones de circulación que tuvieron lugar frente a la costa de Cancún y Puerto Morelos, se crearon huracanes sintéticos con propiedades similares a las de Wilma. Los 4 huracanes sintéticos que forman parte de los resultados son:

1. Un huracán con las mismas características de viento que el huracán Wilma y la misma velocidad de traslación en su aproximación a la costa, pero desplazado 75 km al norte respecto al punto donde el huracán tocó tierra (Figura 32).
2. Un huracán con las mismas características de viento que el huracán Wilma y la misma velocidad de traslación en su aproximación a la costa, pero desplazado 75 km al sur respecto al punto donde el huracán tocó tierra (Figura 32).
3. Un huracán con la magnitud del huracán Wilma el 20 de octubre de 2005, a las 04:00z (Figura 33). Este huracán presenta una velocidad de traslación de 21 km/h, mucho más rápido que Wilma y parecido a la velocidad del huracán Gilberto (1988) cuando impactó en la zona.
4. Un huracán con la magnitud del huracán Wilma el 20 de octubre de 2005, a las 04:00z (Figura 33). Este huracán presenta una velocidad de traslación de 12.5 km/h, que corresponde a la velocidad intermedia entre la que presentó Wilma frente a la costa de Quintana Roo y la velocidad del huracán Gilberto en la misma región (1988).

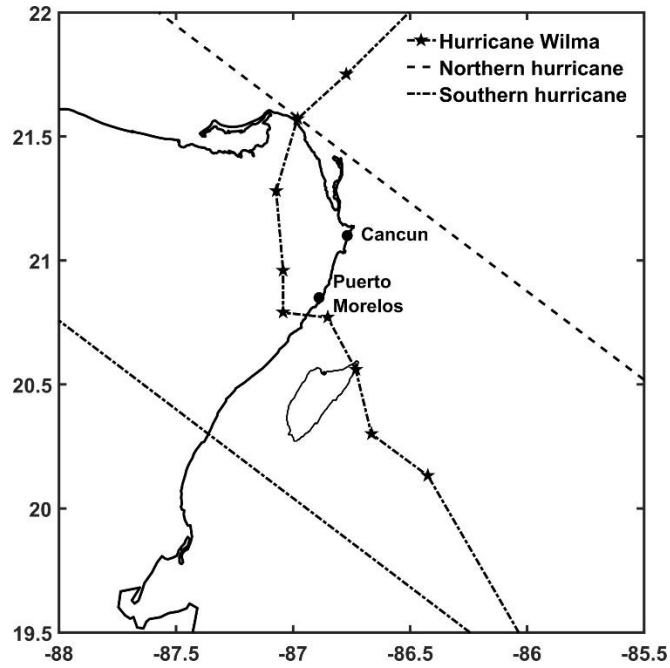


Figura 32. Trayectorias del huracán Wilma y los 2 huracanes sintéticos desplazados al norte y al sur.

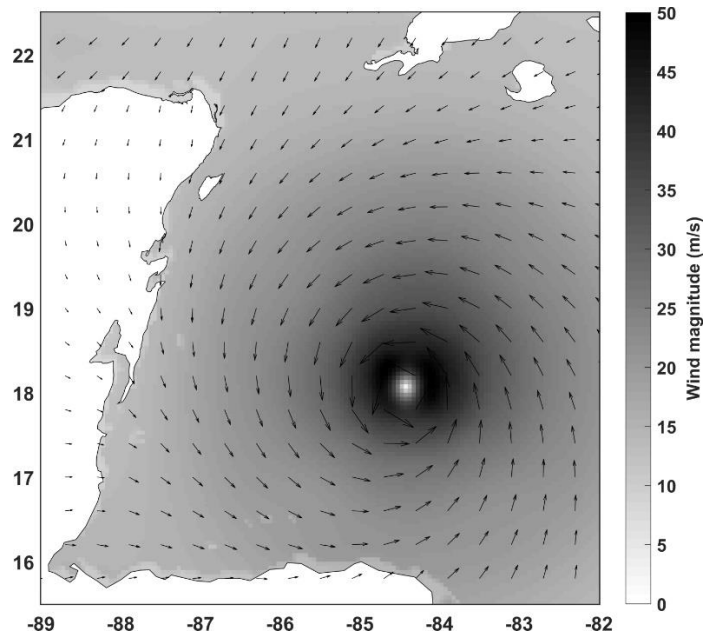


Figura 33. Distribución y magnitud del viento del huracán Wilma el 20 de octubre de 2005 a las 04:00z.

IV. RESULTADOS

En esta sección se presentan los resultados de la modelación numérica. En primer lugar, los resultados de las modelaciones correspondientes al huracán Wilma, los cuales se utilizaron para validar el modelo e identificar las posibles interacciones entre hidrodinámica en zona de rompiente e hidrodinámica en plataforma. Posteriormente se presentan los resultados correspondientes a los huracanes sintéticos.

IV.1. Modelación hidrodinámica del huracán Wilma (Validación)

Para la validación del modelo numérico se compararon resultados de las simulaciones con mediciones de campo. Durante el paso del huracán Wilma (2005) un perfilador acústico Doppler (Nortek-AWAC) fue colocado frente a la costa de Puerto Morelos a ~20 metros de profundidad (86°47'39.28"W, 20°49'30.20"N). Esto ocurrió a través de una colaboración entre el Instituto de Ciencias del Mar y Limnología (ICMyL) y el Instituto de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México. Los resultados de las mediciones fueron publicados por Silva *et al.*, (2009), Escalante-Mancera *et al.*, (2009) y Mariño-Tapia *et al.*, (2014), evaluando las diferentes variables medidas: altura de ola significativa, periodo pico, dirección del oleaje, nivel del mar, magnitud y dirección de las corrientes, y presión atmosférica. El huracán Wilma fue un fenómeno récord en muchos aspectos, por ejemplo, registró la mínima presión central jamás registrada hasta el momento en un huracán Atlántico. Se midieron olas de hasta 25 metros y periodos pico alrededor de 10 s, corrientes hacia el sur de 1.5 m/s, marea meteorológica conjunta con las olas más grandes. Después de los momentos de mayor intensidad se evidencia un descenso paulatino del oleaje, las corrientes y el nivel del mar (Figura 34).

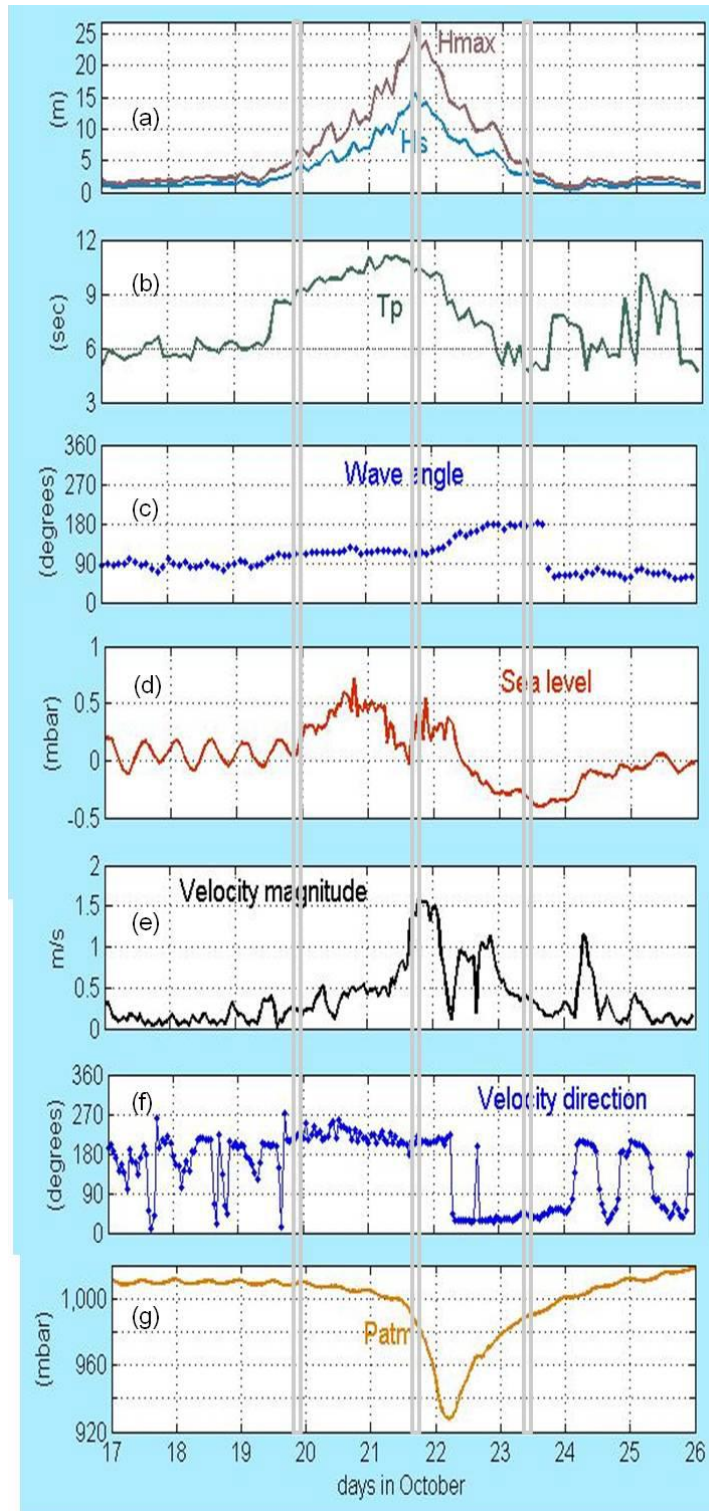


Figura 34. Variables medidas durante el paso del huracán Wilma (2005) por Puerto Morelos. Dibujo presentado en Mariño-Tapia et al., (2014).

Adicionalmente se utilizó la boya número 42056 de la NOAA-NDBC (Figura 35) la cual obtuvo mediciones de oleaje durante el paso de Wilma, para validar el modelo en aguas profundas (NOAA-NDBC, 2014d).

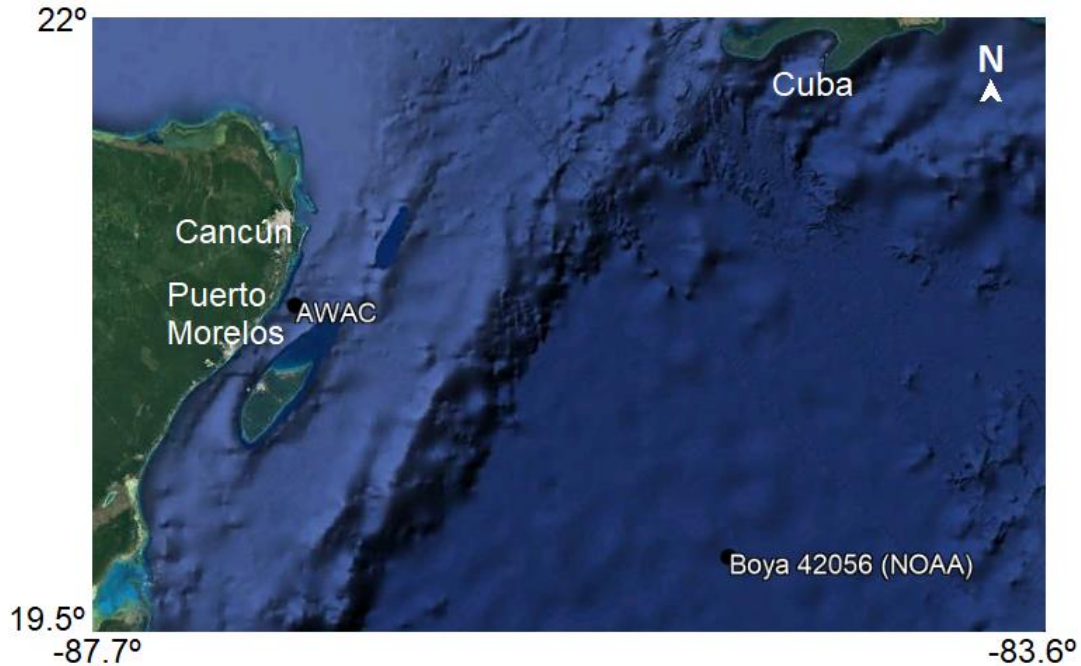


Figura 35. Posición de los instrumentos utilizados para la validación de los modelos numéricos. (a) Posición del AWAC en la región de Puerto Morelos, a 20 m antes de la barrera arrecifal, y (b) posición de la boya 42056 ($19^{\circ}55'6''N$ $84^{\circ}56'18''W$) perteneciente al "National Data Buoy Center" de la NOAA.

Como se mencionó en la sección de metodologías, por limitaciones en la capacidad del equipo de cómputo, solo fue posible correr el modelo de amplia escala (escala Caribe) durante todo el evento. Y estos datos fueron alimentados a los modelos de resolución más fina. Por lo tanto, para la validación de las simulaciones del huracán Wilma con mediciones (costeras y en aguas profundas) solo se utilizan las salidas de la malla de amplia escala (Caribe). La Figura 36 muestra esta comparativa para la zona costera, incluyendo la altura de ola significativa, el periodo pico espectral, la dirección del oleaje, la magnitud de la corriente y la dirección de la corriente. La Figura 37 muestra la comparación entre el modelo y las mediciones de la NOAA-NDBC para la altura de ola significativa y el periodo pico en aguas profundas.

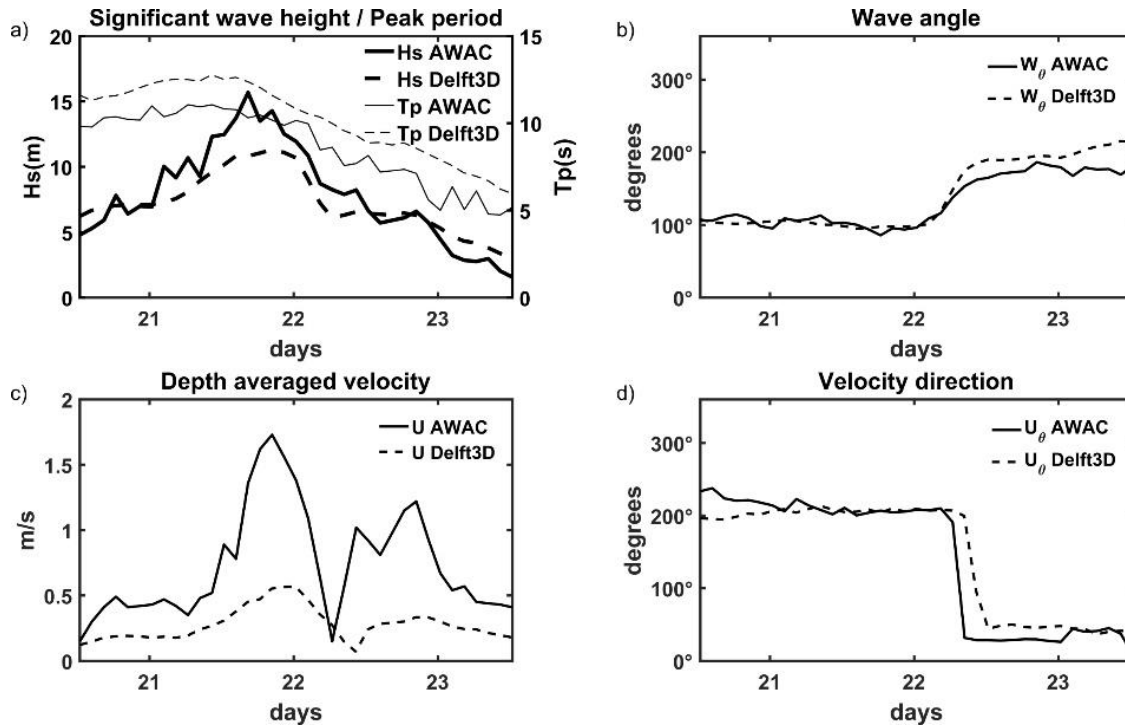


Figura 36. Comparativa entre variables observadas (AWAC) y variables modeladas (Delft3D): (a) altura de ola significativa y periodo pico, (b) dirección del oleaje, (c) magnitud de la corriente y (d) dirección de la corriente. Comparativa entre el día 20 de octubre a las 12:00 y el día 23 de octubre a las 12:00.

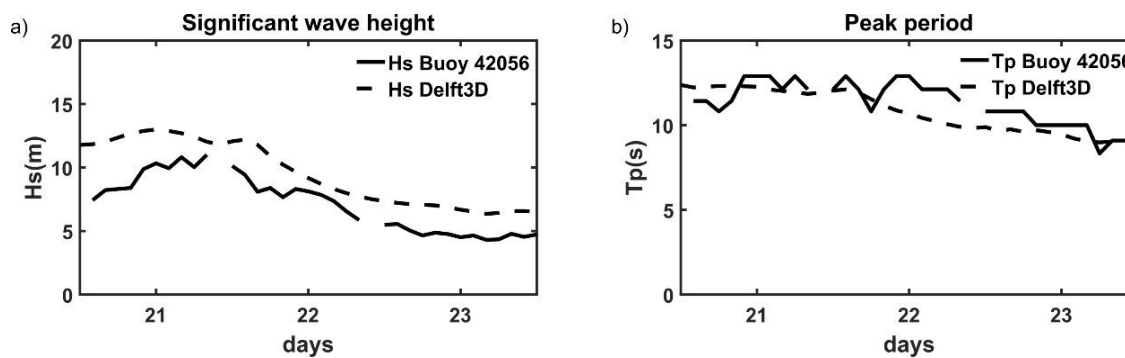


Figura 37. Comparativa entre variables observadas en la boya 42056 de la NOAA-NDBC y variables modeladas (Delft3D): (a) Altura de ola significativa y (b) periodo pico. Comparativa entre el día 20 de octubre a las 12:00 y el día 23 de octubre a las 12:00.

Al observar las Figuras 36 y 37, es muy evidente la presencia de algunas diferencias, por lo que la cuantificación de estos errores se convierte en algo esencial para juzgar el desempeño de los modelos numéricos. Esto se logró calculando el Error Medio Relativo Absoluto (RMAE, Sutherland *et al.*, 2004), el cual está definido como [12]:

$$RMAE = \frac{\langle |Modelados_{Datos} - Medidos_{Datos}| \rangle}{\langle Medidos_{Datos} \rangle} \quad [12]$$

La interpretación y jerarquización cualitativa de este error está basada en el desempeño típico de modelos hidrodinámicos costeros. Esta jerarquización adjudica una valoración (Tabla 6) según los criterios presentados en Sutherland *et al.*, (2004).

Tabla 6. Jerarquización cualitativa del RMAE para modelos costeros.

Jerarquización	Rango de valores de RMAE
Excelente	< 0.2
Bueno	0.2 – 0.4
Razonable	0.4 – 0.7
Pobre	0.7 – 1
Malo	> 1

Los valores de RMAE obtenidos para las diferentes variables calculadas en el modelo y las diferentes regiones se muestran en la Tabla 7. En general se observa que el modelo reproduce adecuadamente las tendencias de los parámetros de oleaje, con valores desde bueno en aguas más profundas, donde la altura de ola se sobrestima moderadamente, hasta valores de excelente en la región costera, subestimando un poco la altura de ola, y sobrestimando el período pico espectral (Tabla 7). Los valores de dirección de ola se reproducen adecuadamente.

La magnitud de la corriente es la única variable con un ajuste solo razonable. Dos son las posibles causas. En primer lugar, la resolución de la malla de amplia escala es solo de 5.6 km, motivo por el cual, la localización en la malla del mismo punto donde se tomaron las mediciones no es exactamente la misma. En segundo lugar, los datos batimétricos por afuera de la laguna arrecifal

de Puerto Morelos tienen una resolución menos detallada (ETOPO1), generando dudas sobre la fidelidad de los valores de profundidad en el modelo. Una profundidad mayor puede ser el motivo de una magnitud menor en la corriente generada por viento. Esta región del Caribe es conocida ampliamente por la intensidad y persistencia de las corrientes de amplia escala (la corriente de Yucatán), las cuales no están incluidas en el presente modelo, y podrían causar estas diferencias en magnitud. Sin embargo, la excelente reproducción de las tendencias de dirección de la corriente sugiere que al menos a 20 m de profundidad, los efectos del huracán también dominaron el comportamiento de las corrientes.

Tabla 7. RMAE para las salidas de las modelaciones en la malla Caribe en aguas someras y profundas.

Variable	RMAE aguas someras	RMAE aguas profundas
Altura de ola significativa	0.161 (Excelente)	0.331 (Bueno)
Periodo pico del oleaje	0.176 (Excelente)	0.083 (Excelente)
Dirección del oleaje	0.057 (Excelente)	
Magnitud de la corriente	0.635 (Razonable)	
Dirección de la corriente	0.106 (Excelente)	

IV.2. Interacción entre zona de rompiente y corrientes en plataforma somera bajo condiciones de huracán

Los resultados de las simulaciones muestran con detalle los procesos hidrodinámicos frente a las playas de Cancún y Puerto Morelos, y en la plataforma de Quintana Roo durante el paso del huracán Wilma. Los resultados muestran patrones de oleaje similares (Figura 38a y Figura 38c) en los puntos de monitoreo localizados costa afuera en Cancún y más allá de las crestas arrecifales en Puerto Morelos.

La altura de ola significativa máxima calculada por el modelo de amplia escala (Caribe) frente a la costa en ambas localidades llega a ~10 metros. Después de presentarse las máximas alturas de olas significantes, un cambio brusco en la dirección del viento origina un cambio rápido en la dirección del oleaje también en ambas localidades (Figura 38b y Figura 38d). Los resultados muestran dos condiciones contrastantes: Un primera condición (condición 1), en el tiempo donde está presente la máxima altura de ola significativa en el punto de monitoreo de Puerto Morelos (línea discontinua en Figura 38c), y una segunda condición (condición 2), tras el paso del ojo del huracán cerca del punto de monitoreo de Puerto Morelos (observar magnitud del viento en Figura 38c), cuando el ojo del huracán ya está en tierra y se generaran condiciones hidrodinámicas muy diferentes (línea punteada en Figura 38).

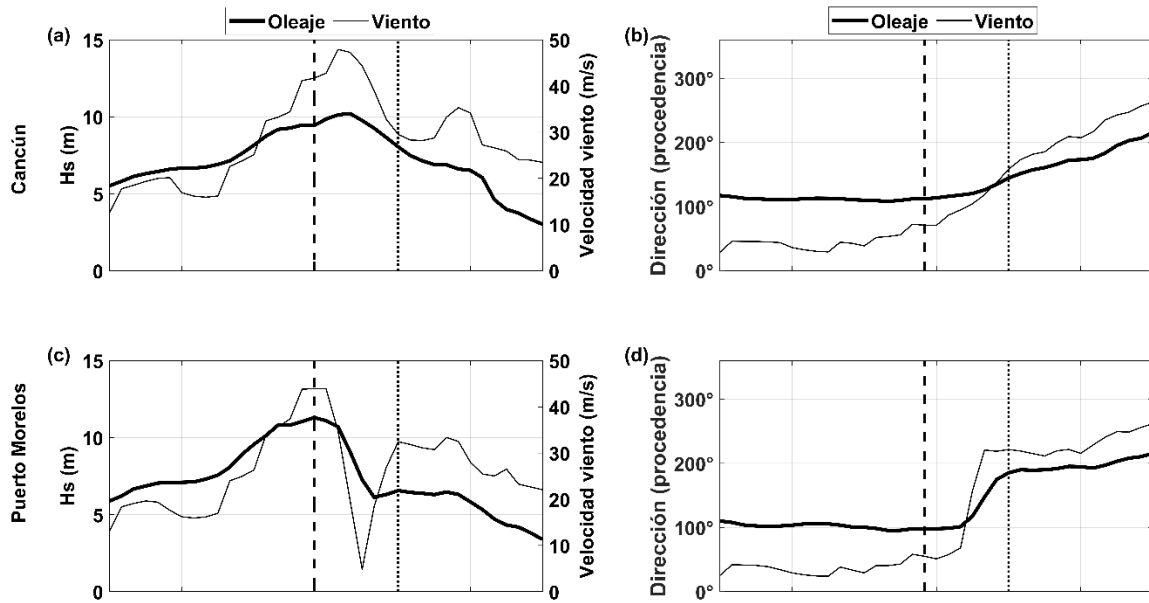


Figura 38. Resultados del modelo numérico durante el paso del huracán Wilma. Las series de tiempo muestran la altura de ola significativa y la magnitud del viento en Cancún (a) y en Puerto Morelos (c). A la derecha se muestra la dirección del oleaje y del viento en Cancún (b) y en Puerto Morelos (d). La condición 1 se representa con una línea discontinua y la condición 2 con una línea punteada. Los puntos de monitoreo se muestran en la Figura 26b.

Los vientos en la condición 1 de la modelación numérica (Figura 39a) llegan a 50 m/s (180 km/h) en el área central del huracán, aunque puntualmente los vientos reales superaron los 58.3 m/s (210 km/h) llegando a ser huracán de categoría 4 (Figura 25). Durante la condición 2, el ojo del huracán está en tierra, y la zona de estudio se ve sometida a los vientos de los cuadrantes posteriores del huracán (Figura 39b).

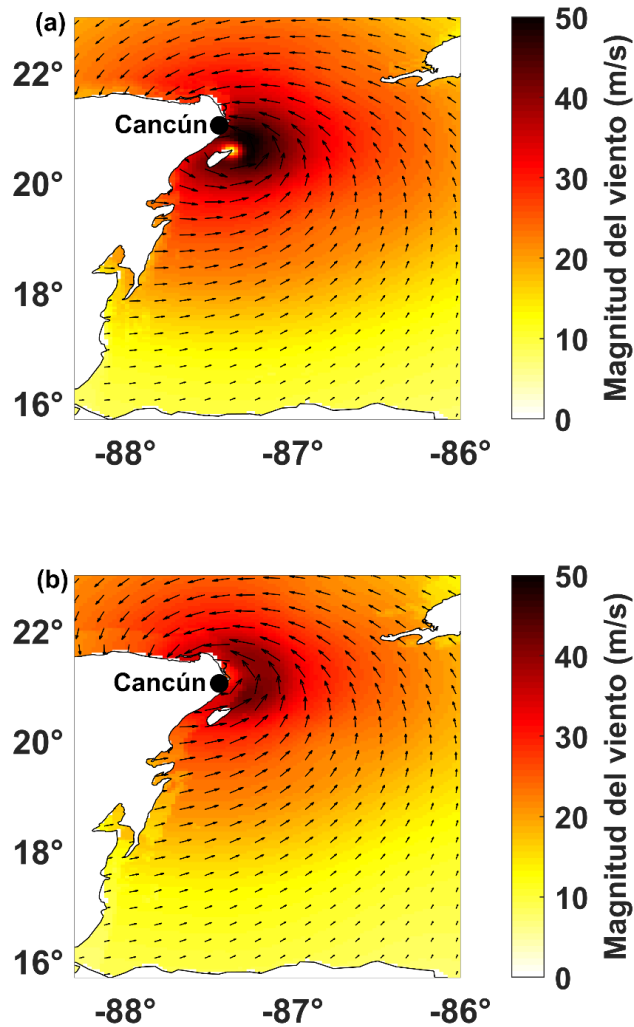


Figura 39. Magnitud del viento del huracán Wilma en la condición 1 (a) y en la condición 2 (b).

Durante la condición 1, se presenta el oleaje de mayor tamaño frente a Puerto Morelos (Figura 38c), que presenta una dirección casi perpendicular frente a la costa de Cancún (Figura 40a). Posteriormente, en la condición 2, el oleaje es casi paralelo a la costa (Figura 40b), aún de gran tamaño. En la Figura 38d (Puerto Morelos) se puede observar una variación en la dirección del oleaje cercana a los 90° entre la condición 1 y la condición 2. La altura de ola significativa máxima en la región es cercana a 16 m en ambas condiciones (Figura 40a y Figura 40b).

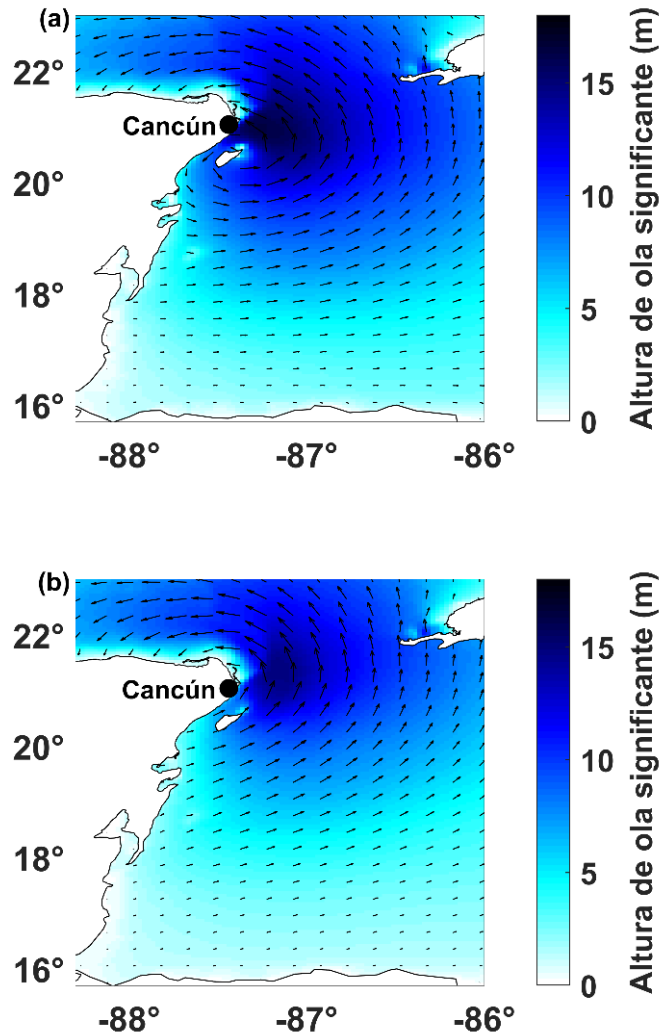


Figura 40. Altura de ola significativa del huracán Wilma. Salidas del dominio de amplia escala en la condición 1 (a) y en la condición 2 (b).

Las características del viento y el oleaje presentes en la condición 1 dan como resultado una divergencia a amplia escala en nuestra zona de estudio, con corrientes hacia el norte en la región norte de Cancún y corrientes hacia el sur en la región localizada frente a Cancún (Figura 41a). Posteriormente, durante la condición 2, se observa una corriente más uniforme hacia el norte en toda la zona de estudio y una corriente especialmente intensa hacia el noroeste entre Cancún y Holbox (Figura 41b). Esta intensa corriente hacia la plataforma de Yucatán puede ser responsable de una inyección de arena durante tormentas de este tipo.

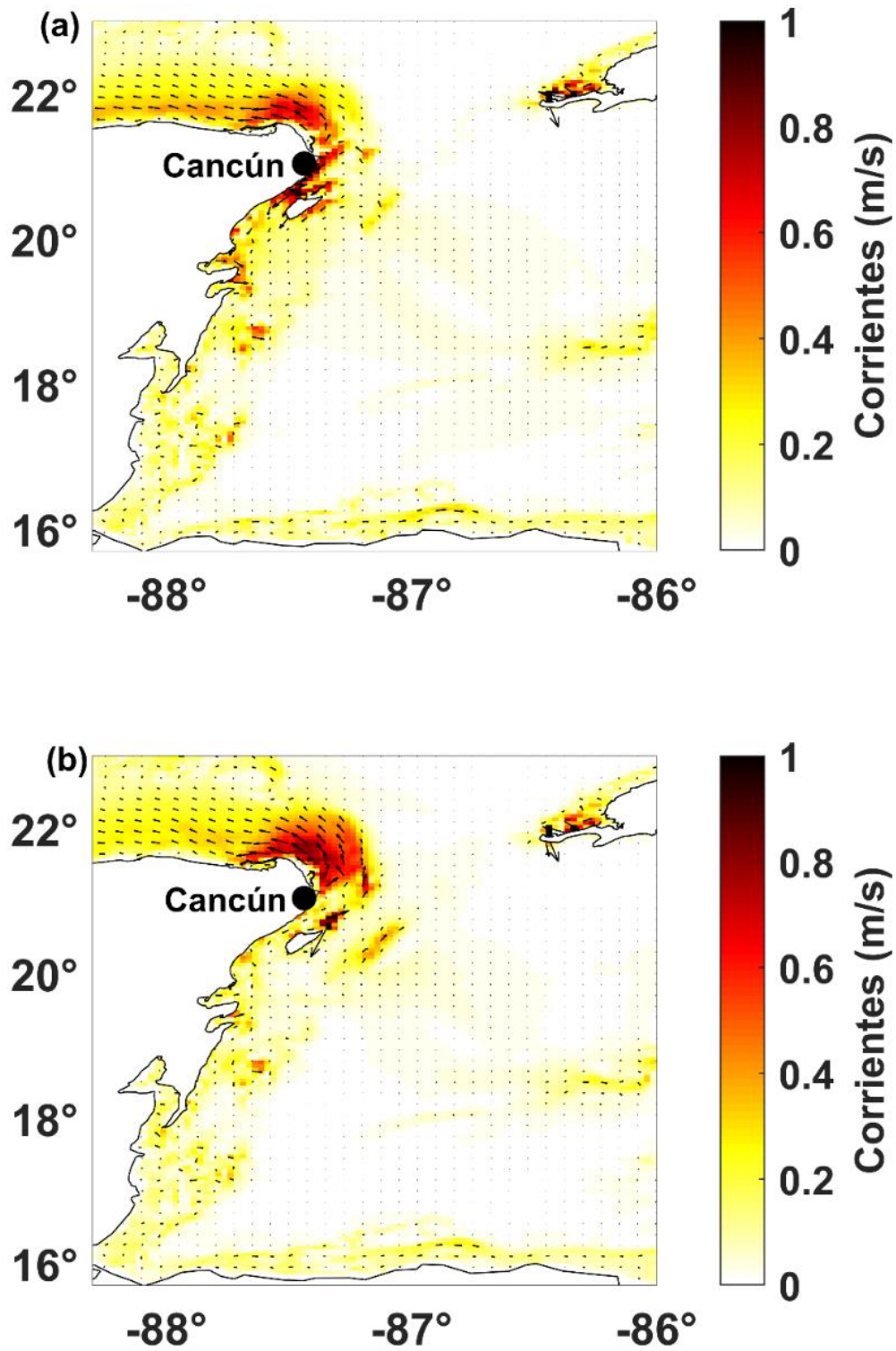


Figura 41. Corrientes promediadas en la vertical del huracán Wilma. Salidas del dominio de amplia escala en la condición 1 (a) y en la condición 2 (b).

Condición 1 cerca de la costa

La Figura 42 muestra los patrones de altura de ola para Cancún y Puerto Morelos durante la condición 1. Se observa que oleaje de entre 5 y 10 metros de altura se acerca casi hasta la línea de costa donde se disipa su energía (Figura 42a). En Puerto Morelos el oleaje se reduce en los arrecifes, debido a la rotura del oleaje (Figura 42b).

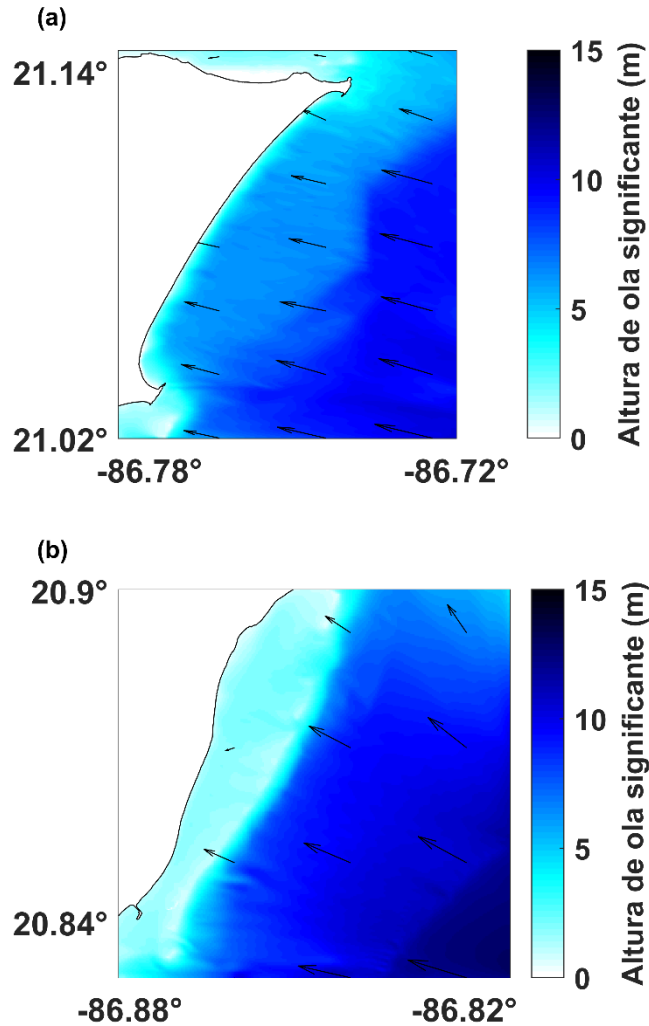


Figura 42. Altura de ola significativa y ángulo de incidencia en Cancún(a) y Puerto Morelos (b) para la condición 1.

En Cancún, el oleaje intenso y perpendicular, genera una sobreelevación del nivel del mar de ~ 0.8 m muy pegada a la línea de costa en Cancún (Figura 43a). La sobreelevación resultante de la

acción del oleaje actúa como motor para la formación de corrientes de resaca. Por otro lado, en Puerto Morelos, la disipación de oleaje sobre los arrecifes genera una sobre-elevación por oleaje (*wave setup*) de ~1 metro en el interior de la laguna (Figura 43b) que genera un fuerte gradiente de presión entre el interior de la laguna y el exterior, lo que a su vez provoca corrientes dirigidas hacia las discontinuidades en la cresta arrecifal (“bocas” de la laguna), dinámica típica de lagunas arrecifales de borde.

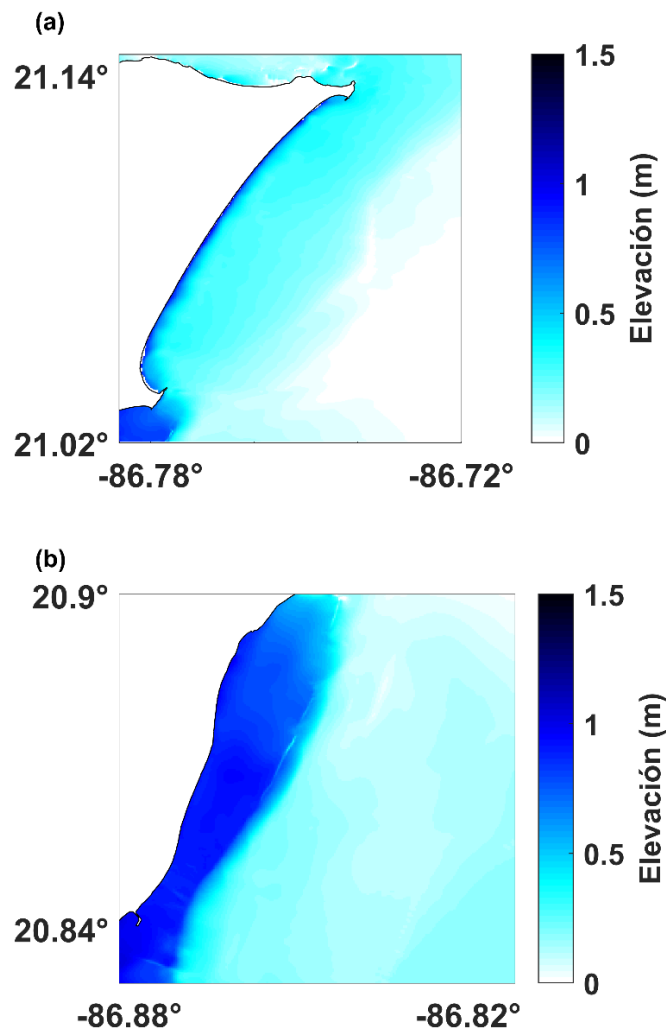


Figura 43. Variación del nivel del mar debida al paso del huracán Wilma, en Cancún(a) y Puerto Morelos (b) para la condición 1.

La Figura 45 muestra los patrones de circulación generados en las mallas regional y costeras. Durante la condición 1 en Cancún el oleaje perpendicular genera fuertes corrientes costa afuera a lo largo de varios kilómetros, lo cual se refleja claramente en las corrientes promediadas en la vertical (Figura 45b), y con más definición en las celdas del fondo (Figura 45c). Simultáneamente, en la plataforma dominan corrientes hacia el sur (Figura 45a), dando lugar a una conexión entre la hidrodinámica de la playa con la hidrodinámica de aguas más profundas.

Durante la condición 1 en Puerto Morelos, la interacción entre el oleaje y las crestas arrecifales genera una corriente hacia el SW (costa y sur) más visible en el promedio de la columna de agua que en el fondo debido al efecto del oleaje rompiendo sobre las crestas (Figura 45d y Figura 45e), que genera corrientes hacia el interior de la laguna mediante esfuerzo de radiación. Las intensas corrientes presentes sobre las crestas del arrecife de Puerto Morelos durante la condición 1 tienen una clara componente hacia el interior de la laguna (Figura 44 y (Figura 45d). En el perfil transversal de la componente Oeste-Este de la velocidad se observan corrientes hacia la costa superiores a 1 m/s alrededor de las crestas.

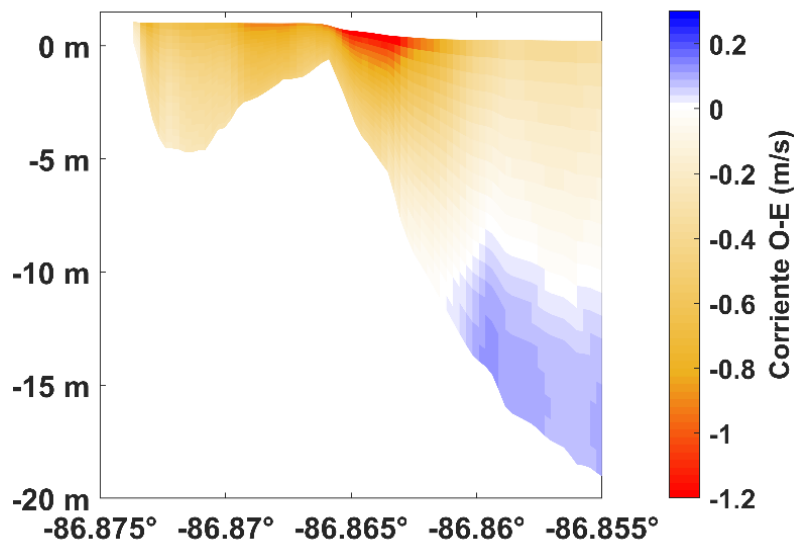


Figura 44. Componente Este-Oeste de la corriente, durante la condición 1 del huracán Wilma, en un transecto transversal en la zona sur de la playa de Puerto de Morelos. La costa se sitúa en el lado izquierdo de la imagen, el arrecife en el centro y mar abierto en la parte derecha. Valores negativos indican desplazamiento de la corriente hacia la playa y valores positivos hacia el océano.

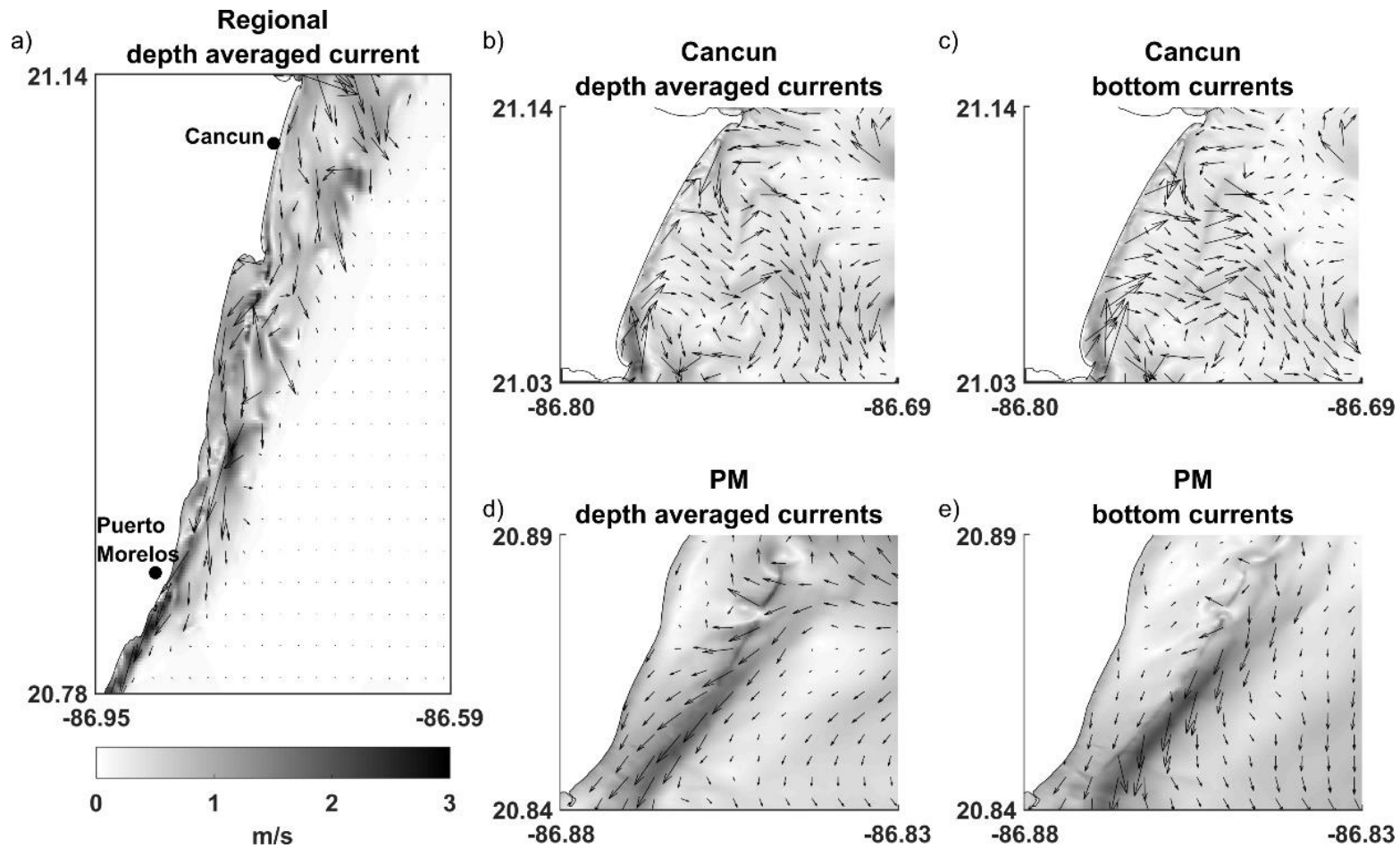


Figura 45. Resultados del modelo numérico Delft3D para la hidrodinámica del huracán Wilma el día 21 de octubre de 2005 a las 21h: a) corrientes promediadas en la malla regional, b) corrientes promediadas en Cancún, c) corrientes de fondo en Cancún, d) corrientes promediadas en Puerto Morelos y e) corrientes de fondo en Puerto Morelos.

Condición 2 cerca de la costa

Cuando el huracán Wilma penetra en tierra las condiciones de viento cambian de forma opuesta, dando lugar a la condición 2. Durante esta condición, la altura de ola significativa es de 2 a 3 metros menor en Cancún que en la condición 1 (Figura 46a), y el oleaje no llega perpendicularmente sino con ángulo del sur-este. Esas dos características contribuyen a una sobreelevación sobre la línea de costa de ~ 0.4 m (Figura 47a), menor respecto a la condición 1. En Puerto Morelos, el oleaje durante la condición 2 (Figura 46b) también generan una sobreelevación menor en la laguna (Figura 47b), respecto a la condición 1.

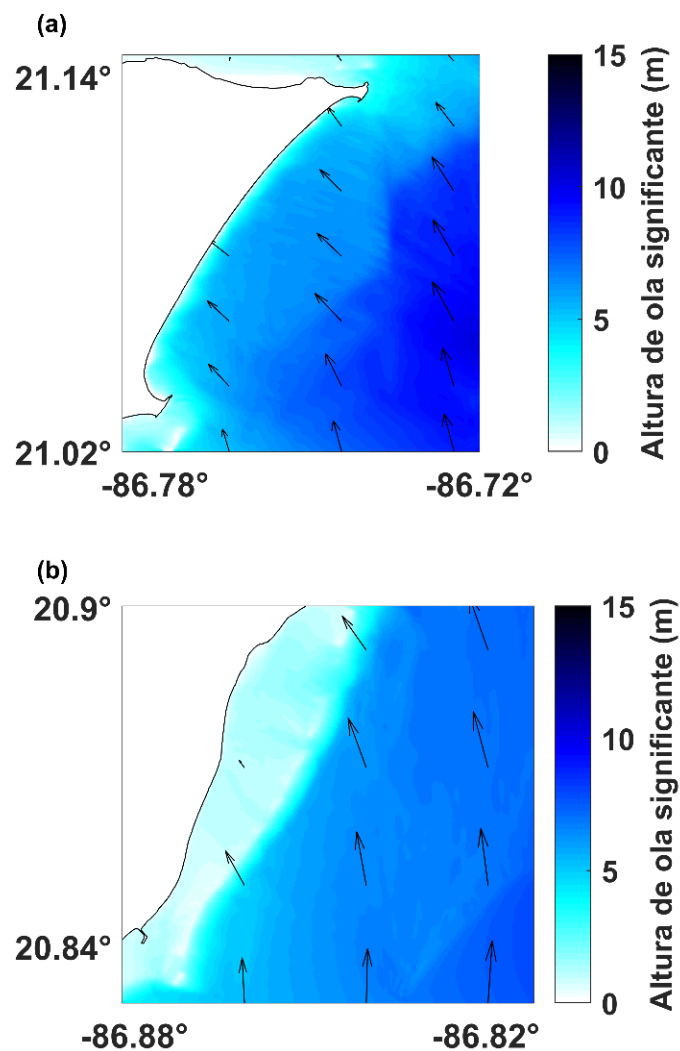


Figura 46. Altura de ola significativa en Cancún (a) y Puerto Morelos (b) en la condición 2.

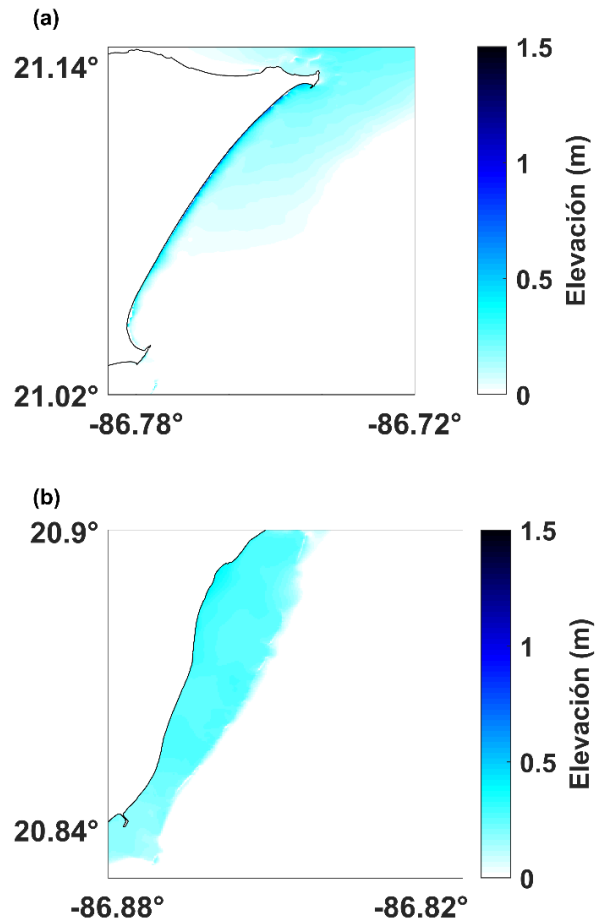


Figura 47. Variación del nivel del mar debida al paso del huracán Wilma, en Cancún(a) y Puerto Morelos (b) para la condición 2.

Las corrientes regionales hacia el sur desaparecen en la condición 2 en la que se desarrollan corrientes hacia el norte (Figura 48a). Durante la condición 2 en Cancún, la corriente promediada en la vertical es intensa y se dirige hacia el norte pegada la costa (Figura 48b). La corriente en el fondo también es longitudinal, pero con cierta componente costa afuera (Figura 48c), lo que indica cierta influencia de las corrientes de resaca. En general, las corrientes a lo largo de la zona de rompiente son menos intensas que durante la condición 1. En Puerto Morelos, durante la condición 2, también se observan corrientes menos intensas que en la condición 1 que van hacia el norte pegadas a las crestas arrecifales y son más intensas en el interior de la laguna que en el exterior (Figura 48d y Figura 47e).

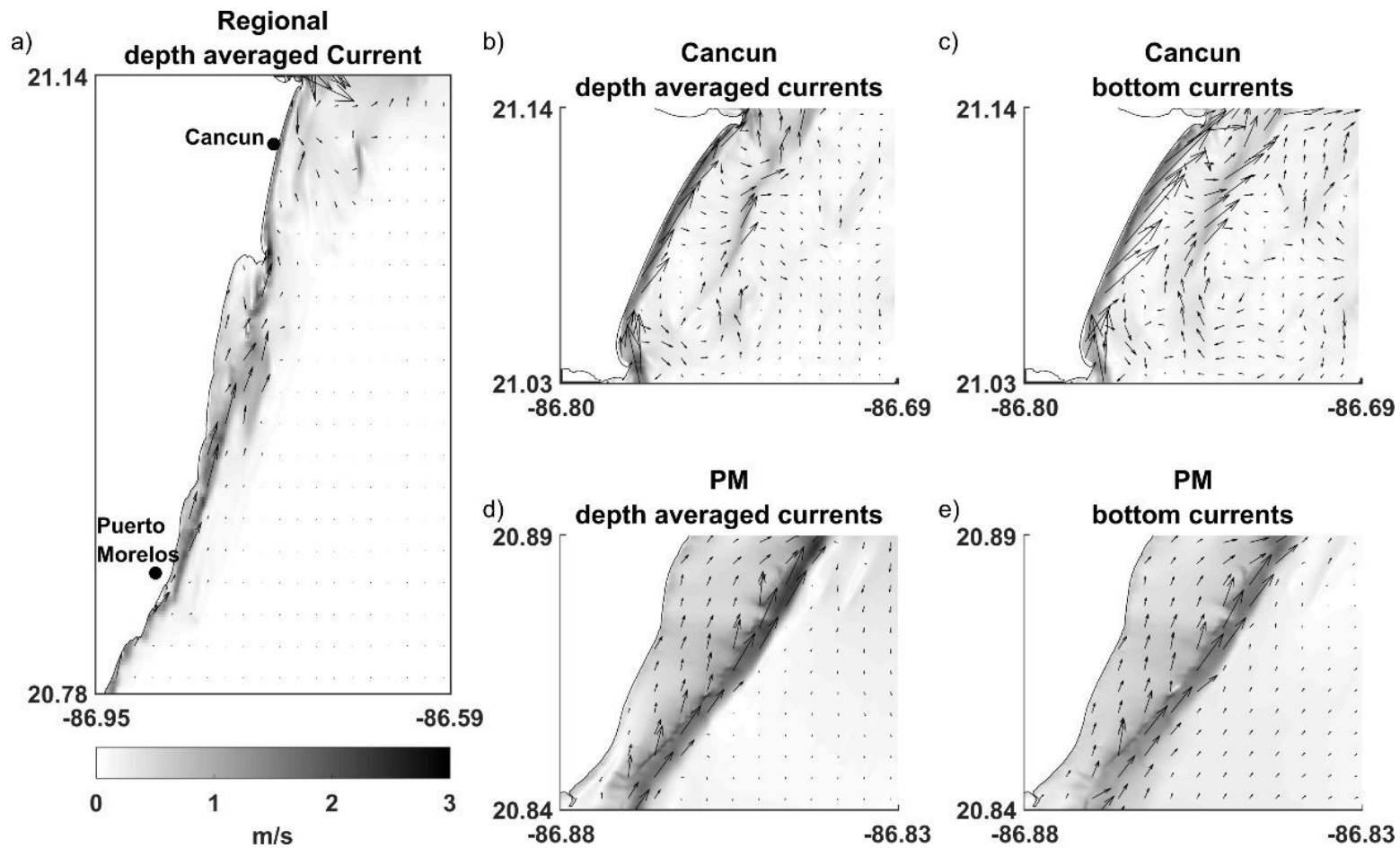


Figura 48. Resultados del modelo numérico Delft3D para la hidrodinámica del huracán Wilma el día 22 de octubre de 2005 a las 12h: a) corrientes promediadas en la malla regional, b) corrientes promediadas en Cancún, c) corrientes de fondo en Cancún, d) corrientes promediadas en Puerto Morelos y e) corrientes de fondo en Puerto Morelos.

Implicaciones para el transporte sedimentario

Para tener una mejor idea de las implicaciones de esta dinámica para el potencial transporte sedimentario, ocurrido entre Cancún y Puerto Morelos durante el huracán Wilma, se calcula el esfuerzo cortante de fondo (ECF) frente a las 2 localidades, en la playa y en la plataforma. El ECF se estima siguiendo la metodología de Soulsby (1997) para playas de arena, considerando oleaje y corrientes. El detalle de esta metodología se incluye en el Anexo D. El oleaje y la corriente son considerados como los 2 procesos principales implicados en el transporte. El ECF, se calcula en los puntos de monitoreo de Cancún y Puerto Morelos (Figura 26b) a partir de los resultados de la malla de amplia escala, para los 3 días con corrientes más intensas y oleaje de mayor tamaño. El ECF en la playa, se calcula en 3 puntos a lo largo de la zona de rompiente, en cada localidad, con las salidas de las mallas locales durante las condiciones 1 y 2. Los 3 puntos en la zona de rompiente de Cancún se encuentran a 1.96 metros de profundidad y a 58 metros de la línea de costa (C1), a 5.91 metros de profundidad y a 238 metros de la línea de costa (C2) y a 8.31 metros de profundidad y a 347 metros de la línea de costa (C3). En Puerto Morelos, se calcula el ECF en la laguna a 4.48 metros de profundidad (PM1), en el arrecife posterior a 2.61 metros de profundidad (PM2) y en el arrecife frontal a 6.33 metros de profundidad.

En la región costa afuera (Figura 49a y Figura 49b), los resultados muestran un ECF intenso hacia el sur durante el período de influencia más fuerte del huracán (~48 h), tanto en Cancún como en Puerto Morelos. Posteriormente, con el cambio en la dirección de la corriente, el ECF vira hacia el norte durante la condición 2. Después del cambio de dirección de la corriente las magnitudes del ECF (y por lo tanto del transporte) fueron menos intensas. La dirección de los vectores de ECF es relativa a las coordenadas cartesianas (p.ej. Norte hacia arriba, Este hacia la derecha). A lo largo de la zona de rompiente de Cancún los resultados muestran un ECF intenso costa afuera, para la condición 1 (línea punteada izquierda en Figura 49c), cuando a la vez existe un intenso ECF hacia el sur en la plataforma somera. Posteriormente, durante la condición 2 en la zona de rompiente (línea punteada derecha Figura 49c), se registra un ECF más intenso hacia el noreste ocasionado por intensas corrientes litorales (en dirección paralela a la línea de costa).

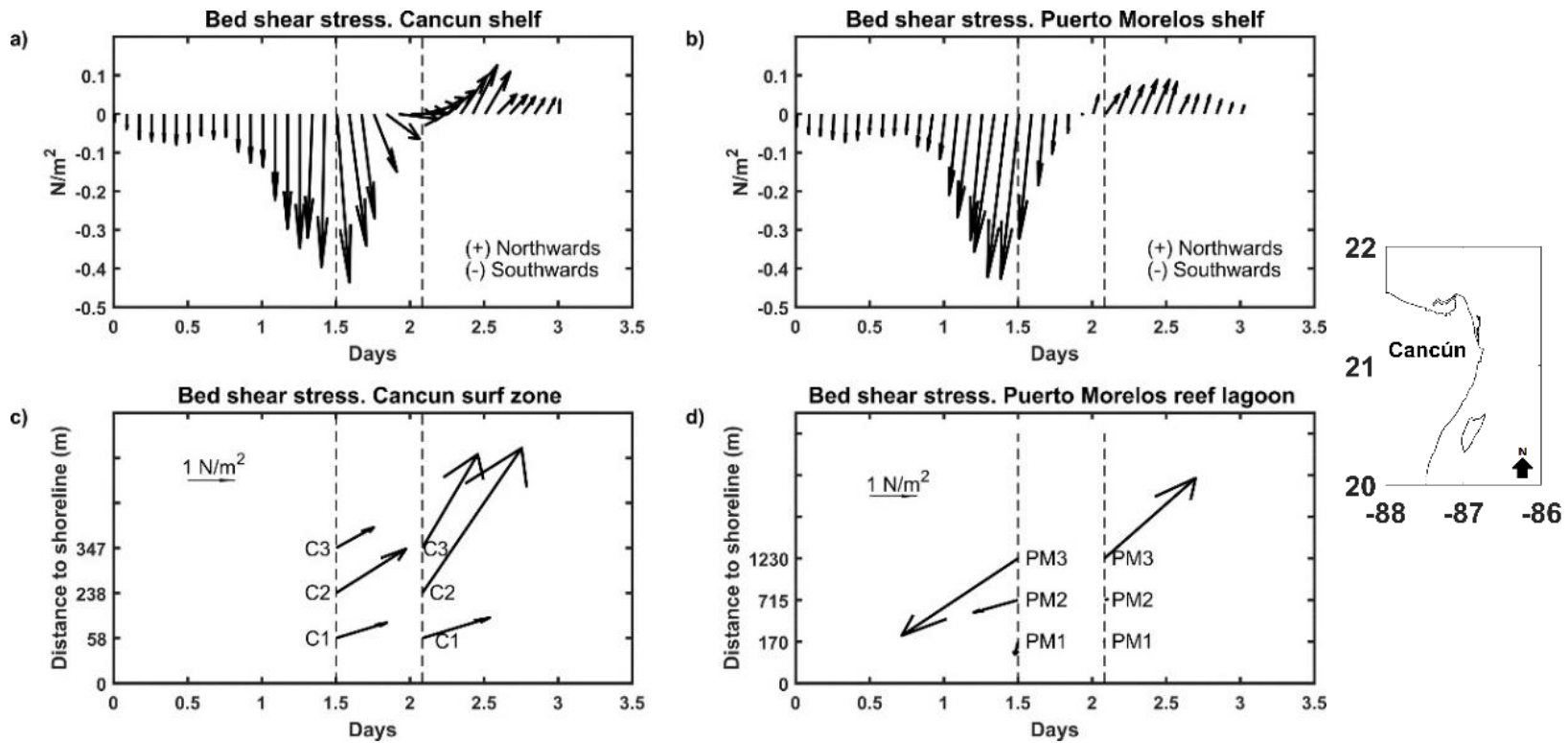


Figura 49. Comparativa del esfuerzo cortante de fondo (ECF) en la playa y costa afuera durante el paso del huracán Wilma: ECF para los resultados de la malla Caribe (figuras superiores) en el punto de monitoreo de Cancún (~15 m) (a) y en el punto de monitoreo de Puerto Morelos (~33 m) (b); ECF para los resultados en las mallas 3D con la mayor resolución, para los tiempos de las 2 condiciones a lo largo de la zona de rompiente (figuras inferiores) en la malla de Cancún (c) y en la malla de Puerto Morelos (c), a 3 profundidades diferentes. Las magnitudes en (c) y (d) se re-escalaron para facilitar la visualización. La dirección de las flechas corresponde con la dirección geográfica (arriba-Norte, derecha-Este, abajo-Sur, izquierda-Oeste). Se adjunta una imagen con la línea de costa para facilitar la interpretación de la dirección del sedimento.

En Puerto Morelos, durante la condición 1 (línea punteada izquierda Figura 49b), cuando las olas más grandes se acercan a la costa, el ECF también presenta su máximo, con valores alrededor de 0.4 N/m^2 hacia el suroeste (hacia la costa y el sur). Posteriormente, después del paso del ojo del huracán por la zona, el ECF vira hacia el norte con magnitudes menores (línea punteada derecha Figura 49b). El ECF es muy pequeño tanto en el interior de la laguna como en el arrecife posterior, mientras en el arrecife frontal es intenso hacia el interior de la laguna durante la condición 1 (línea punteada izquierda Figura 49d, PM3) e intenso costa afuera durante la condición 2 (línea punteada derecha Figura 49d, PM3).

En resumen, la historia que postulamos anteriormente, utilizando solamente los patrones hidrodinámicos, se cumplen también para comportamiento del potencial transporte sedimentario: El intenso transporte costa afuera en la zona de rompiente de Cancún abastece de sedimento en suspensión al transporte simultáneo hacia el sur en plataforma, permitiendo la interacción entre los mecanismos de transporte de la playa y los mecanismos en plataforma. La intensa corriente hacia el sur en plataforma actúa durante un tiempo considerable acarreado grandes cantidades de sedimento, e interacciona con un transporte hacia la costa en Puerto Morelos, abasteciendo a la laguna con arena que se encuentran en suspensión. La presencia del arrecife en Puerto Morelos limita el transporte en el interior de la laguna, a pesar de ese factor, existe un considerable transporte en el arrecife posterior hacia el interior de la laguna ($> 1 \text{ N/m}^2$) durante la condición 1.

IV.3. Influencia de la trayectoria y la velocidad de traslación del huracán en la respuesta hidrodinámica

Influencia de la trayectoria del huracán

Los resultados de los huracanes sintéticos muestran una respuesta hidrodinámica diferente en la misma región. Las diferencias entre las características de los huracanes *a priori* pueden parecer pequeñas, pero generan respuestas muy diferentes.

El huracán sintético desplazado 75 km hacia el norte (HN) presenta en Cancún y Puerto Morelos una magnitud del viento menor, respecto Wilma, en los momentos de máxima intensidad (Figura 50 a,c y Figura 51a,c). Un viento máximo de menor intensidad en ambas localidades viene acompañado de un menor tamaño de ola (Figura 50c y Figura 51c). Debido al cambio de trayectoria del huracán, el cuadrante de viento que actúa en la región no es el mismo que durante Wilma (Figura 50d y Figura 51d) ocasionando un cambio en la dirección del oleaje (Figura 50d y Figura 51d).

El huracán sintético desplazado 75 km hacia el sur (HS) presenta una magnitud del viento parecida al huracán Wilma en Cancún, excepto en el punto de máximos vientos (Figura 50a,e) y también parecida en Puerto Morelos, excepto en el momento cuando los vientos viran porque el ojo penetra a tierra (Figura 51a,e). La consistencia entre la magnitud del viento de Wilma y de HS genera oleaje de una magnitud similar (Figura 50a,e y Figura 51a,e). La dirección del viento que actúa en la región es muy parecida durante la aproximación de los huracanes, pero es diferente a medida que el huracán se aleja (Figura 50b,f y Figura 51b,f). Por efecto del viento, la dirección del oleaje del HS es parecida a la dirección del oleaje de Wilma durante la fase de aproximación, pero diferente al alejarse (Figura 50b,f y Figura 51b,f).

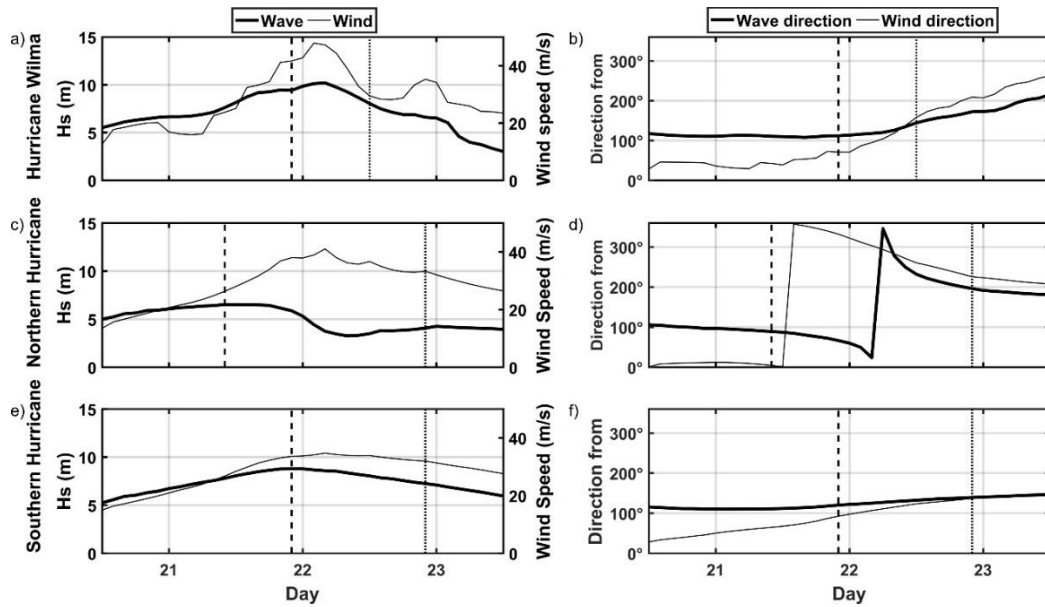


Figura 50. Resultados del modelo numérico de amplia escala en el punto de monitoreo de Cancún para el huracán Wilma (arriba) y para los huracanes sintéticos desplazados al norte (central) y al sur (abajo). Las series de tiempo muestran la altura de ola significativa y la magnitud del viento (izquierda) y la dirección del viento y del oleaje (derecha). La línea discontinua indica la condición 1 y la línea punteada la condición 2.

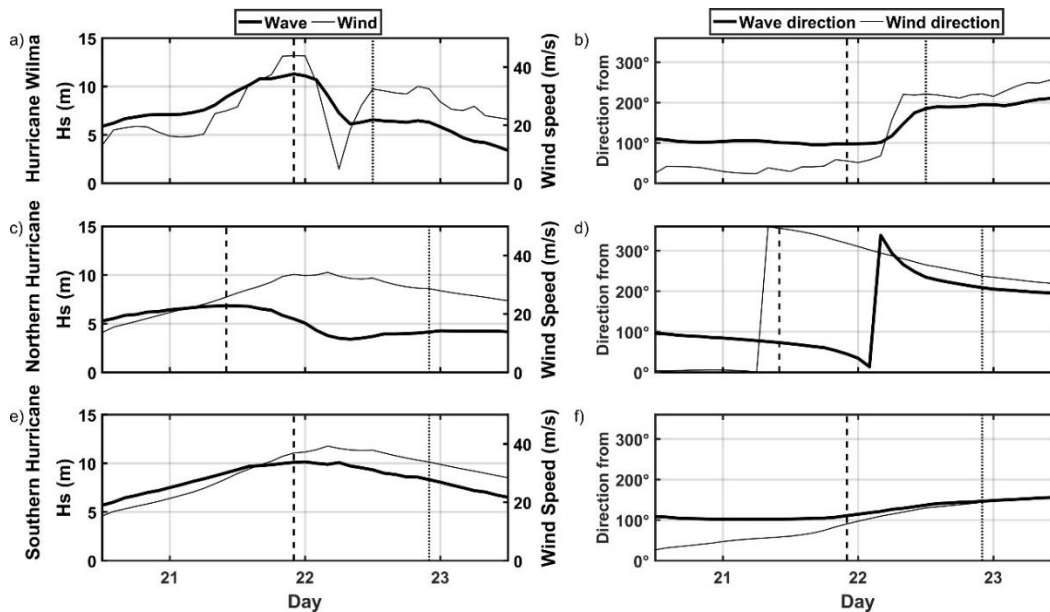


Figura 51. Resultados del modelo numérico de amplia escala en el punto de monitoreo de Puerto Morelos para el huracán Wilma (arriba) y para los huracanes sintéticos desplazados al norte (central) y al sur (abajo). Las series de tiempo muestran la altura de ola significativa y la magnitud del viento (izquierda) y la dirección del viento y del oleaje (derecha). La línea discontinua indica la condición 1 y la línea punteada la condición 2.

Las mayores diferencias entre Wilma y los huracanes sintéticos se encuentran en las direcciones del viento y del oleaje y son las causas principales de la generación de diferentes patrones de corrientes en la costa.

La Figura 50 y la Figura 51 indican para cada huracán un momento de altura de ola significativa máxima al aproximarse el huracán a la zona de estudio (Condición 1) y un segundo momento donde la dirección del viento y el oleaje cambia al alejarse el huracán (Condición 2). En base a dos momentos contrastantes en los huracanes sintéticos, se presentan las principales diferencias respecto al huracán Wilma.

Durante la condición 1 del HN, el viento sopla del norte (Figura 52c) y el oleaje es máximo en la zona de estudio. El oleaje se refracta poco a poco al adentrarse en la plataforma continental, sin embargo, no llega a la costa siendo totalmente perpendicular (Figura 53c) como en la condición 1 del huracán Wilma (Figura 53a). El oleaje presente también genera corrientes costa afuera (Figura 54c), pero de menor intensidad que en Wilma. La componente dominante frente a la costa de Cancún es longitudinal para esta condición (Figura 55c).

Durante HN, existe una corriente dominante hacia el sur a nivel de plataforma (Figura 54c), y también una corriente costa afuera durante la condición 1, pero las magnitudes de ambas son más reducidas, lo que hace que la conexión entre la hidrodinámica de playa y la plataforma sea menos evidente que durante Wilma. La limitación en la corriente costa afuera viene condicionada por el ángulo de ataque del oleaje y por el menor tamaño de ola respecto el huracán Wilma.

En Puerto Morelos el oleaje también se refracta por fuera de la laguna (Figura 53c). El oleaje incide sobre las crestas casi perpendicular y rompe, reduciendo su tamaño considerablemente en el interior de la laguna. La dinámica combinada entre viento y oleaje genera una circulación longitudinal en el interior de la laguna (Figura 56c), con circulación puntual costa afuera a través de las aperturas en las crestas arrecifales.

Después del cambio drástico en la dirección del viento, durante la condición 2 (Figura 52d), los patrones de las corrientes de HN se parecen a los presentes durante Wilma, pero de menor intensidad debido a la mayor distancia de los vientos máximos. Una corriente longitudinal fuerte

hacia el norte está presente sobre la costa de Cancún (Figura 55d), a nivel de plataforma (Figura 54d) y en el interior de la laguna de Puerto Morelos (Figura 56d).

El huracán sur (HS), durante la condición 1, presenta viento (Figura 52e) y oleaje (Figura 53e) casi perpendicular en la zona de estudio, cuando olas de mayor tamaño llegan a Puerto Morelos (Figura 51e). Los resultados del modelo regional muestran que la tendencia hacia el sur de la plataforma somera, que había durante Wilma y HN, no está presente para HS y en su lugar la tendencia es a tener corrientes costa afuera y reducidas (Figura 54e). Durante la condición 1, existen corrientes costa afuera intensas (de resaca) en Cancún (Figura 55e) y longitudinales divergentes (al norte y sur) dentro de la laguna de Puerto Morelos (Figura 56e). Durante la condición 2, aparecen corrientes longitudinales hacia el norte en toda la zona de estudio (Figura 54f). El viento ataca con unos 45° respecto la línea de costa (Figura 52f), favoreciendo conjuntamente con el oleaje la formación de corrientes longitudinales hacia el norte más intensas que en la condición 1 (Figura 55f y Figura 56f).

En resumen, el huracán norte (HN) presenta un oleaje de menor tamaño, menos perpendicular en Cancún y genera corrientes costa afuera más limitadas que interaccionan con menos claridad con las corrientes de plataforma. En Puerto Morelos el oleaje genera corrientes longitudinales hacia el sur, con corrientes costa afuera en la laguna a través de las aperturas del arrecife de borde. El huracán sur (HS) reubica la región donde el oleaje llega totalmente perpendicular a la costa, generando corrientes costa afuera intensas (en una región entre Cancún y Puerto Morelos). Sin embargo, las corrientes en la plataforma somera no están tan consistentes al sur, impidiendo la conexión entre playa-plataforma. Localmente en Cancún, además de las corrientes costa afuera, existen corrientes hacia el norte durante todo el paso del huracán cerca de la playa. En Puerto Morelos la corriente también se dirige al norte en todo momento, excepto en la mitad sur de la laguna durante la condición 1 (cuando domina la circulación con el tensor de radiación).

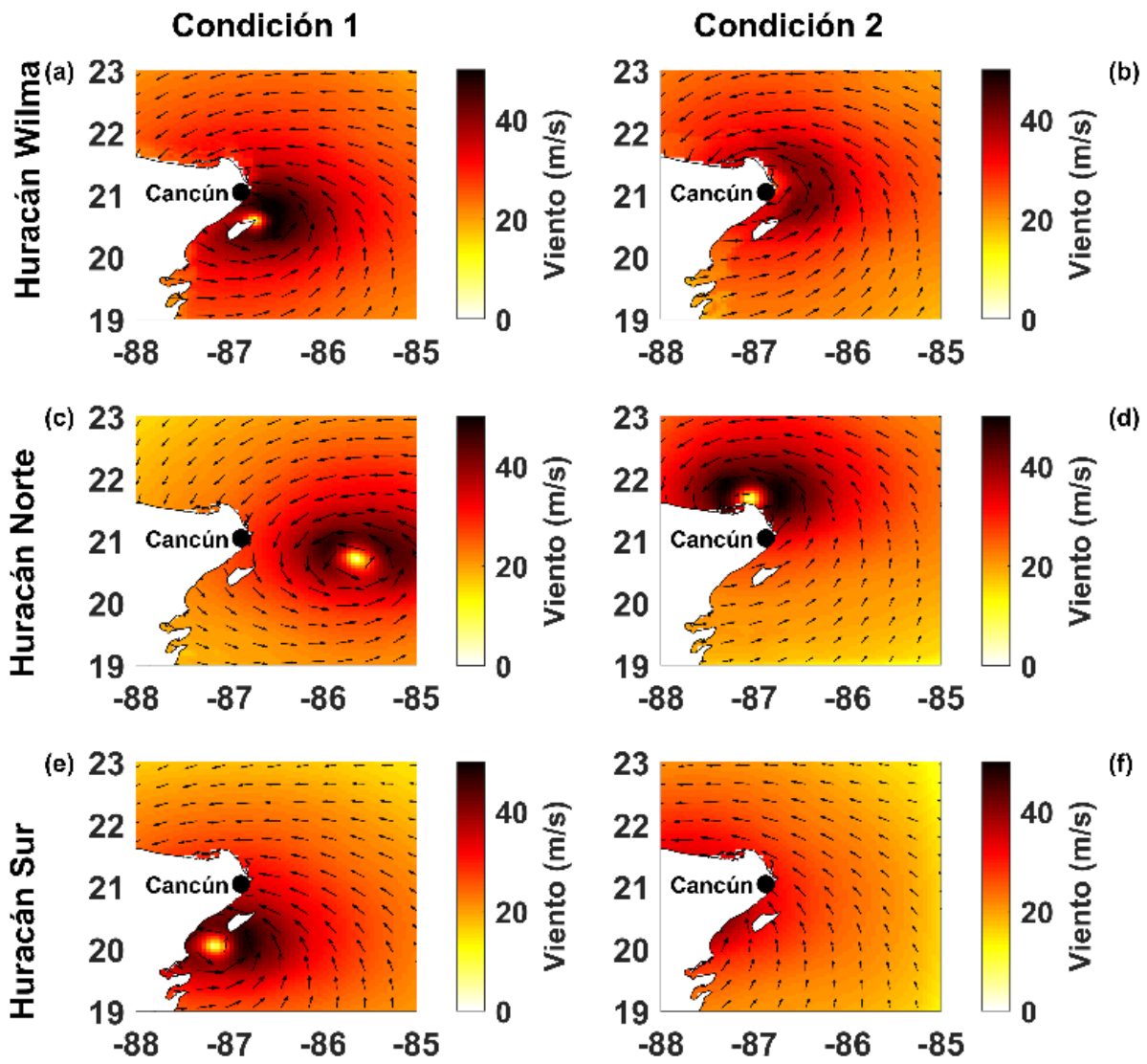


Figura 52. Comparativa en la distribución de los vientos de los 3 huracanes modelados en las 2 condiciones de estudio.

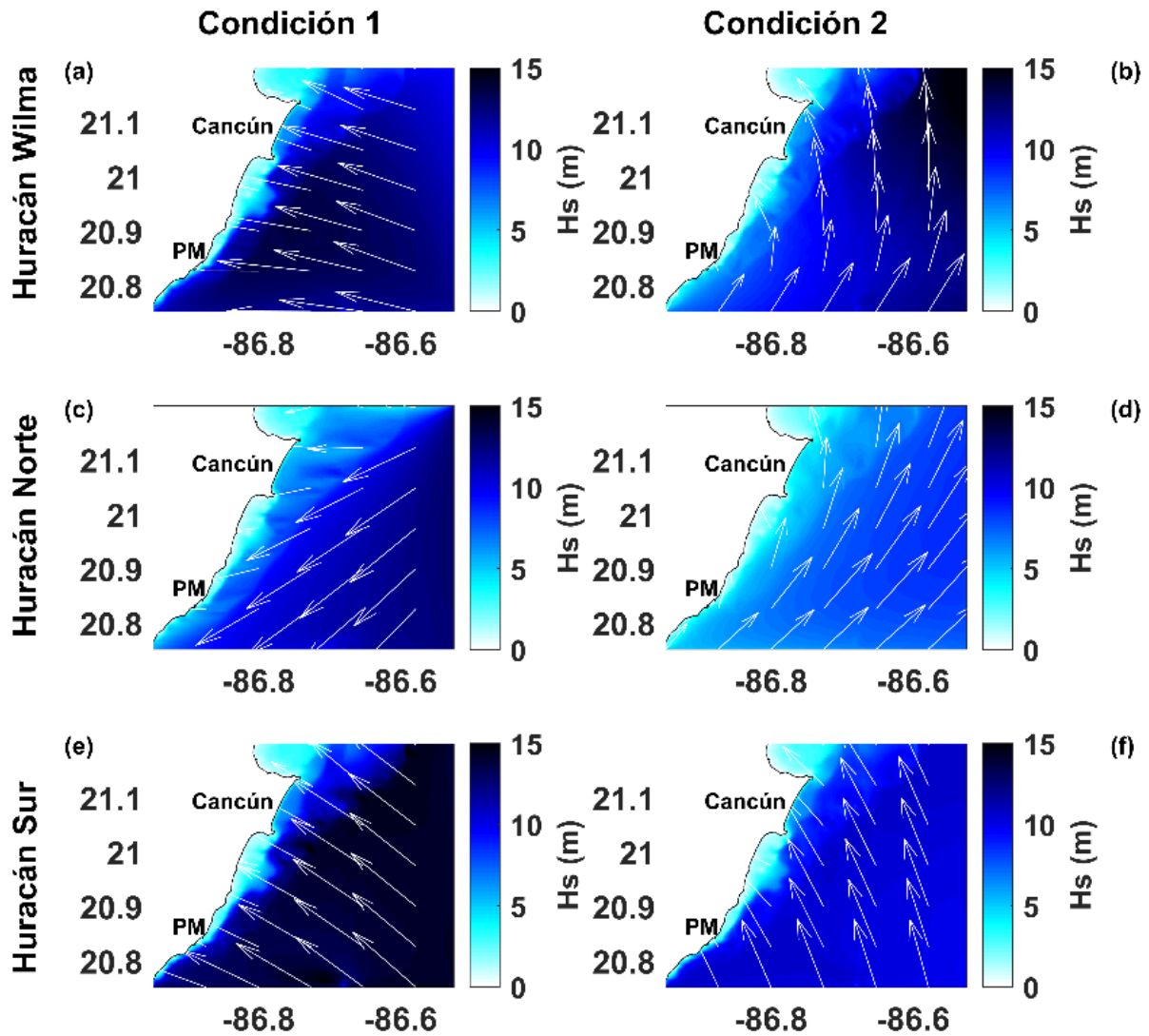


Figura 53 . Comparativa en la distribución de la altura de ola significativa (H_s) de los 3 huracanes modelados en las 2 condiciones de estudio.

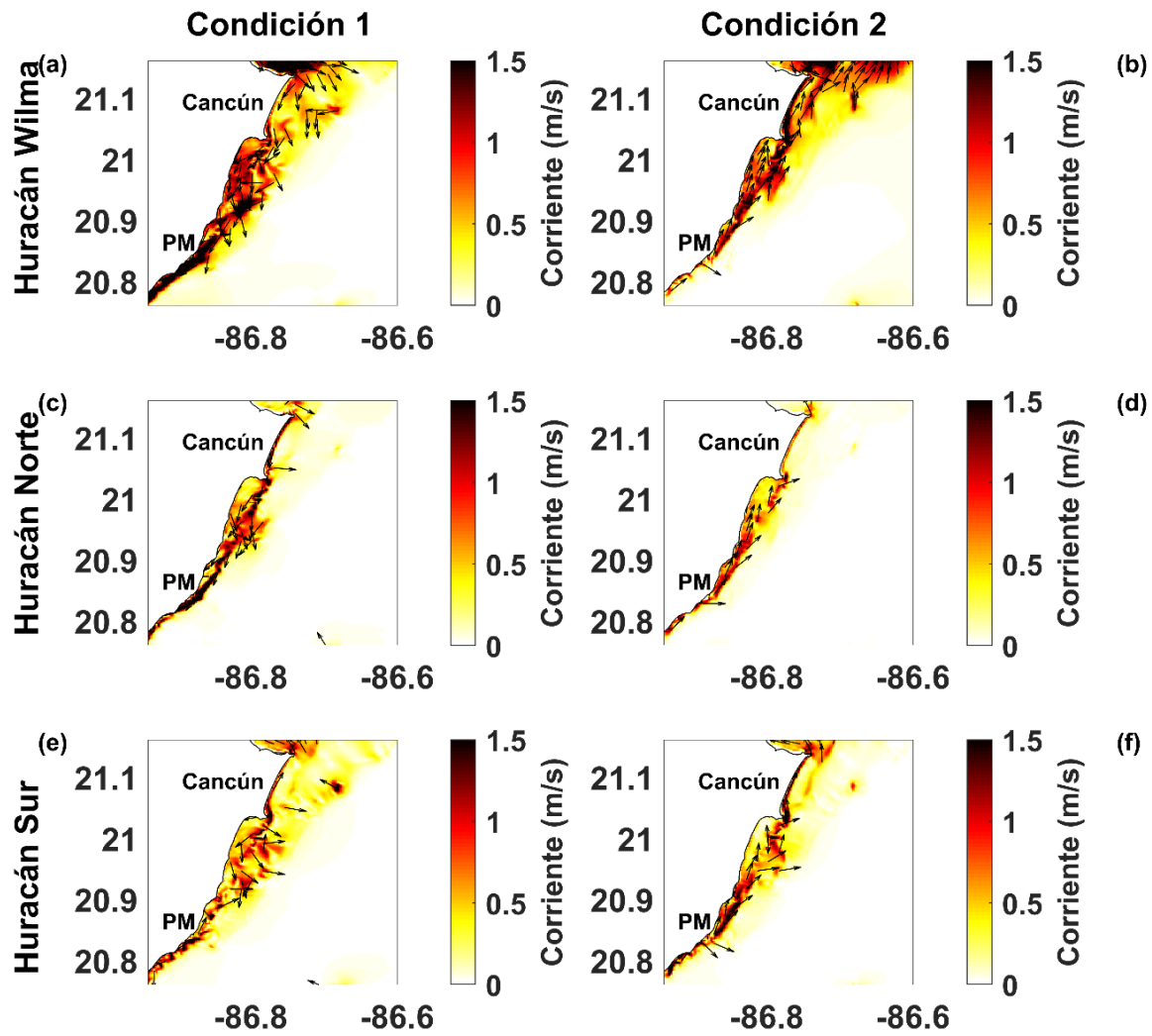


Figura 54. Comparativa en las corrientes (promediadas en la vertical) en la plataforma continental, de los 3 huracanes modelados en las 2 condiciones de estudio. Las flechas están normalizadas y para magnitudes superiores a 0.5 m/s.

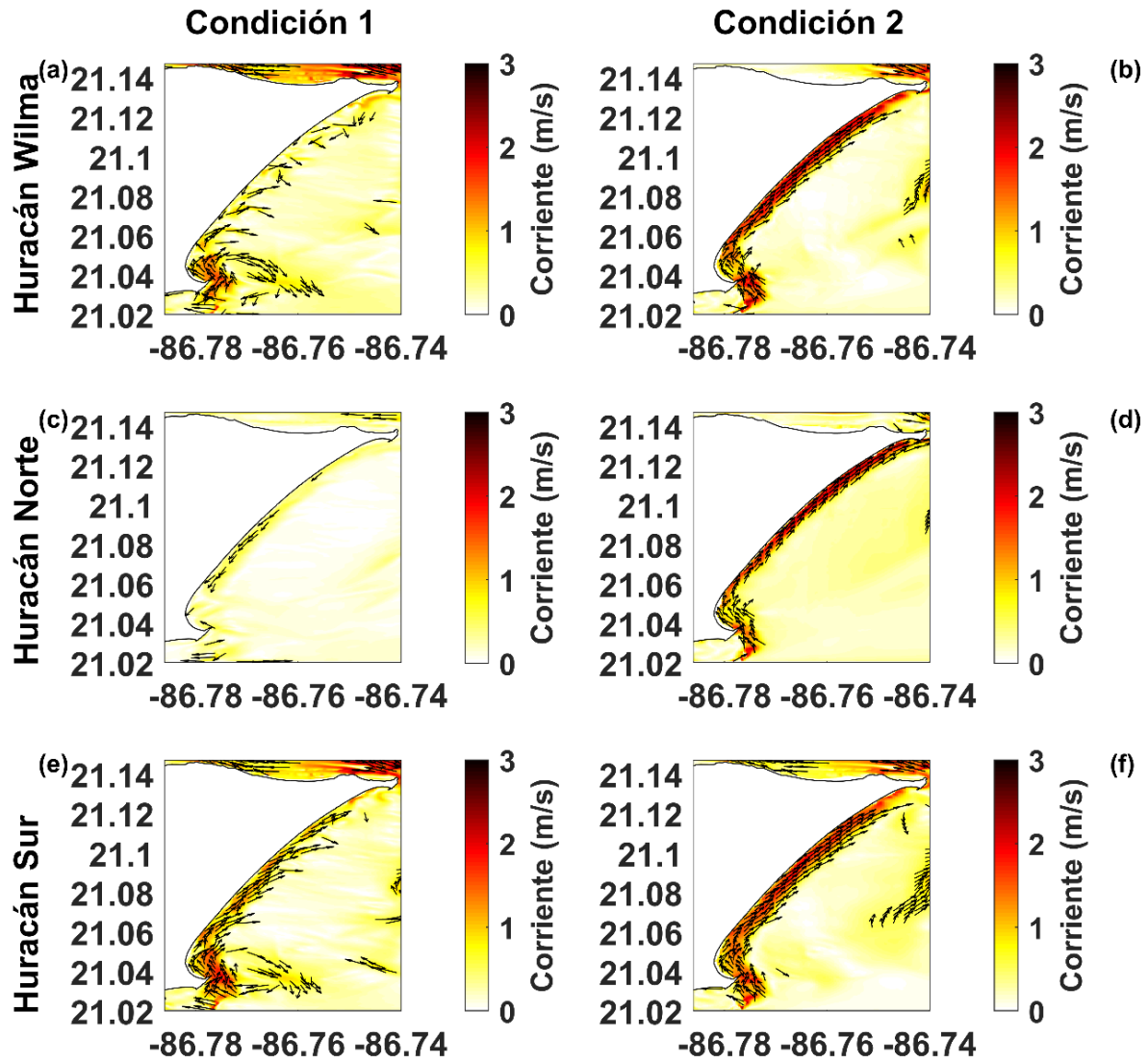


Figura 55. Comparativa en las corrientes (promediadas en la vertical) en Cancún, de los 3 huracanes modelados en las 2 condiciones de estudio. Las flechas están normalizadas y para magnitudes superiores a 0.5 m/s.

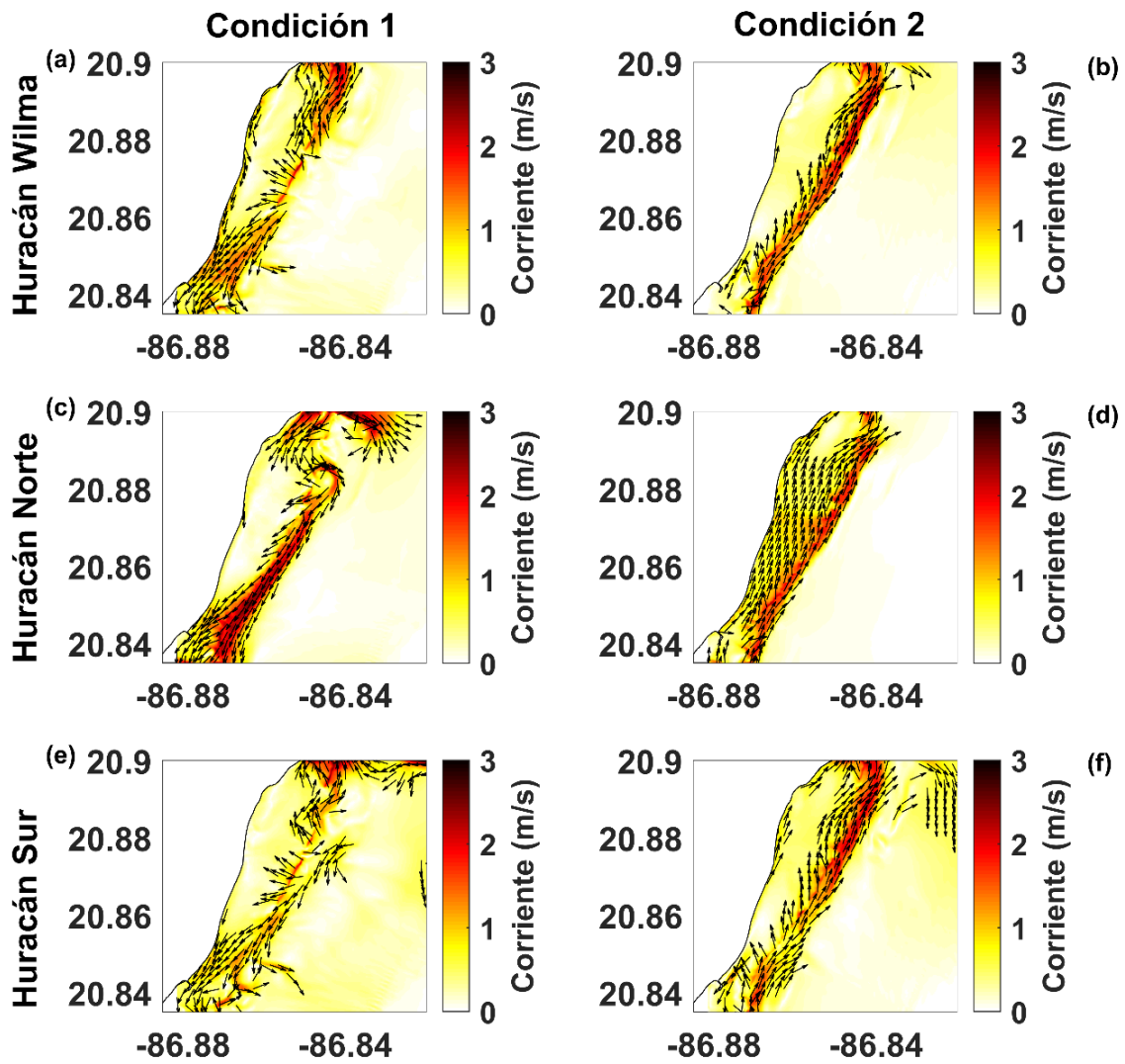


Figura 56. Comparativa en las corrientes (promediadas en la vertical) en Puerto Morelos, de los 3 huracanes modelados en las 2 condiciones de estudio. Las flechas están normalizadas y para magnitudes superiores a 0.5 m/s.

Influencia de la velocidad de traslación

Los resultados de las modelaciones numéricas muestran la influencia que tiene la velocidad de traslación de un huracán en la hidrodinámica costera. El huracán Wilma se desplazó con una velocidad de traslación variable durante su trayectoria, sin embargo, fue especialmente lento (~ 4 km/h) al acercarse a la costa de Quintana Roo, México. La baja velocidad de traslación fue señalada como una de las causas principales de los efectos desastrosos que causó Wilma en Cancún.

La Figura 57 muestra una comparación entre las corrientes del huracán Wilma a su velocidad de traslación real y dos huracanes iguales a Wilma pero con velocidades de traslación superiores. El huracán Wilma generó corrientes intensas hacia el sur en Cancún durante más de dos días (Figura 57a), superando valores de 0.5 m/s durante más de un día. En Puerto Morelos, el huracán Wilma generó corrientes intensas casi paralelas a las crestas arrecifales para el mismo periodo de tiempo (Figura 57b), superando 0.5 m/s durante aproximadamente 15 horas. Después del paso del ojo del huracán por la zona de estudio, las corrientes rotaron hacia el noreste en ambas localidades.

Velocidades de traslación más rápidas ofrecen menos oportunidades a las corrientes para que se desarrollen. Los huracanes desplazándose a 12.5 km/h y 21 km/h generaron magnitudes de corrientes muy inferiores al huracán Wilma. Los 5 días que tardó el huracán Wilma en aproximarse y sobrepasar la zona de estudio, se convierten en aproximadamente 2 días para un huracán viajando a 12.5 km/h y en poco más de 1 día para un huracán viajando a 21 km/h. Velocidades de traslación más rápidas implican que los forzamientos encargados de generar cambios en la costa actúen durante menos tiempo.

Un huracán con una velocidad de traslación más lenta permite la formación de corrientes más intensas durante más tiempo. La combinación de los dos factores permite transportar mayor cantidad de sedimentos. Las corrientes costa afuera en la zona de rompiente, tienen más tiempo para conectar con las corrientes en plataforma. Una velocidad de traslación lenta tiene tiempo para generar un oleaje de mayor tamaño (más desarrollado). Un oleaje de mayor tamaño influye en la sobreelevación del nivel del mar sobre la línea de costa que da lugar a las corrientes

costeras. Si el huracán es lento y el oleaje perpendicular a la costa, las corrientes de resaca que se originan son más intensas, tienen mayor alcance costa afuera y además mayor tiempo para conectar con corrientes de ámbito regional. La sincronización entre las corrientes en la playa y las corrientes en la plataforma puede producir cambios morfológicos importantes.

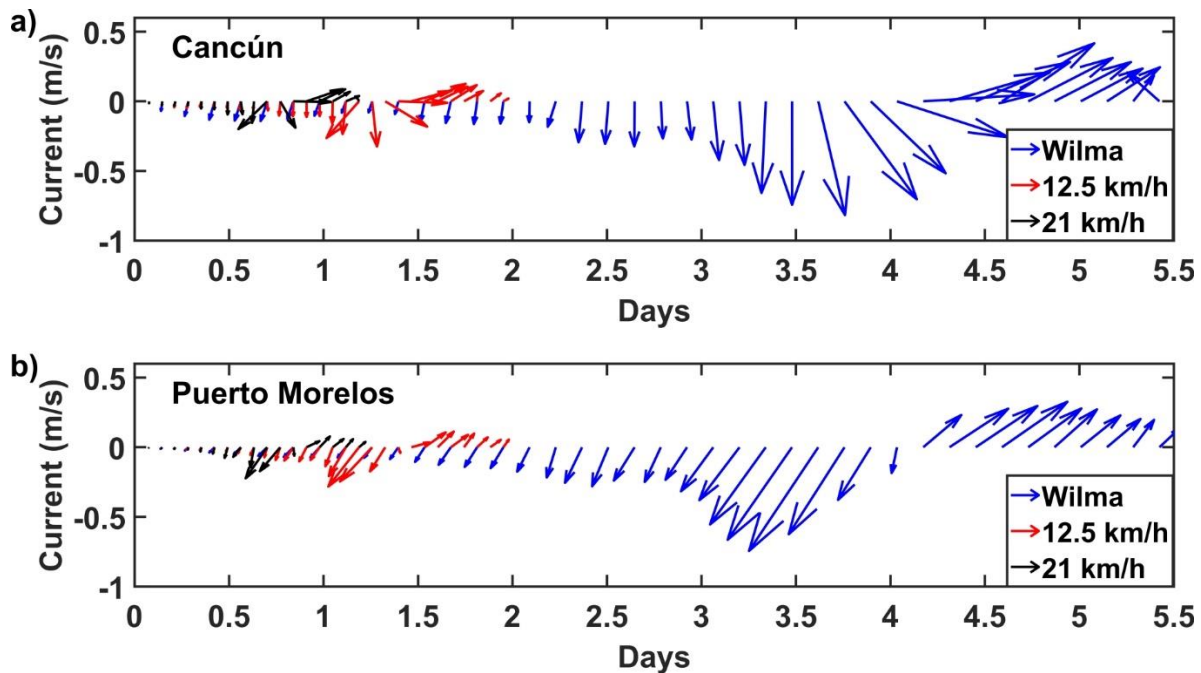


Figura 57. Velocidades promediadas en la vertical en los puntos de monitoreo de Cancún (a) y en Puerto Morelos (b) del modelo de amplia escala. Comparación entre las corrientes de 3 huracanes a velocidades de traslación diferentes. La dirección de las flechas coincide con la dirección geográfica (arriba hacia el norte, a la derecha hacia el este, abajo hacia el sur y a la izquierda hacia el oeste).

La Figura 57 muestra como la magnitud y persistencia de las corrientes generadas por el huracán Wilma son (potencialmente) causantes de grandes transformaciones morfológicas, en comparación con huracanes de similar magnitud, pero velocidades de traslación mayores. Por ejemplo, el huracán Gilberto (1988) que tuvo una velocidad de traslación de 21 km/h, llegó a la costa de Quintana Roo siendo un huracán de categoría 5 (Figura 25), mientras que el huracán Wilma llegó como categoría 4 y rápidamente categoría 3 al tocar tierra (Figura 25). Sin embargo,

el huracán Wilma fue mucho más destructivo. En base a las observaciones mostradas en la Figura 57, la destrucción generada por Gilberto (1988) fue producto mayoritariamente de procesos ajenos a corrientes (las cuales actuaron durante poco tiempo), como el viento, el oleaje e inundaciones.

V. DISCUSIÓN

La erosión costera y la inundación son algunos de los aspectos negativos vinculados a huracanes. Con la pérdida de playa se pierde la capacidad de protección costera ante eventos posteriores, poniendo en mayor riesgo la infraestructura, hábitats y comunidades asentadas a lo largo del litoral. Adicionalmente, siendo la región norte del Caribe mexicano, la capital nacional del turismo de sol y playa, la ausencia de esta es un golpe devastador a la economía local y nacional. Por otro lado, en determinadas circunstancias, como en playas protegidas por arrecifes, el paso de huracanes deriva en beneficios puntuales como es la acreción de playas.

Los resultados de esta tesis muestran el conjunto de condiciones que permiten establecer una interacción entre las corrientes sobre la playa y las corrientes de escala regional generadas por meteoros extremos. Son las corrientes de resaca generadas por un oleaje perpendicular a la costa y de gran magnitud (oleaje de huracán) las responsables de acarrear grandes cantidades de sedimento desde la playa hasta varios kilómetros mar adentro cuando las zonas de rompiente son tan extensas. Ahí, en aguas más profundas, las corrientes de plataforma continental dominadas por el viento interceptan el sedimento en suspensión proveniente de la playa transportándolo. Los resultados del modelo muestran la alta sensibilidad a condiciones iniciales en la respuesta de los sistemas playa-plataforma-arrecife. Pequeñas variaciones en el ángulo de ataque del viento y del oleaje, origina cambios radicales en las corrientes tanto en playa como en plataforma. Por ejemplo, si el oleaje no llega de forma cercana a la perpendicular, origina corrientes longitudinales pegadas a la costa, como en Cancún durante el huracán sintético desplazado hacia el sur. Este tipo de corrientes, generadas por gradientes de presión resultantes de la sobreelevación del mar que el oleaje ocasiona frente a la costa, son las principales responsables del transporte de sedimentos a lo largo de la costa (Goda, 2000).

Siendo los huracanes eventos de escala amplia, del orden de cientos de kilómetros, uno podría pensar de forma simplista, que los huracanes sintéticos generarían efectos muy parecidos a Wilma. Sin embargo, la trayectoria y el cuadrante de viento que afectan a la costa, determinan la dirección de propagación del oleaje y las características de las corrientes. El ángulo de

incidencia del oleaje en la costa se ve fuertemente influenciado por efecto de la refracción a medida que las olas se frenan por efecto del fondo. Una plataforma ancha y relativamente somera, como la presente en Cancún, ayuda mediante refracción a favorecer oleaje perpendicular, permitiendo la formación de corrientes de resaca. El cuadrante delantero derecho del viento en un huracán suele ser el de mayor intensidad (hemisferio norte). Los resultados durante la condición 1 del huracán Wilma corresponden a la llegada de oleaje generado por el cuadrante de viento más intenso y a su vez oleaje perpendicular refractado a lo largo de una plataforma somera. La suma de los factores anteriores fue una combinación ideal para la fuga de sedimento en la playa de Cancún, ocasionada por una gran corriente de resaca que presentó magnitudes superiores a 1 m/s (Figura 58).

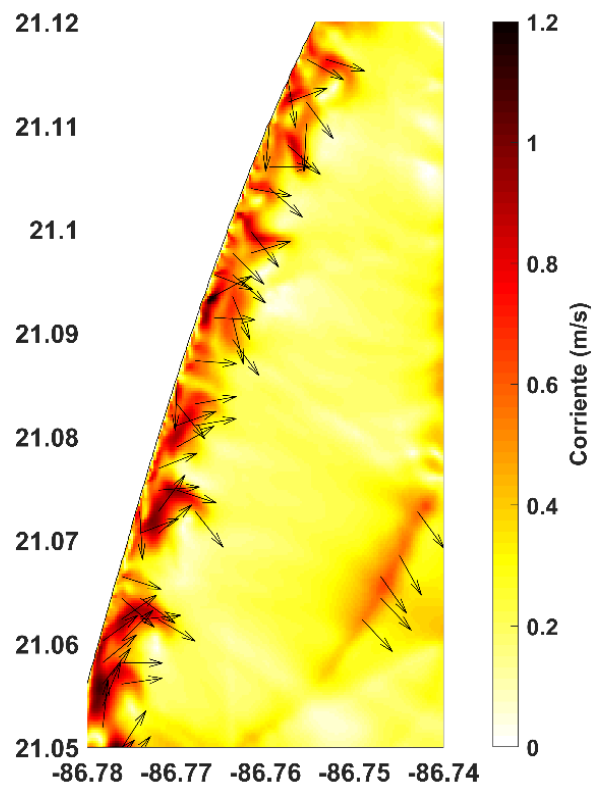


Figura 58. Ejemplo de corriente de fondo con magnitudes alrededor de 1 m/s, durante la condición 1 de Wilma en Cancún.

La presencia de corrientes costa afuera en la playa, puede ser simultánea a la presencia de corrientes longitudinales mar adentro, pues se generan por distintos procesos; i.e. oleaje la primera, viento la segunda. En un escenario con estas características, el sedimento resuspendido en la playa puede alcanzar las corrientes regionales en plataforma. Si la magnitud, persistencia y extensión de las corrientes en la playa permiten a los sedimentos alcanzar las corrientes de escala regional en la plataforma, los sedimentos podrán desplazarse grandes distancias. Durante el huracán Wilma, la presencia de una corriente de resaca intensa (Figura 45c), conectó con una corriente norte-sur en la plataforma somera (Figura 45a) y supuso un transporte de sedimentos que fue estimado en Mariño-Tapia *et al.*, 2014 (Figura 59). Posteriormente, un transporte hacia costa a la altura de la localidad de Puerto Morelos, favoreció la acreción de la playa en esa localidad. La sincronización de los procesos es sumamente importante para permitir al sedimento en suspensión desplazarse costa afuera, longitudinalmente y de nuevo hacia la costa. Un desfase entre los procesos ocasionaría el asentamiento del sedimento en suspensión en el fondo.

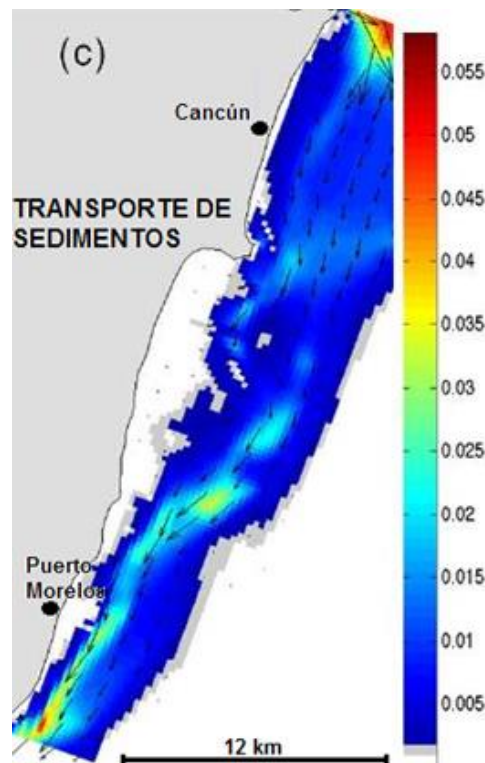


Figura 59. Transporte de sedimentos en la zona de estudio, durante la condición 1 del huracán Wilma (Mariño-Tapia *et al.*, 2014)

La trayectoria del huracán es un factor determinante en la distribución de la magnitud y dirección del oleaje en cada región, y por lo tanto influye directamente en las características locales de las corrientes. Las regiones que quedan bajo la influencia del ojo del huracán sufren la acción del viento más intenso y además de un cambio brusco en la dirección del viento, del oleaje y de la corriente. Esta situación permite generar cambios en la dinámica marina muy contrastantes en un mismo lugar. Un aspecto importante a notar es que el oleaje más intenso no es necesariamente el generado por los vientos máximos locales, sino aquel que tiene más tiempo para desarrollarse bajo vientos intensos. Pequeños cambios en la trayectoria de un huracán, modifican la dirección de propagación del oleaje y como consecuencia la aparición o desaparición de corrientes con características muy diversas que resultan en patrones morfodinámicos muy diferentes.

La velocidad de traslación del huracán influye directamente en el lapso de tiempo que una zona queda sujeta a los forzamientos del huracán. Durante el huracán Wilma (2005), la fuerte erosión observada en la playa se debió a la baja velocidad de traslación que generó intensas corrientes costa afuera durante casi 48 h. Si el huracán se hubiera desplazado a mayor velocidad se estima que los daños hubieran sido menores; por ejemplo, a la velocidad del huracán Gilberto (1988), que fue de ~ 21 km/h. El huracán Wilma fue unas 5 veces más lento que el huracán Gilberto (Figura 60), y a pesar de llegar a la costa con menor intensidad de vientos, fue mucho más destructivo. Un huracán viajando más rápido actúa sobre una región durante menos tiempo, lo que ofrece menos tiempo al oleaje y las corrientes para desarrollarse. Huracanes más lentos actúan durante más tiempo y con corrientes más intensas (Figura 57).

La velocidad de traslación también afecta a la asimetría de los vientos, así como a la aparición de espectros de energía bimodales. Durante el paso del huracán Wilma (2005) por Puerto Morelos se registró la presencia de un espectro bimodal (Mariño-Tapia *et al.*, 2008). Queda por estudiar el efecto que un oleaje con más de un pico de energía puede tener sobre la resuspensión de sedimento en la costa y sus implicaciones en los cambios morfológicos durante tormentas. La mayor o menor resuspensión de sedimento combinada con mecanismos de transporte costa afuera generará mayor o menor erosión en la playa.



Figura 60. Trayectorias y magnitudes de los huracanes Wilma (2005) y Gilberto (1988). Comparativa del tiempo dedicado a pasar sobre la zona de estudio.

La presencia de una corriente hacia la costa frente a Puerto Morelos favoreció el aporte del sedimento en suspensión que se encontraba en plataforma durante la condición 1 del huracán Wilma. Pero ese no fue el único factor que propinó el crecimiento de la playa local. La presencia de crestas arrecifales contribuyó a la reducción de la altura del oleaje en el interior de la laguna arrecifal (Figura 42b). Como resultado del tensor de radiación (Longuet-Higgins and Stewart, 1962 and 1964) ocasionado por el oleaje rompiente, se originaron corrientes sobre las crestas hacia el interior de laguna (Figura 44 y Figura 45d), con capacidad para transportar sedimento en suspensión hacia la playa, contribuyendo a la acreción. El gradiente de presión originado debido a la diferencia del nivel del mar entre el interior de la laguna y el exterior, producido por el tensor de radiación del oleaje, genera corrientes. En el caso de Puerto Morelos, la distribución de los arrecifes que limitan la laguna, controla la dirección de las corrientes, mayormente longitudinales y en menor medida hacia afuera a través de las aperturas del arrecife, pero la presencia de corrientes costa afuera es muy limitada. Además, la presencia de un arrecife frontal de borde actúa como barrera evitando la fuga de sedimento, reteniendo buena parte del material en suspensión en el interior de la laguna. Este tipo de sistema impide la conexión entre fuertes

corrientes de resaca y corrientes de plataforma afuera de la laguna. Solamente se detectaron patrones de corrientes de resaca en el arrecife frontal cuando el oleaje fue perpendicular al arrecife, pero esta zona no comprende los depósitos más importantes de sedimento. Precisamente en el arrecife frontal es donde se calcularon los mayores valores de esfuerzo cortante de fondo (Figura 49d). Además del sedimento que viajó de la zona de Cancún hacia Puerto Morelos, del efecto disipador del arrecife, de las corrientes longitudinales en el interior de la laguna y del arrecife actuando como barrera, sedimento previamente localizado en la duna se desplazó hacia la línea de costa, permitiendo el ensanchamiento de la playa emergida (Mariño-Tapia *et al.*, 2014). La acreción observada en Akumal (Carranza-Edwards, 2010) tras el paso del huracán Gilberto (1988) pudo darse por circunstancias muy parecidas. La presencia de dunas bien desarrolladas antes de una tormenta contribuye a contrarrestar los efectos de erosión en la playa. La acreción de una playa durante tormentas será posible en playas con dunas colindantes, mientras que en playas con carencia de dunas por presencia de construcciones las playas serán más susceptibles a erosionarse (Mariño-Tapia *et al.*, 2014; Silva *et al.*, 2014).

Los arrecifes ofrecen un mecanismo muy efectivo en la protección costera, y los resultados de esta tesis muestran además que son capaces de generar una dinámica que favorece el crecimiento de la playa que protegen. Desafortunadamente, el aumento reciente de la temperatura por efectos del cambio climático, contaminación y nutrientes, más la acidificación en el océano, está afectando a los corales de todo el mundo. El impacto de huracanes mayores en arrecifes los degrada, pierden complejidad arquitectónica y con ello se reduce la protección costera y se pierde refugio de diversas especies (Alvarez-Filip; Gill, y Dulvy, 2011b). La pérdida de cobertura y rugosidad resulta en una menor protección de la playa. Cambios en los arrecifes de coral han sido relacionados con el retroceso de las playas del Caribe (Odériz *et al.*, 2014). El impacto de huracanes en zonas con arrecifes de coral influye en la distribución de los corales más robustos, su forma y su capacidad de crecer (Blanchon y Jones, 1997).

Las praderas de pastos marinos ofrecen servicios ecológicos claves que incluyen producción de carbono orgánico y su exportación, participan en el ciclo de los nutrientes, favorecen la biodiversidad y ayudan a estabilizar el sedimento (Orth *et al.*, 2006). Los pastos marinos son susceptibles a múltiples estreses. Durante condiciones de huracán la presencia de partículas en

suspensión es muy evidente, limitando la cantidad de luz durante días especialmente en zonas someras a lo largo de toda la columna de agua. En estas condiciones, los pastos pueden ser arrancados o enterrados debido a la hidrodinámica extrema. En playas expuestas, donde el oleaje llega hasta la costa con gran magnitud podrán ser arrancados con mayor facilidad, mientras que en playas como Puerto Morelos donde existen condiciones con menor oleaje, pero con mayor aporte de sedimentos, podrán ser enterrados más fácilmente. Los pastos arrancados son amontonados a lo largo de la costa, pasando a formar parte del perfil de playa (Short *et al.*, 1996). La presencia de manglares también aporta beneficios ecológicos claves. Funcionan como repositorios de agua y reguladores de calidad. Pero son ambientes que reciben muchos estreses dificultando su capacidad para conservar la calidad del agua del ambiente (Metcalf *et al.*, 2011). Las raíces filtran metales pesados, de fertilizantes y plaguicidas que vienen de los ríos. Durante huracanes, reducen el nivel de inundación en la zona costera y ayudan a evitar la erosión gracias a la captación de sedimento en suspensión y consolidación del suelo. En huracanes con baja velocidad de traslación, la captación de sedimento por parte de estos hábitats puede ser clave para actuar como reserva una vez el largo evento termine.

Es necesario cuidar los hábitats existentes y desarrollar nuevas tecnologías que favorezcan el uso de ecosistemas naturales (arrecifes, pastos, manglares, duna con vegetación) para protección costera (Arkema *et al.*, 2013). La protección natural necesita tiempo para desarrollarse y depende del clima local para establecerse. La ingeniería dura tiene altos costos de construcción, por ello, combinar ingeniería dura con ingeniería suave que se benefician mutuamente en sus servicios de protección puede resultar interesante al reducir los costos de inversión (Ruckelhaus *et al.*, 2016). Un ejemplo, sería combinar la presencia de manglares con el uso de arrecifes artificiales, disminuyendo el oleaje que llega a la costa y grado de inundación tierra adentro.

El uso de estructuras en la protección costera ejerce sus funciones de forma eficaz localmente, pero a menudo conlleva un impacto negativo a nivel regional debido a la retención de sedimento. La presión en los ambientes costeros en forma de construcción de infraestructura sobre las dunas costeras es una práctica común alrededor del mundo, con consecuencias negativas muy visibles para la conservación de las playas. La resiliencia de las playas se ve afectada por todas estas actuaciones. Así sucedió en 2005 cuando el huracán Emily golpeó la playa de Cancún 3 meses

antes que Wilma. La presencia de infraestructura donde debería estar la duna vegetada y el déficit de fuentes de sedimento impidieron una mejor recuperación (Silva *et al.*, 2006). La recuperación de las dunas puede empezar a ser apreciable después de un mes y prolongarse durante años (Suarez *et al.*, 2012), siempre y cuando existan fuentes de sedimento.

Las amenazas se intensifican por el aumento en la población y por una planeación deficiente. El cambio climático es también una amenaza potencial para las comunidades costeras y a su vez para la conservación de los elementos naturales que protegen la costa. El aumento de la temperatura del mar implica una reducción de la cobertura coralina, reduciendo la protección costera. El aumento del nivel del mar reducirá la capacidad de disipación del oleaje de las estructuras coralinas, además de desplazar la línea de costa hacia el continente, recortando el ancho de la parte emergida de la mayoría de playas. Un aumento del número de huracanes dificultará la resiliencia natural de las playas que sean golpeadas por huracanes en intervalos cortos de tiempo. Huracanes de mayor intensidad o con menor velocidad de traslación causarán mayores daños. La aparición de aguas templadas a latitudes más altas, ligadas al calentamiento global, puede hacer migrar a los huracanes a latitudes más altas, donde no hay presencia de arrecifes que ejerzan de protección costera. El aumento de la temperatura en el planeta relacionado con el aumento de la temperatura superficial del mar está relacionado con la intensificación de las lluvias en huracanes recientes (Trenberth *et al.*, 2018). Durante el reciente huracán Harvey (2018) se registró un récord de lluvia en la localidad texana de Houston, generando fuertes inundaciones (Du *et al.*, 2018).

Elegir los mejores métodos de protección costera no es sencillo. Los resultados de esta tesis pueden contribuir a tomar mejores decisiones. Es importante no evaluar los riesgos morfológicos de forma local únicamente. Durante huracanes, hay que comprender la dinámica sedimentaria como un evento a una escala espacial amplia, donde se generan cambios en intervalos de tiempo relativamente pequeños. En base a los resultados, los mayores riesgos existen en playas donde llegue oleaje de gran magnitud y perpendicular, en playas fuertemente desarrolladas y en playas sin elementos naturales de protección. Sin embargo, en litorales que dispongan de una plataforma continental ancha y somera, no hay que excluir la posibilidad de que sedimento viajando costa afuera vuelva hacia la costa en playas cercanas.

Una buena predicción en la trayectoria de un huracán permite detectar las localidades de mayor riesgo y hacer una estimación de la dirección del transporte de sedimento basada en la dirección del viento y el oleaje. Predecir qué playas van a sufrir mayor erosión y la dirección del transporte de sedimento y que costas pueden beneficiarse mediante una acreción de sus playas. La resistencia y resiliencia de las playas, depende de la disponibilidad de sedimento, la llegada de eventos sucesivos en forma de tormentas y la capacidad de la playa para resistir la presión ejercida por el hombre en forma de estructuras.

VI. CONCLUSIONES

1. El presente estudio identifica las condiciones hidrodinámicas generadas bajo condiciones de huracán que dan lugar a una interacción entre los procesos en la zona de rompiente y procesos en plataforma.
 - a. El oleaje formado bajo condiciones de huracán, que incide perpendicularmente sobre la costa, puede generar fuertes corrientes de resaca que se extienden varios kilómetros costa afuera. Este tipo de corrientes son las responsables principales del transporte de sedimentos costa afuera en playas.
 - b. Bajo condiciones de muy alta energía, una plataforma continental ancha puede mantener zonas de rompiente amplias donde la presencia de corrientes de resaca pudiera favorecer la conexión entre la playa y la plataforma somera.
 - c. Corrientes regionales generadas por la acción del viento huracanado a lo largo de la plataforma continental, pueden interactuar con corrientes de resaca. Esta interacción permitiría al sedimento en suspensión que fue inicialmente transportado costa afuera por las corrientes de resaca, desplazarse longitudinalmente a lo largo de varios kilómetros.
 - d. Para el intercambio de sedimento entre playas aledañas mediante los mecanismos anteriores, es necesario que el sedimento en suspensión viajando longitudinalmente conecte con corrientes hacia costa en algún momento. Este mecanismo lo proporciona la dinámica generada por oleaje en lagunas arrecifales, donde las corrientes generadas sobre las crestas son claramente hacia la costa.
 - e. Durante el paso del huracán Wilma (2005) fuertes y amplias corrientes de resaca, ocasionadas por oleaje perpendicular a la playa de gran magnitud, transportó sedimento costa afuera, donde conectó con la circulación en plataforma. El sedimento viajó al sur hasta la altura de Puerto Morelos, donde corrientes hacia la costa y oleaje reducido por la acción del arrecife favorecieron la acreción local de la playa.

- f. Cambios ligeros en el ángulo de ataque del oleaje derivan rápidamente de una corriente transversal a una corriente longitudinal. Es más probable, la existencia de corrientes longitudinales.
 - g. Los resultados del estudio muestran la importancia de la sincronización entre los diferentes procesos, para conducir a los cambios morfológicos observados en Cancún y Puerto Morelos.
- 2. La trayectoria del huracán y su distribución de vientos influyen directamente en las características del oleaje recibido en la costa. Por tanto, la aparición de corrientes de resaca es dependiente de la trayectoria del huracán y de la dirección del oleaje (p.ej. perpendicular) que pueda generar. La magnitud de los vientos del huracán influye en la magnitud y la extensión de las corrientes de resaca. La trayectoria del huracán en combinación con la batimetría de la región son los dos elementos más importantes para la aparición de corrientes de resaca con potencial para acarrear sedimento mar adentro. Es necesaria una corriente suficientemente extensa para poder conectar con procesos que ocurren a profundidades mayores que en la playa.
- 3. La velocidad de traslación juega un papel determinante en el estrés que provoca un huracán sobre la costa.
 - a. Un huracán más lento dispone de mayor tiempo para forzar el sistema.
 - b. Un huracán más lento dispone de mayor tiempo para desarrollar corrientes frente a la costa, y como consecuencia, las corrientes son de mayor magnitud.
 - c. El huracán Wilma (2005) fue un huracán que permaneció frente a la costa de Cancún cerca de 48 horas, con capacidad para intensificar las corrientes. Las características particulares del huracán Wilma generaron una combinación de factores que ayudaron a desencadenar la gran erosión sufrida en Cancún y la acreción de Puerto Morelos.

- d. El huracán Wilma (2005) fue más destructivo que el huracán Gilberto (1988), principalmente por la baja velocidad de traslación de Wilma, a pesar de que Gilberto fuera de magnitud superior (5 vs 4) en el momento de llegar a la costa.
4. La presencia de arrecifes frente a la costa tiene un papel sumamente importante en la morfodinámica bajo condiciones de huracán.
- a. Los arrecifes disipan casi la totalidad de la energía del oleaje que se dirige a la costa.
 - b. Corrientes intensas sobre las crestas arrecifales ayudan al traslado de sedimento en suspensión que viaja de mar hacia la costa.
 - c. La circulación interna en lagunas arrecifales originada por el tensor de radiación del oleaje puede formar corrientes longitudinales que evitan desplazar el sedimento de nuevo costa afuera. La circulación depende de la distribución de las estructuras de coral. Puntualmente existen corrientes costa afuera en aperturas de arrecifes de coral de borde, pero mayoritariamente las estructuras de los arrecifes actúan como barrera evitando la fuga de sedimentos.

En localidades donde el rango de marea sea amplio, la efectividad de las crestas en la disipación de energía del oleaje variará dando lugar a dinámicas diferentes en el interior de lagunas arrecifales.

VII. REFERENCIAS

- Alegria-Arzaburu, A.; Mariño-Tapia, I.; Enriquez, C.; Silva, R., and González-Leija, M., 2013. The role of fringing coral reefs on beach morphodynamics. *Geomorphology*, 198, 69-83.
doi:10.1016/j.geomorph.2013.05.013
- Alvarez-Filip, L.; Cote, I.M.; Gill, J.A.,Watkinson, A.R., and Dulvy, N.K., 2011a. Region-wide temporal and spatial variation in Caribbean reef architecture: is coral cover the whole story? *Global Change Biology*. 17, 2470-2477.
doi: 10.1111/j.1365-2486.2010.02385.x
- Alvarez-Filip, L.; Gill, J.A.; Dulvy, N.K., Perry, A.L.; Watkinson, A.R., and Cote, I.M., 2011b. Drivers of region-wide declines in architectural complexity on Caribbean reefs. *Coral Reefs*, 30, 1051-1060.
doi: 10.1007/s00338-011-0795-6
- Aragon, J., 2014. Efectos de la hidrodinámica en una playa alimentada artificialmente. Sisal, México, Ph.D. dissertation, 95p.
- Ardhuin, F.; Rasche, N., and Belibassakis, K.A., 2007. Explicit wave-generated primitive equations using a generalized Lagrangian mean. *Ocean Modelling*, 20, 35-60.
doi: 10.1016/j.ocemod.2007.07.001
- Arkema, K. K.; Guannel, G.; Verutes, G.; Wood, S. A.; Guerry, A.; Ruckelshaus, M.; Kareiva, P.; Lacayo, M., and Silver, J. M. 2013. Coastal habitats shield people and property from sea-level rise and storms. *Nature Climate Change*, 3(10), 913.
doi: 10.1038/NCLIMATE1944
- Bakkensen, L.A., and Mendelsohn, R.O., 2016. Risk and Adaptation: Evidence from Global Hurricane Damages and Fatalities. *Journal of the Association of Environmental and Resource Economists*, 3(3), 555–587.
doi:10.1086/685908
- Battjes, J.A. and Janssen, J., 1978. Energy loss and set-up due to breaking of random waves. Proceedings of the 16th Conference on Coastal Engineering (Hamburg, Germany), pp. 569-587.
doi:10.1061/9780872621909.034
- Blanchon, P., and Jones, B., 1997. Hurricane control on shelf-edge-reef architecture around Grand Cayman. *Sedimentology*, 44, 479-506.
doi: 10.1046/j.1365-3091.1997.d01-32.x

- Bell, M.M.; Montgomery, M.T., and Emanuel, K.A., 2012. Air–sea enthalpy and momentum exchange at major hurricane wind speeds observed during Cblast. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 69(11), 3197-3222.
doi: 10.1175/JAS-D-11-0276.1
- Bender, M.A.; Knutson, T.R.; Tuleya, R.E.; Sirutis, J.J.; Vecchi, G.A.; Garner, S. T., and Held, I.M., 2010. Modeled impact of anthropogenic warming on the frequency of intense Atlantic hurricanes. *Science*, 327(5964), 454-458.
doi: 10.1126/science.1180568
- Berkhoff, J.C.W., 1972. Computation of combined refraction-diffraction. *Proa. 13th Int. Conf. Coastal Eng., Lisbon*, 55-69.
doi: 10.1061/9780872620490.027
- Blake, E. S.; Landsea, C., and Gibney, E. J., 2011. The deadliest, costliest, and most intense United States tropical cyclones from 1851 to 2010 (and other frequently requested hurricane facts). *NOAA repository. NOAA technical memorandum NWS NHC Series*, 6.
- Bodegom, M.J., 2004. Beach Nourishment. An Evaluation of Equilibration Design Methods. Cancun Beach Rehabilitation Project. *TU Delft, Faculty of Civil Engineering and Geosciences, Hydraulic Engineering*. MSc thesis, 2004. 149p.
- Booij, N., 1981. Gravity waves on water with non-uniform depth and current. *Delft Univ. of Tech., PhD Thesis*, Rep. No. 81-1.
- Booij, N.; Holthuijsen, L.H., and Ris, R.C., 1996. The SWAN wave model for shallow water. *International Conference of Coastal Engineering, Orlando*, 668-676.
doi: 10.1061/9780784402429.053
- Bowen, A.J., 1969. Rip currents: 1. Theoretical investigations. *Journal of Geophysical Research*, 74(23), 5467–5478.
doi:10.1029/jc074i023p05467
- Bretschneider, C.L., 1972. A non-dimensional stationary hurricane wave model. *Offshore Technology Conference*.
doi: 10.4043/1517-MS
- Carranza-Edwards, A., 2010. Causas y consecuencias de la erosión de playas. In: Yañez-Arancibia, A. (ed.), *Impactos del cambio climático sobre la zona costera*. Mexico City, Mexico: INE-SEMARNAT, pp. 36-50.

- Coronado, C.; Candela, J.; Iglesias-Prieto, R.; Sheinbaum, J.; López, M., and Ocampo-Torres, F.J., 2007. On the circulation in the Puerto Morelos fringing reef lagoon. *Coral Reefs*, 26(1), 149-163.
doi:10.1007/s00338-006-0175-9
- Crook, E.; Potts, D.; Rebolledo-Vieyra, M.; Hernandez, L., and Paytan, A., 2012. Calcifying coral abundance near low-pH springs: implications for future ocean acidification. *Coral Reefs*, 31, 239-245.
doi: 10.1007/s00338-011-0839-y
- Deltares, 2014. <https://oss.deltares.nl/web/delft3d>.
- Deltares, 2014a. Delft3D-FLOW. Simulation of multi-dimensional hydrodynamics flows and transport phenomena, including sediments. *User manual, hydro-morphodynamics*. Delft, The Netherlands: Deltares, 682p.
- Deltares, 2014b. Delft3D-WAVE. Simulation of short-crested wave with SWAN. *User manual, hydro-morphodynamics*. Delft, The Netherlands: Deltares, 200p.
- Domínguez, N., and Ibrahimbegovic, A., 2013. Propuesta de un programa de mejoramiento de resiliencia para una ciudad tipo en la Península de Yucatán. *Ingeniería*, 17(3), 23-232.
- Donelan, M.A.; Haus, B.K.; Reul, N.; Plant, W.J.; Stiassnie, M.; Graber, H.C.; Brown, O.B., and Saltzman, E.S., 2004. On the limiting aerodynamic roughness of the ocean in very strong winds. *Geophysical Research Letters*, 31(18).
doi:10.1029/2004GL019460
- Drost, E.J.F.; Lowe, R.J.; Ivey, G.N.; Jones, N.L., and Péquignet, C.A., 2017. The effects of tropical cyclone characteristics on the surface wave fields in Australia's North West region. *Continental Shelf Research*, 139, 35-53.
doi: 10.1016/j.csr.2017.03.006
- Du, J.; Park, K.; Dellapenna, T.M., and Clay, J.M., 2018. Dramatic hydrodynamic and sedimentary responses in Galveston Bay and adjacent inner shelf to hurricane Harvey. *Science of the Total Environment*, 653(2019), 554-564.
doi: 10.1016/j.scitotenv.2018.10.403
- Dyke, P, 2000. Coastal and shelf sea modelling. *The Kluwer international series*. Springer, 264p.
- Eckart, C., 1952. The propagation of gravity waves from deep to shallow water. *Proceedings of NBS Semicentennial Symposium on Gravity Waves 1951*, Washington, D.C., 521, p.165-173.

- Elsner, J.B., and Jagger, T.H., 2008. United States and Caribbean tropical cyclone activity related to the solar cycle. *Geophysical Research Letters*, 35(18). doi: 10.1029/2008GL034431
- Emanuel, K., 2001. Contribution of tropical cyclones to meridional heat transport by the oceans. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106(D14), 14771–14781. doi:10.1029/2000jd900641
- Escalante-Mancera, E.; Silva-Casarín, R.; Mendoza-Baldwin, E.; Mariño-Tapia, I., and Ruiz-Rentería, F., 2009. Análisis de la variación del nivel del mar y de las corrientes marinas inducidas por el huracán Wilma frente a Puerto Morelos, Quintana Roo, México. *Tecnología y Ciencias del Agua*, 24(2), 111-126.
- Esquivel-Trava, B.; Ocampo-Torres, F.J., and Osuna, P., 2015. Spatial structure of directional wave spectra in hurricanes. *Ocean Dynamics*, 65(1), 65-76. doi:10.1007/s10236-014-0791-9
- Estrada-Medina, H.; Jiménez-Osornio, J. J.; Álvarez-Rivera, O., and Barrientos-Medina, R. C., 2019. El karst de Yucatán: su origen, morfología y biología. *Acta Universitaria*, 29. doi: 10.15174.au.2019.2292
- Félix Delgado, A., 2007. Análisis de la dinámica geomorfológica de la Zona Hotelera de Cancún como contribución al desarrollo de un Plan de Manejo Costero. *Universidad Autónoma de México*. MSc Thesis.
- Finkl, C. W., and Makowski, C. 2019. Encyclopedia of Coastal Science. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Switzerland. *Springer Nature Switzerland AG*, 1983p. doi:10.1007/978-3-319-93806-6
- Franklin, G.L.; Mariño-Tapia, I., and Torres-Freyermuth, A., 2013. Effects of reef roughness on wave setup and surf zone currents. In: Conley, D.; Masselink, G.; Russell, P., and O’Hare, T. (eds.), *Proceedings from the International Coastal Symposium (ICS) 2013* (Plymouth, United Kingdom). *Journal of Coastal Research*, Special Issue No. 65, pp. 2005-2010. doi: 10.2112/SI65-339.1
- Goda, Y., 2000. Random seas and design of maritime structures. London, UK: World Scientific Publishing Co.Pte.Ltd., 708p.
- Gonzalez-Leija, M.; Mariño-Tapia, I.; Silva, R.; Enriquez, C.; Mendoza, E.; Escalante-Mancera, E.; Ruíz-Rentería, F., and Uc-Sánchez, E., 2013. Morphodynamic evolution and sediment transport processes of Cancun beach. *Journal of Coastal Research*, 29(5), 1146-1157. doi: 10.2112/JCOASTRES-D-12-00110.1

- Gourlay, M.R., and Colleter, G., 2005. Wave-generated flow on coral reefs – an analysis for two-dimensional horizontal reef-tops with steep faces. *Coastal Engineering*, 52(4), 353-387.
doi: 10.1016/j.coastaleng.2004.11.007
- Grant, W.D. and Madsen, O.S., 1986. The continental-shelf bottom boundary layer. *Annual review of fluid mechanics*, 18(1), 265-305.
- Guannel, G.; Arkema, K.; Ruggiero, P., and Verutes, G., 2016 The Power of Three: Coral Reefs, Seagrasses and Mangroves Protect Coastal Regions and Increase Their Resilience. *PLoS ONE*, 11(7), e0158094.
doi:10.1371/journal.pone.0158094
- Hearn, C.J., 1999. Wave-breaking hydrodynamics within coral reef systems and the effect of changing relative sea level. *Journal of Geophysical Research*, 104(C12).
doi: 10.1029/1999JC900262
- Hernández-Terrones, L.; Rebolledo-Vieyra, M.; Merino-Ibarra, M.; Soto, M., Le-Cossec, A., and Monroy-Ríos, E., 2010. Groundwater Pollution in a Karstic Region (NE Yucatan): Baseline Nutrient Content and Flux to Coastal Ecosystems. *Water, Air, & Soil Pollution*, 218(1-4), 517–528.
doi:10.1007/s11270-010-0664-x
- Hodges, R.E., and Elsner, J.B., 2011. Evidence linking solar variability with US hurricanes. *International Journal of Climatology*, 31(13), 1897-1907.
doi: 10.1002/joc.2196
- Hoegh-Guldberg, O.; Mumby, P.J.; Hooten, A.J.; Steneck, R.S.; Gomez, E.; Harvell, C.D.; Sale, P.F., Edwards, A.J.; Caldeira, K.; Knowlton, N.; Eakin C.M.; Iglesias-Prieto, R.; Muthiga, N.; Bradbury, R.H., Dubi, A., and Hatziolos, M.E., 2007. Coral reefs under rapid climate change and ocean acidification. *Science*, 14 (318), issue 5857, 1737-1742.
doi: 10.1126/science.1152509
- Hoegh-Guldberg, O.; Jacob, D.; Taylor, B.; Bindi, M.; Brown, S.; Camilloni, I.; Diedhiou, A.; Djalante, R.; Ebi, K.L.; Engelbrecht, F.; Guiot, J.; Hijjoka, Y.; Mehrotra, S.; Payne, A.; Seneviratne, S.I.; Thomas, A.; Warren, R., and Zhou, G., 2018. Impacts of 1.5°C Global Warming on Natural and Human Systems. *In: Global Warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty* [Masson-Delmotte, V.; Zhai, P.; Portner, H.O.; Roberts, D.; Skea, J.; Shukla, P.R.; Pirani, A.; Moufouma-Okia, W.; Pean, C.; Pidcock, R.; Connors, S.; Matthews, J.B.R.; Chen, Y.; Zhou, X.; Gomis, M.I.; Lonnoy, E.; Maycock, T.; Tignor, M, and Waterfield, T (eds.)]. Intergovernmental Panel on Climate Change, 2018. In Press.

- Holland, G., and Bruyère C.L., 2014. Recent intense hurricane response to global climate change. *Clim dyn*, 42, 617-627.
doi: 10.1007/s00382-013-1713-0
- Holland, G.J.; Done, J.M.; Douglas, R.; Saville, G.R., and Ge, M., 2019. Global Tropical Cyclone Damage Potential. In: Collins J., Walsh K. (eds). *Hurricane Risk. Hurricane Risk*, vol 1. Springer, Cham.
doi: 10.1007/978-3-030-02402-4_2
- Holthuijsen, L.H.; Powell, M.D., and Pietrzak, J.D., 2012. Wind and waves in extreme hurricanes. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 177(C9).
doi: 10.1029/2012JC007983
- Hu, C.; Muller-Karger, F. E., and Swarenski, P. W., 2006. Hurricanes, submarine groundwater discharge, and Florida's red tides. *Geophysical Research Letters*, 33, L11601.
doi: 10.1029/2005GL025449
- Hu, K., and Chen, Q., 2011. Directional spectra of hurricane-generated waves in the Gulf of Mexico. *Geophysical Research Letters*, 38.
doi: 10.1029/2011GL049145
- Kantha, L., 2006. Time to replace the Saffir-Simpson hurricane scale?. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 87(1), 3-6.
- Kirby, J.T., 1984. A note on linear surface wave-current interaction over slowly varying topography. *Journal of Geophysical Research*, 89, 745-747.
doi: 10.1029/JC089iC01p00745
- Klotzbach, P.; Gray, W., and Fogarty, C., 2015. Active Atlantic hurricane era at its end?. *Nature Geoscience*, 8(10), 737-738.
- Knutson, T., Landsea, C., & Emanuel, K. (2010). Tropical cyclones and climate change: a review. In: *Global perspectives on tropical cyclones: from science to mitigation*, 243-284.
doi: 10.1142/9789814293488_0009
- Komar, P. D., and Allan, J. C., 2008. Increasing hurricane-generated wave heights along the US east coast and their climate controls. *Journal of Coastal Research*, 479-488.
doi: 10.2112/07-0894.1
- Komen, G.J.; Hasselmann, S., and Hasselmann, K., 1984. On the existence of a fully developed wind-sea spectrum. *Journal of Physical Oceanography*, 14(8), 1271-1285.
doi: 10.1175/1520-0485(1984)014<1271:OTEAF>2.0.CO;2

- Li, X.; Zhang, J.A.; Yang, X., and Pichel, W.G., 2013. Tropical cyclone morphology from spaceborne synthetic aperture radar. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 94(2).
doi: 10.1175/BAMS-D-11-00211.1
- Liu, P.L.F., and Losada, I.J., 2002. Wave propagation modeling in coastal engineering. *Journal of Hydraulic Research*, 40(3).
doi: 229-240.10.1080/00221680209499939
- Longshore, D., 2008. Enciclopedia of hurricanes, typhoons, and cyclones. New York, USA: Facts On File, Inc., 468p.
- Longuet-Higgins, M.S. and Stewart, R.W., 1962. Radiation stress and mass transport in gravity waves, with application to 'surf beats'. *Journal of Fluid Mechanics*, 13(4), 481-504.
doi: 10.1017/S0022112062000877
- Longuet-Higgins, M.S. and Stewart, R.W., 1964. Radiation stresses in water waves; a physical discussion, with applications. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 11(4), 529-562.
doi: 10.1016/0011-7471(64)90001-4
- Longuet-Higgins, M.S., 1983. Wave set-up, percolation and undertow in the surf zone. *Proceedings of the Royal Society of London. A. Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 390(1799), 283-291.
doi: 10.1098/rspa.1983.0132
- Lowe, R.J., Hart, C., Pattiaratchi, C.B., 2010. Morphological constraints to wave-driven circulation in coastal reef-lagoon systems: a numerical study. *Journal of Geophysical Research*, 115.
doi: 10.1029/2009JC005753
- Lugo-Fernández, A. and Gravois, M., 2010. Understanding impacts of tropical storms and hurricanes on submerged bank reefs and coral communities in the northwestern Gulf of Mexico. *Continental Shelf Research*, 30, 1226-1240.
doi: 10.1016/j.csr.2010.03.014
- Mah, A.J., and Stearn, C.W., 1986. The effect of Hurricane Allen on the Bellairs fringing reef, Barbados. *Coral Reefs*, 4(3), 169-176.
doi: 10.1007/BF00427938
- Manzello, D.P.; Brandt, M.; Smith, T.B.; Lirman, D.; Hendee, J.C., and Nemeth, R.S., 2007. Hurricanes benefit bleached corals. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 104(29), 12035-12039.
doi: 10.1073/pnas.0701194104

- Mariño-Tapia, I.; Silva-Casarín, R.; Enriquez-Ortiz, C.; Mendoza-Baldwin, E.; Escalante-Mancera, E., and Ruíz-Rentería, F., 2008. Extreme conditions introduced by Hurricane Wilma in intermediate water depth at Puerto Morelos, Quintana Roo, Mexico. *In: McKee, J. (ed.), Proceedings of 31st Conference on Coastal Engineering* (Hamburg, Germany), pp. 573-583.
doi: 10.1142/9789814277426_0048
- Mariño-Tapia, I.; Silva, R.; Enriquez, C.; Mendoza-Baldwin, E.; Escalante-Mancera, E., and Ruiz-Rentería, F., 2011. Wave transformation and wave-driven circulation on natural reefs under extreme hurricane conditions. *In: McKee, J., and Lynett, P. (eds.), Proceedings of 32nd Conference on Coastal Engineering* (Shanghai, China), pp. 1-9.
doi: 10.9753/icce.v32.waves.28
- Mariño-Tapia, I.; Enriquez, C.; Silva-Casarín, R.; Mendoza-Baldwin, E.; Escalante-Mancera, E., and Ruíz-Rentería, F., 2014. Comparative morphodynamics between exposed and reef protected beaches under hurricane conditions. *In: Lynett, P. (ed.), Proceedings of 34th Conference on Coastal Engineering* (Seoul, Korea), Paper 55, pp.1-9.
doi: 10.9753/icce.v34.sediment.55
- Martell-Dubois, R.; Mendoza-Baldwin, E.; Mariño-Tapia, I.; Silva-Casarín, R., and Escalante-Mancera, E., 2012. Short-term impact of Hurricane Dean on the morphology of the beach at Cancun, Mexico. *Tecnología y Ciencias del Agua*, 3(4), 89-111. ISSN 2007-2422
- McWilliams, J.; Restrepo, J.M., and Lane, E.M., 2004. An asymptotic theory for the interaction of waves and currents in coastal Waters. *Journal of Fluid Mechanics*, 511, 135-178.
doi: 10.1017/S0022112004009358
- Mellor, G., 2010. Wave radiation stress. *Ocean Dynamics*, 61, 563-568.
doi: 10.1007/s10236-010-0359-2
- Merino, M.; González, A.; Reyes, E.; Gallegos, M., and Czitrom, S., 1992. Eutrophication in the lagoons of Cancún, México. *Marine Coastal Eutrophication*.
doi: 10.1016/B978-0-444-89990-3.50074-2
- Metcalfe, C.D.; Beddows, P.A.; Bouchot, G.G.; Metcalfe, T.L.; Li, H., and Van Lavieren, H., 2011. Contaminants in the coastal karst aquifer system along the Caribbean coast of the Yucatan Peninsula, Mexico. *Environmental Pollution*, 159(4), 991–997.
doi: 10.1016/j.envpol.2010.11.031
- Miret-Villaseñor, D.; Enriquez, C.; Mariño-Tapia, I.; Silva, R., and Ruiz, G., 2019. Interactions between nearshore and shelf dynamics under hurricane conditions: Implications for exposed and reef protected beaches. *In: Silva, R.; Martínez, M.L.; Chavez, V., and Lithgow, D. (eds.), Integrating Biophysical Components in Coastal Engineering Practices. Journal of Coastal Research*, Special Issue No. 92, pp. 55–67. Coconut Creek (Florida), ISSN 0749-0208.
doi: 10.2112/SI92-007.1

- Mulligan, R. P., Hay, A. E., & Bowen, A. J. (2008). Wave-driven circulation in a coastal bay during the landfall of a hurricane. *Journal of Geophysical Research*, 113. doi:10.1029/2007jc004500
- National Oceanic and Atmospheric Administration, 2014a. Hurricane Research Division. <https://www.aoml.noaa.gov/hrd/tcfaq/G16.html>
- National Oceanic and Atmospheric Administration, 2014b. National Hurricane Center. <https://www.nhc.noaa.gov/data/tcr/index.php?season=2017&basin=atl>
- National Oceanic and Atmospheric Administration, 2014c. National Geophysical Data Center. <https://www.ngdc.noaa.gov>
- National Oceanic and Atmospheric Administration, 2014d. National Geophysical Data Center. https://www.ndbc.noaa.gov/station_page.php?station=42056
- National Oceanic and Atmospheric Administration, 2019a. *Hurricane Research Division*. https://www.aoml.noaa.gov/hrd/tcfaq/F1_esp.html
- National Oceanic and Atmospheric Administration, 2019b. *What is storm surge? National Ocean Service website* <https://oceanservice.noaa.gov/facts/stormsurge-stormtide.html>
- National Oceanic and Atmospheric Administration, 2020. Historical hurricane tracks. <https://coast.noaa.gov/hurricanes/>
- Ochi, M.K., 2003. Hurricane-generated seas. Gainesville, Florida, USA: El Sevier Ocean Engineering Book Series, 140p.
- Odériz, I.; Mendoza, E.; Leo, C.; Santoyo, G.; Silva, R.; Martínez, R.; Grey E., and López, R., 2014. An alternative solution to erosion problems at Punta Bete-Punta Maroma, Quintana Roo, Mexico: conciliating tourism and nature. In: Silva, R., and Strusińska-Correia, A. (eds.), *Coastal Erosion and Management along Developing Coasts: Selected Cases, Journal of Coastal Research*, Special Issue No. 71, pp. 75-85.
doi: 10.2112/SI71-009.1
- Orth, R.J.; Carruthers, T.J.B.; Dennison, W.C.; Duarte, C.M.; Fourqurean, J.W.; Heck JR., K.L.; Hughes, A.R.; Kendrick, G.A.; Kenworthy, W.J.; Olyarnik, S.; Short, F.T.; Waycott, M., and Williams, S.L., 2006. A Global Crisis for Seagrass Ecosystems. *BioScience*, 56(12), 987-996.
doi: 10.1641/0006-3568(2006)56[987:AGCFSE]2.0.CO;2
- Pearl, H.W.; Bales, J.D.; Ausley, L.W.; Buzzelli, C.P.; Crowder, L.B.; Eby, L.A.; Fear, J.M.; Go, M.; Peierls, B.L.; Richardson, T.L., and Ramus, J.S., 2001. Ecosystem impacts of three sequential hurricanes (Dennis, Floyd, and Irene) on the United States' largest lagoonal estuary, Pamlico Sound, NC. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 8(10), 5655-5660.
doi: 10.1073/pnas.101097398

- Peregrine, D.H., 1972. Equations for water waves and the approximation behind them. *In*: Meyer, R.E. (ed.), *Waves on beaches and resulting sediment transport*, Academic Press, New York, 95-121.
- Pielke, R. A., Rubiera, J., Landsea, C., Fernández, M. L., & Klein, R. (2003). Hurricane Vulnerability in Latin America and The Caribbean: Normalized Damage and Loss Potentials. *Natural Hazards Review*, 4(3), 101–114.
doi:10.1061/(asce)1527-6988(2003)4:3(101)
- Powell, M.D.; Vickery, P.J., and Reinhold, T.A., 2003. Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones. *Nature*, 422(6929), 279.
doi: 10.1038/nature01481
- Rodríguez-Martínez, R.E.; Ruíz-Rentería, F.; Van Tussenbroek, B.; Barba-Santos, G.; Escalante-Mancera, E.; Jordán-Garza, G., and Jordán- Dahlgren, E., 2010. Environmental state and tendencies of the Puerto Morelos CARICOMP site, Mexico. *Revista de Biología Tropical*, 58(3), 23-43.
- Ruckelshaus, M.H.; Guannel, G.; Arkema, K.; Verutes, G.; Griffin, R.; Guerry, A.; Silver, J.; Faries, J.; Brenner, J., and Rosenthal, A., 2016. Evaluating the benefits of green infrastructure for coastal areas: Location, location, location. *Coastal Management*, 44(5), 504-516.
doi: 10.1080/08920753.2016.1208882
- Ruiz, G., 2009. Determinación del estado morfodinámico de segmentos de playa que poseen obstáculos sumergidos y emergidos. Mexico City, Mexico: Universidad Autónoma de México, Ph.D. dissertation, 197p.
- Saffir, H.S., 1991. Hurricane Hugo and Implications for Design Professionals and Code-Writing Authorities. *Journal of Coastal Research*, Special Issue, 8,25-32.
www.jstor.org/stable/25735405
- Sallenger, A.H., 2000. Storm impact scale for barrier islands. *Journal of Coastal Research*, 16(3), 890-895.
www.jstor.org/stable/4300099
- Secaira, F.; Reguero, B.G., and Acevedo, C.A., 2017. The importance of reefs and dunes in coastal protection in the Mexican Caribbean – Document Summary. Technical Series: The role of natural systems in coastal dynamics in the Mexican Caribbean. *The Nature Conservancy, Mexico*.
- SEDETUR. Secretaria de Turismo, 2017. Reporte Anual de Turismo Quintana Roo 2017.
<https://qroo.gob.mx/sedetur/reporte-anual-de-turismo-2017>

- Short, F.T., and Wyllie-Echeverría, S., 1996. Natural and human-induced disturbance of seagrasses. *Environmental Conservation*, 23(1), 17-27.
doi: 10.1017/S0376892900038212
- Silva, R.; Mariño-Tapia, I.; Enriquez-Ortiz, C.; Mendoza-Baldwin, E.; Escalante-Mancera, E., and Wong-Muñoz, P., 2006. Monitoring shoreline changes at Cancun beach, Mexico: effects of Hurricane Wilma. In: McKee, J. (ed.), *Proceedings of the 30th Conference on Coastal Engineering* (San Diego, California), pp. 3491-3503.
doi: 10.1142/9789812709554_0294
- Silva, R.; Mendoza-Baldwin, E.; Escalante-Mancera, E.; Mariño-Tapia, I., and Ruiz-Rentería, F., 2009. Oleaje inducido por el huracán Wilma en Puerto Morelos, Quintana Roo, México. *Ingeniería Hidráulica en México*, 24(2), 93-109.
- Silva, R.; Ruiz, G.; Mariño-Tapia, I.; Posada, G.; Mendoza, E., and Escalante, E., 2012. Manmade vulnerability of the Cancun beach system: the case of hurricane Wilma. *CLEAN—Soil, Air, Water*, 40(9), 911-919.
doi: 10.1002/clen.201100677
- Silva, R.; Martínez, M.L.; Hesp, P.A.; Catalan, P.; Osorio, A.F.; Martell, R.; Fossati, M.; Miot da Silva, G.; Mariño-Tapia, I.; Pereira, P.; Cienfuegos, R.; Klein, A., and Govaere, G., 2014. Present and future challenges of coastal erosion in Latin America. In: Silva, R. and Strusinska-Correja, A. (eds.), *Coastal Erosion and Management along Developing Coasts: Selected Cases. Journal of Coastal Research*, Special Issue, No. 71, pp. 1-16.
doi: 10.2112/SI71-001.1
- Smith, T.J.; Anderson, G.H.; Balentine, K.; Tiling, G.; Ward, G.A., and Whelan, K.R.T., 2009a. Cumulative impacts of hurricanes on florida mangrove ecosystems: sediment deposition, storm surges and vegetation. *Wetland*, 29(1), 24-34.
- Soulsby, R., 1997. Dynamics of marine sands: a manual for practical applications. London, UK: Thomas Telford Publications, 249p.
- Souza, A.J.; Dickey, T.D., and Chang, G.C., 2001. Modeling water column structure and suspended particulate matter on the Middle Atlantic continental shelf during the passages of Hurricane Edouard and Hortense. *Journal of Marine Research*, 59, 1021-1045.
doi: 10.1357/00222400160497751
- Stewart, R.H., 2008. Introduction to physical oceanography. Texas, USA: Department of Oceanography, Texas A&M University, 345p.

- Suanez, S., Cariolet, J. M., Cancouët, R., Arduin, F., & Delacourt, C. (2012). Dune recovery after storm erosion on a high-energy beach: Vougot Beach, Brittany (France). *Geomorphology*, 139, 16-33.
doi: 10.1016/j.geomorph.2011.10.014
- Svendsen, I.A., 1984. Mass flux and undertow in a surf zone. *Coastal Engineering*, 8(4), 347-365.
doi: 10.1016/0378-3839(84)90030-9
- Symonds, G.; Black, K., and Young, I.R., 1995. Wave-driven flow over shallow reefs. *Journal of Geophysical Research*, 100(C2), 2639-2648.
doi: 10.1029/94JC02736
- Taebi, S.; Lowe, R.J.; Pattiaratchi, C.B.; Ivey, G.N.; Symonds, G., and Brinkman, R., 2011. Nearshore circulation in a tropical fringing reef system. *Journal of Geophysical Research*, 116(C2).
doi: 10.1029/2010JC006439
- Thornton, E.B.; Humiston, R.T., and Birkemeier, W., 1996. Bar/trough generation on a natural beach. *Journal of Geophysical Research*, 101(C5), 12097–12110.
doi: 10.1029/96JC00209
- Tolman, H.L., 1991. A third-generation model for wind on slowly varying unsteady and inhomogeneous depths and currents. *Journal of physical oceanography*., 21, 782-797.
doi: 10.1175/1520-0485(1991)021<0782:ATGMFW>2.0.CO;2
- Trenberth, K. (2005). Uncertainty in hurricanes and global warming. *Science*, 308(5729), 1753-1754.
doi: 10.1126/science.1112551
- Trenberth, K.; Cheng, L.; Jacobs, P.; Zhang, Y., and Fasullo, J., 2018. Hurricane Harvey links to ocean heat content and climate change adaptation. *Earth's Future*, 6, 730–744. doi: 10.1029/2018EF000825
- Walker, L.R.; Lodge, D.J.; Brokaw, N.V.L., and Waide, R.B., 1991. An introduction to hurricanes in the Caribbean. *Biotropica*, 23(4), 313-316.
<https://www.jstor.org/stable/2388246>
- Walsh, K. J.; McBride, J. L.; Klotzbach, P. J.; Balachandran, S.; Camargo, S. J.; Holland, G.; Knutson T.R.; Kossin, J.P.; Lee T.; Sobel A., and Sugi, M., 2016. Tropical cyclones and climate change. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 7(1), 65-89.
doi: 10.1002/wcc.371

- WAMDI Group. Hasselmann, S.; Hasselmann, K.; Bauer, E.; Janssen, P.A.E.M.; Komen, G.J.; Bertotti, L.; Lionello, P.; Guillaume, A.; Cardone, V.C.; Greenwood, J.A.; Reistad, M.; Zambresky, L., and Ewing, J.A., 1988. The WAM model - a third generation ocean wave prediction model. *J. Phys. Oceanogr.*, 18, 1775-1810.
doi: 10.1175/1520-0485(1988)018<1775:TWMTGO>2.0.CO;2
- Wang, D.W.; Mitchell, D.A.; Teague, W.J.; Jarosz, E., and Hulbert, M.S., 2005. Extreme waves under hurricane Ivan. *Science*, 309(5736), 896-896.
doi: 10.1126/science.1112509
- Wang, C.; Wang, X.; Weisberg, R.H., and Black, M.L., 2017. Variability of tropical cyclone rapid intensification in the North Atlantic and its relationship with climate variations. *Climate Dynamics*, 1-19.
doi: 10.1007/s00382-017-3537-9
- Webster, P. J.; Holland, G. J.; Curry, J. A., and Chang, H. R., 2005. Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment. *Science*, 309(5742), 1844-1846.
doi: 10.1126/science.1116448
- White, F.M., 2008. Fluid Mechanics. *The McGraw-Hill Companies, Inc*, Sixth Edition, pp. 864.
- Whitham, G.B., 1974. Linear and nonhnear waves. *J. Wiley & Sons*, New York, pp. 636.
- Wilkinson, C. and Souter, D., 2008. Status of Caribbean coral reefs after bleaching and hurricanes in 2005. Townsville, Australia: Global Coral Reef Monitoring Network, and Reef and Rainforest Research Centre, 152p.
- Wolanski, E., 2001. Oceanographic processes of coral reefs: physical and biological links in the Great Barrier Reef. CRC Press, Boca Raton, FL
- Wurtsbaugh, W.A.,; Paerl, H.W., and Dodds, W.K., 2019. Nutrients, eutrophication and harmful algal blooms along the freshwater to marine continuum. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water*, 6(5), e1373.
doi: 10.1002/wat2.1373
- Yamano, H.; Kayanne, H.; Yonekura, N.; Nakamura, H., and Kudo, K., 1998. Water circulation in a fringing reef located in a monsoon area: Kabira Reef, Ishigaki Island, Southwest Japan. *Coral Reefs*, 17(1), 89-99.
doi: 10.1007/s003380050101
- Young, I. R., 1999. Wind generated ocean waves (Vol. 2). Oxford, UK: *Elsevier*, 287p.

Young, I.R., 2006. Directional spectra of hurricane wind waves. *Journal of Geophysical Research*, 111(C8).
doi: 10.1029/2006JC00354

Zawada, D.G., Piniak, G.A., Hearn, C.J., 2010. Topographic complexity and roughness of a tropical benthic seascape. *Geophysical Research Letters*, 37, L14604.
doi: 10.1029/2010GL043789

VIII. ANEXO

A. Tendencia de los huracanes

Existe mucha ambigüedad acerca del futuro comportamiento de los huracanes. Tras la fuerte temporada Atlántica en el año 2005, algunos autores señalaron a cambios en la tendencia de los huracanes, cambios en la actividad y cambios en la magnitud. Mientras unos autores presumían un aumento del número de huracanes por temporada (Webster *et al.*, 2005), otros dudaban de esa realidad (Trenberth *et al.*, 2005), y así se ha visto en el Caribe mexicano, donde la ausencia de huracanes durante algunos de los últimos años ha llamado la atención. Algunos autores concluyeron más tarde que el número de huracanes por temporada se iba reduciendo, pero ligados a una mayor intensidad (Bender *et al.*, 2010; Walsh *et al.*, 2016; Klotzbach *et al.*, 2015), confirmándose con observaciones de la altura de ola significativa entre otras variables (Komar *et al.*, 2008). Knutson *et al.*, (2010) estuvieron de acuerdo en la intensificación de los huracanes en las próximas décadas, pero sin una reducción en la frecuencia de huracanes. En Hoegh-Guldberg *et al.*, (2018) se contempla un aumento en el número de huracanes de las categorías más intensas. La intensificación ligada a calentamiento global llegará a un punto de saturación donde no podrán crecer más (Holland y Bruyère, 2014).

En el análisis de la información disponible de la NOAA, (2020) se observa una reducción en la última década del número de huracanes en el Caribe Mexicano respecto a la década anterior, siendo muy inferior la presencia de huracanes intensos (Tabla 8 y Tabla 9). En cambio, en todo el Caribe el número de huracanes totales se mantuvo en las 2 décadas comparadas. Las temporadas de huracanes en 2011 y 2017 en el Caribe fueron especialmente activas, con presencia de 3 huracanes muy intensos en ambos años (Tabla 9). La complejidad del estudio de huracanes reside en la cantidad de variables que influyen su formación. El aumento en la velocidad de intensificación de los huracanes asociada a cambio climático (Wang *et al.*, 2017), la posible relación entre la actividad de huracanes con los fenómenos climáticos del Niño y la Niña (Longshore, 2008), la relación entre las manchas solares y la intensidad de los huracanes (Elsner

y Jagger, *et al.*, 2008) o la relación entre el número de huracanes intensos y el ciclo de 11 años que está en fase con la temperatura del mar (Hodges y Elsner, 2011) son ejemplos de la variabilidad temporal de procesos que pueden influenciar el comportamiento de los huracanes.

Tabla 8. Número de huracanes en todo el Caribe (incluyendo el Caribe mexicano) y huracanes exclusivamente en el Caribe mexicano, durante el periodo 2000-2009. Entre paréntesis, número de huracanes mayores (categorías 3,4 y 5) en el momento de pasar por la región. Fuente: NOAA.

Año	En todo el Caribe	En el Caribe mexicano
2000	2 (1) Keith	1 (1) Keith
2001	2 (2) Iris, Michelle	2 (2) Iris, Michelle
2002	2 (2) Isidore, Lili	2 (2) Isidore, Lili
2003	1 (0)	1 (0)
2004	3 (2) Charley, Ivan	1 (1) Ivan
2005	5 (5) Beta, Dennis, Emily, Rita, Wilma	2 (2) Emily, Wilma
2006	1 (0)	0 (0)
2007	2 (2) Dean, Felix	1 (1) Dean
2008	5 (4) Gustav, Ike, Omar, Paloma	0 (0)
2009	1 (0)	1 (0)
Total	24 (18)	11 (9)

Tabla 9. Número de huracanes en todo el Caribe (incluyendo el Caribe mexicano) y huracanes exclusivamente en el Caribe mexicano, durante el periodo 2010-2019. Entre paréntesis, número de huracanes mayores (categorías 3,4 y 5) en el momento de pasar por la región. Fuente: NOAA.

Año	En todo el Caribe	En el Caribe mexicano
2010	4 (1) Earl	2 (0)
2011	3 (3) Irene, Ophelia, Rina	1 (1) Rina
2012	3 (1) Sandy	1 (0)
2013	0 (0)	0 (0)
2014	2 (1) Gonzalo	0 (0)
2015	2 (2) Danny, Joaquin	0 (0)
2016	3 (2) Matthew, Otto	1 (0)
2017	4 (3) Irma, Maria, Jose	1 (0)
2018	1 (1) Michael	1 (1) Michael
2019	2 (1) Dorian	0 (0)
Total	24 (15)	7 (2)

B. Beneficios y daños de los huracanes en el medio natural

La presencia de huracanes aporta grandes beneficios al medio ambiente, pero también grandes perjuicios. Entre los beneficios ligados a la actividad de los huracanes (Tabla 10), cabe destacar el aporte de lluvias y humedad en zona secas, el balance en la temperatura planetaria, el enfriamiento de aguas tropicales que reduce el blanqueamiento de corales (Manzello *et al.*, 2007; Lugo-Fernandez y Gravois, 2010), la movilización de sedimento de bahías a marismas que revitaliza el suministro de nutrientes (Wilkinson y Souter, 2008), oxigenación de masas de aguas que ayuda a combatir procesos de eutrofización, desaparición de vegetación vieja para dar paso a vegetación joven y esparcimiento de semillas para replantar zonas con menor vegetación.

Tabla 10. Efectos positivos y negativos relacionados con la presencia de huracanes.

Beneficios	Daños
<ul style="list-style-type: none">• Balance de temperatura planetaria	<ul style="list-style-type: none">• Vidas en riesgo
<ul style="list-style-type: none">• Desaparición de vegetación vieja	<ul style="list-style-type: none">• Daños en infraestructuras
<ul style="list-style-type: none">• Enfriamiento de aguas tropicales (combate el blanqueamiento de corales)	<ul style="list-style-type: none">• Daños en hábitats costeros (ej. playas, dunas, manglares, arrecifes)
<ul style="list-style-type: none">• Aporte de lluvias / Recarga fluvial	<ul style="list-style-type: none">• Desplomes ocasionados por fuertes lluvias
<ul style="list-style-type: none">• Esparcimiento de semillas	<ul style="list-style-type: none">• Actividades humanas afectadas
<ul style="list-style-type: none">• Oxigenación de aguas estancadas	<ul style="list-style-type: none">• Pérdidas económicas
<ul style="list-style-type: none">• Dispersión de sargazo y mareas rojas	<ul style="list-style-type: none">• Creación de <i>blooms</i> (exceso de nutrientes en recarga fluvial)

Los daños relacionados con la presencia de huracanes son numerosos (Tabla 10). Las fuertes condiciones atmosféricas y oceánicas durante el paso de un huracán ponen en riesgo vidas y puede causar importantes pérdidas económicas. Los daños a infraestructuras afectan las actividades humanas desde el punto de vista de seguridad, comunicación, transporte o salud, mientras que los daños al medio ambiente pueden alterar o destruir hábitats tales como playas, dunas, manglares, arrecifes o praderas de pastos (Mah y Stern., 1986; Short *et al.*, 1996; Sallenger., 2000; Silva *et al.*, 2006; Smith *et al.*, 2009; Rodriguez-Martinez *et al.*, 2010; Secaira, Reguero y Acevedo., 2017). Las fuertes lluvias que acompañan a los huracanes pueden ocasionar algunos de los daños más importantes mediante inundaciones, desbordar ríos, generar desplomes, acarrear todo lo que encuentren a su paso y tener implicaciones biológicas (Walker *et al.*, 1991). Precipitaciones intensas derivadas de huracanes han sido relacionadas con concentraciones altas de nutrientes, provocando hipoxia en el ambiente marino y un crecimiento de biomasa en algas. Descargas de ríos y submarinas debida a las lluvias presentes durante huracanes, ha sido relacionada a impactos biogeoquímicos. Estratificación vertical, hipoxia de agua en el fondo, incremento en la concentración de algas, desplazamiento de muchos organismos marinos y aumento de la mortalidad de peces (Paerl *et al.*, 2001; Hu, Muller-Karger, Swarenski, 2006). Ante un aumento en la frecuencia del número de huracanes o su intensidad, queda por conocer cómo pueden afectar estas descargas desde un punto ecológico, modificando cadenas tróficas de los ecosistemas en hábitats estuarinos y costeros. En lagos la remediación de eutrofización es lenta, entre meses y años, y una recuperación total es difícil de conseguir, mientras que en estuarios puede ser del orden de semanas (Wurtsbaugh, Paerl y Dodds, 2019).

C. Daños potenciales de los huracanes en la costa

La clasificación de huracanes de Saffir-Simpson sirve para orientar a la población ante impactos inminentes de huracanes acerca de los daños colaterales asociados a huracanes de distintas intensidades. En la actualidad existen 5 categorías de huracanes, pero en un futuro cercano es posible que exista la necesidad de incluir categorías superiores a medida que huracanes con nuevas características aparezcan (Kantha, 2006). La Tabla 11 describe los daños asociados a cada categoría de huracán.

Tabla 11. Daños potenciales en la escala de Saffir-Simpson (Longshore, 2008).

Categoría	Daños potenciales
1	Daños mínimos a árboles, cultivos, caída de línea eléctricas y daños en edificios (persianas rotas, antenas lastimadas y cercas dañadas)
2	El potencial de daño es a menudo moderado, con la peor parte de la furia del huracán a cargo de árboles, arbustos, cultivos, señales de tráfico y semáforos, pequeñas embarcaciones y cobertizos derribados. También es probable que se dañen algunas ventanas, techos y chimeneas.
3	Causan daños extensos a la propiedad, pueden arrancar de raíz árboles grandes, y derribar casas móviles, aviones pequeños y cabañas costeras.
4	Bajo tales condiciones, los techos de casas pequeñas, restaurantes, centros comerciales y complejos de condominios comienzan a ceder, se rompen en pedazos o se elevan en el aire prácticamente intactos. A lo largo de la costa, en puertos, calas, bahías y deltas fluviales, los mares furiosos astillan muelles, rompen muros de contención y encallan pequeñas embarcaciones (barcos de pesca, barcazas de petróleo, yates de recreo y cargueros costeros).
5	El potencial de daño en huracanes de esta intensidad es siempre catastrófico. Paisajes terrestres y urbanos son completamente reducidos a escombros en cuestión de horas.

Los huracanes se nombran en base a listados aprobados por la Organización Meteorológica Mundial (OMM). Dichas listas alternan nombres masculinos y femeninos. El uso de nombres en lugar de números debe facilitar el establecimiento de alertas y su mejor identificación por parte de la población en riesgo. La medida preventiva más efectiva es la evacuación. Aquellos nombres de huracanes devastadores son retirados de la lista.

D. Cálculo del esfuerzo cortante

El esfuerzo cortante de fondo es una medida de transporte potencial que pueden ejercer determinadas condiciones hidrodinámicas. A continuación, se presenta el procedimiento efectuado en esta investigación para la estimación del esfuerzo cortante de fondo debido a la acción conjunta del oleaje y las corrientes en el fondo, en nuestra zona de estudio durante el paso del huracán Wilma. El procedimiento sigue las indicaciones presentadas por Soulsby (1997). Los valores usados son valores recomendados para el cálculo en arena fina. La velocidad orbital del oleaje (U_w), el periodo pico (T_p) y los valores de la magnitud de las corrientes (U) se obtuvieron a partir de las modelaciones numéricas realizadas en la investigación.

Variables

$g= 9.81$	m/s^2	Gravedad
$\rho_s=2626$	kg/m^3	Densidad del grano de sedimento
$\rho =1023$	kg/m^3	Densidad del agua
$s= \rho_s / \rho$	kg/m^3	
$\nu=1.36e-6$	m^2/s	Viscosidad cinemática
$d=0.000181$	m	Diámetro del grano de sedimento
$k_s=2.5*d$	m	Rugosidad de Nikuradse
$z_0=k_s/30$	m	Longitud de rugosidad

Formulación

$$L = \frac{g T_p^2}{2\pi} * \sqrt{\tanh \frac{4\pi^2 h}{T_p^2 g}}$$

m Longitud de onda (Eckart, 1952)

$$U_w = \frac{\pi H_s}{T_p \sinh\left(\frac{2\pi}{L} h\right)}$$

m/s Velocidad orbital de fondo

Esfuerzo cortante de fondo por corrientes promedio

$C_D=0.0025$ Coeficiente de arrastre

$$T_c = \rho C_D \bar{U}^2$$

N/m² Esfuerzo cortante de fondo por corrientes promedio

Esfuerzo cortante de fondo por oleaje

$$A = \frac{U_w T_p}{2\pi}$$

$$f_w = 1.39 \left(\frac{A}{z_0}\right)^{-0.52}$$

Factor de fricción por oleaje

$$T_w = \frac{1}{2} \rho f_w U_w^2$$

N/m² Esfuerzo cortante de fondo por oleaje

Esfuerzo cortante combinado de corrientes y oleaje

$$T_m = T_c \left(1 + \left(\frac{1}{2} \left(\frac{T_w}{|T_c| + T_w} \right)^{\frac{3}{2}} \right) \right)$$

N/m² Esfuerzo cortante promedio de oleaje y corrientes

$$T_{max} = \sqrt{T_m^2 + T_w^2}$$

N/m² Esfuerzo cortante máximo de oleaje y corrientes