



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO EN INGENIERÍA
INGENIERÍA CIVIL – INGENIERÍA DE COSTAS Y RÍOS

EVALUACIÓN DEL PELIGRO A LA INUNDACIÓN INDUCIDA POR EVENTOS
EXTREMOS DE TORMENTA EN EL NORTE DE LA PENÍNSULA DE YUCATÁN

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
DOCTOR EN INGENIERÍA

PRESENTA:
WILMER REY SÁNCHEZ

TUTORES PRINCIPALES
Dr. PAULO SALLES AFONSO DE ALMEIDA, INSTITUTO DE INGENIERÍA
Dr. ERNESTO TONATIUH MENDOZA PONCE, INSTITUTO DE INGENIERÍA

COMITÉ TUTOR
Dr. ADRIÁN PEDROZO ACUÑA, INSTITUTO DE INGENIERÍA
Dr. RAMÓN DOMÍNGUEZ MORA, INSTITUTO DE INGENIERÍA
Dr. MOISÉS MICHEL ROSENGAUS MOSHINSKY, CONSULTOR PRIVADO

Ciudad Universitaria, Cd.Mx.

JUNIO 2017

JURADO ASIGNADO:

Presidente: Dr. RAMÓN DOMÍNGUEZ MORA
Secretario: Dr. ADRIÁN PEDROZO ACUÑA
Vocal: Dr. PAULO SALLES AFONSO DE ALMEIDA
1^{er.} Suplente: Dr. ERNESTO TONATIUH MENDOZA PONCE
2^{d o.} Suplente: Dr. MOISÉS MICHEL ROSENGAUS MOSHINSKY

Lugar o lugares donde se realizó la tesis: Sisal, Yucatán, México y Miami, Florida, Estados Unidos.

TUTORES DE TESIS:

Dr. PAULO SALLES AFONSO DE ALMEIDA

FIRMA

Dr. ERNESTO TONATIUH MENDOZA PONCE

FIRMA

Resumen

Esta tesis doctoral estudia el peligro a la inundación por Nortes en Progreso y Sisal, Yucatán y por huracanes en los Estados de Yucatán y Campeche siguiendo dos metodologías diferentes.

Las inundaciones costeras en el norte de la Península están asociadas principalmente a eventos de marea de tormenta, generadas durante el paso de Nortes y huracanes. Para la evaluación del peligro a la inundación por Nortes, este estudio desarrolló un reanálisis del nivel del mar y corrientes de 30 años (1979-2008) y se consideró la contribución del incremento del nivel del mar inducido por oleaje (*set-up* del oleaje) y el papel que juega la fase de la marea astronómica. Para diagnosticar los mecanismos que controlan los niveles de agua, se implementó un análisis extremal del nivel del mar en Progreso para identificar los dos peores escenarios de inundación en términos del máximo residual de marea (Evento A) y máximo nivel del agua (Evento B).

Resultados numéricos para el puerto de Progreso sugieren que durante el Evento A, la contribución del *set-up* del oleaje fue de hasta 0.35 m en la costa y de 0.17m en el interior de la laguna de Chelem (la cual colinda con Progreso) mientras que estos valores son menores para el Evento B (0.30 m y 0.14 m, respectivamente). Además, resultados de experimentos numéricos variando la fase de la marea en el Evento A muestran que: (i) el *set-up* del oleaje es modulado por la fase de la marea y contribuye hasta 13.75% del máximo nivel del mar en la bocana de Chelem, (ii) el residual de marea es mayor durante la bajamar o durante marea vaciante (o descendente) mientras que es menor durante la pleamar o durante marea llenante (o ascendente), (iii) a pesar de las condiciones de micro-marea, la máxima inundación ocurre cuando el pico de la tormenta coincide con la marea alta.

Adicionalmente, se realizó una aplicación práctica del trabajo hecho para Nortes en el sentido de que se estimó el riesgo a la inundación para los eventos A y B en los puertos de Progreso y Sisal siguiendo la metodología del Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED). Los resultados sugieren que las pérdidas totales para los eventos A y B en Progreso se estiman en aproximadamente \$8,067,000 y \$6,371,000 pesos, respectivamente mientras que para Sisal fueron de \$1,512,000 y \$4,974,000 pesos, respectivamente.

Para huracanes, y en vista de que la metodología anterior subestima las mareas de tormenta generadas por huracanes, se implementó el modelo hidrodinámico *Sea Lake Overland Surges from Hurricanes* (SLOSH, desarrollado y ampliamente usado

por el *National Hurricane Center* de EEUU) en la Península de Yucatán. Más de 39,900 simulaciones con SLOSH fueron ejecutadas para representar escenarios de huracanes hipotéticos y estimar el potencial de marea de tormenta y la amenaza a la inundación asociada a cada escenario. Doce diferentes direcciones radiales y centradas en la península fueron seleccionadas para las simulaciones, elegidas con base en la climatología de la zona de estudio y cubriendo las posibles direcciones de movimiento. Para cada dirección se simularon entre 30 y 68 trayectorias paralelas, para cubrir las posibles aproximaciones de las tormentas hacia la costa de la península. Para cada trayectoria de tormenta, la categoría, velocidad de traslación, el radio máximo de vientos y la anomalía de marea fueron variados. Posteriormente, fue calculada la envolvente del máximo nivel del mar (*Maximum Envelope of Water-MEOW*) para cada dirección, con diferentes categorías y velocidades de traslación. De igual manera, se obtuvo la máxima de las envolventes del nivel del mar (es decir, los máximos de los MEOWs, o MOMs) para cada categoría de tormenta y nivel de marea astronómica (alta o baja). Los MOMs representan los peores escenarios de inundación por marea de tormenta a nivel regional.

Complementariamente, para cada MOM y teniendo en cuenta aspectos de vulnerabilidad socio-económica, se estimó el riesgo a la inundación por huracanes para los Estados de Yucatán y Campeche, como forma alterna a la metodología del CENAPRED, en función de los datos disponibles. Los resultados sugieren que las zonas de alto riesgo son aquellas áreas donde se encuentran los grupos de personas más vulnerables desde el punto de vista socio-económico y donde se producen los tirantes de agua (nivel del agua arriba del nivel del terreno) más grandes tales como Ciudad del Carmen, Ciudad Campeche y sus alrededores en el Estado de Campeche. Para el caso del Estado de Yucatán los poblados localizados al noroeste (Celestún) y este (El Cuyo) presentaron los mayores niveles de riesgo.

Las metodologías utilizadas en este estudio pueden ser aplicadas en otras zonas costeras de México y otras regiones, y pueden servir como herramientas para la toma de decisiones en lo que se refiere a la prevención, preparación y mitigación del peligro y el riesgo asociado, para hacer las costas menos vulnerables a la inundación y por ende, más resilientes.

Palabras claves: Marea de tormenta, *wave set-up*, peligro, vulnerabilidad, riesgo, ciclones tropicales, Nortes.

Abstract

This Ph.D. thesis studies the flood hazard induced by Nortes at Progreso and Sisal, Yucatan, and by tropical cyclones for the states of Yucatan and Campeche following two different methodologies.

Coastal flooding in the north part of the Yucatan Peninsula is mainly associated with storm surge events triggered by high-pressure cold fronts systems (locally known as Nortes) and tropical cyclones. To assess coastal flood hazards induced by Nortes, this study uses a thirty-year water level hindcast (1979-2008) and considers the contribution of wave setup and the role of tidal hydrodynamics. To diagnose the mechanisms controlling the water levels, the extreme sea level occurrence probability at Progreso port was performed to identify the two worst storms for this period, in terms of maximum residual tide (Event A), and maximum water level (Event B).

Numerical results for Progreso port suggest that during Event A, the wave setup contribution reaches 0.35 m at the coast and 0.17 m inside the back-barrier lagoon, while these values are smaller for Event B (0.30 m and 0.14m, respectively). Besides, numerical experiments varying the tidal phase for Event A show that: (i) the wave set-up is tidally modulated and contributes up to 13.75% to the extreme water levels at the Chelem inlet, (ii) the residual tide is larger (smaller) during near-low (high) or receding (rising) tide, and (iii) maximum flooding occurs when the storm peak coincides with rising or high tide, despite micro-tidal conditions.

Additionally, an assessment of flood risk induced by Nortes was carried out for events A and B for the towns of Progreso and Sisal, following the methodology from the National Prevention Disasters Center (CENAPRED for its acronym in Spanish). The results suggest that the economic losses for events A and B at Progreso were \$8,067,000 y \$6,371,000 Mexican pesos, respectively, while for Sisal these values were \$1,512,000 y \$4,974,000 Mexican pesos, respectively.

For tropical cyclones and since the previous methodology underestimates the hurricane storm surge, the Sea Lake Overland Surges from Hurricanes (SLOSH) hydrodynamic model was set-up for the Yucatan Peninsula. More than 39,900 SLOSH simulations were computed to represent hypothetical hurricane scenarios and to estimate the potential storm surge and inundation threat associated with each scenario. Twelve different radial directions (centered on the Peninsula) were selected, based on the climatology for the study zone and covering all possible direction of motion. For each direction, 30 to 68 parallel storm tracks were

implemented to cover the possible approximation paths for each direction. For each storm track, the storm intensity (category), forward speed, the radius of maximum winds, and tide anomaly were varied. Then, from each direction, the Maximum Envelope of Water (MEOW) for each storm category and forward speed were obtained. The Maximum of MEOWs (MOMs) was then computed for each category and astronomical tidal level (low or high). MOMs represent the near worst case storm surge flooding scenarios at a regional level.

Supplementary, for each MOM and taken into account socio-economic vulnerability aspects, the hurricane flood risk for the states of Yucatan and Campeche was estimated, as an alternative to the CENAPRED methodology, given that the information needed for the latter was not available for a regional scale. The obtained results suggest that zone with high risk are those with the most vulnerable groups from the socio-economic point of view and where the highest water depth are reached. This was the case for Ciudad del Carmen, Ciudad Campeche and its neighboring areas in the state of Campeche. In the case of Yucatan, the towns located at the Northwest (Celestun) and East (El Cuyo) of the state presented the highest risk values.

The two methodologies used in this study can be applied in other coastal zones of México and other regions and can be used as decision-making tools for prevention, preparedness and mitigation of the hazard and its associated risk, to make the coast less vulnerable to flooding, and thus more resilient.

Keywords: storm surge, wave set-up, hazard, vulnerability, risk, tropical cyclones, Central American cold surge.

Dedicatoria

A José Vitelmo Rey Lara e Inés Sánchez Castañeda.

Agradecimientos

A Dios por la vida y permitirme llegar hasta esta etapa, a la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), al Laboratorio de Ingeniería y Procesos Costeros (LIPC) del Instituto de Ingeniería de la UNAM y al Laboratorio Nacional de Resiliencia Costera en la Unidad Académica de Yucatán.

Al programa de becarios del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca asignada con número 308087 y a COLCIENCIAS por el apoyo brindado para el desarrollo de mi doctorado.

A la coordinación de estudios de Posgrado, en el marco del Programa de Movilidad Internacional de Estudiantes, a la coordinación del Posgrado en Ingeniería de la UNAM, FOBESII, CONACYT y COLCIENCIAS por el apoyo económico para realizar mi estancia en Miami.

A los apoyos otorgados de los proyectos CONACYT INFR-2014-01-225561, 252354 y 271544, así como al instituto de Ingeniería de la UNAM a través del proyecto interno 5341 “Implementación de estación de video monitorización para la obtención de indicadores de vulnerabilidad a la erosión”.

A DGAPA (proyecto PAPIIT 111916) por su apoyo parcial para la culminación de mi doctorado.

Agradezco a mis tutores, Dr. Paulo Salles Afonso de Almeida y al Dr. Ernesto Tonatiuh Mendoza Ponce por su voto de confianza, amistad y proveer los medios necesarios para llevar a cabo esta tesis doctoral.

Al personal académico y administrativo de la UNAM, Instituto de Ingeniería de la UNAM, especialmente a los investigadores: Alec Torres, José Lopéz, Christian Appendini, Bernardo Figueroa, Cecilia Enriquez y María Eugenia Allende por contribuir en mi formación académica. A Gonzalo Martín, Iván Moreno, Diana Medina y Lucila Correa por su amistad y colaboración en lo concerniente con sistemas de cómputo y en la realización de trámites administrativos a lo largo de este proceso.

A mi comité sinodal, Dr. Adrián Pedrozo, Dr. Ramón Domínguez, Dr. Moisés Michel Rosengaus, Dr. Paulo Salles, y Dr. Ernesto Tonatiuh Mendoza por la revisión de este documento de tesis.

A la Dra. Graciela Binimelis de Raga por su apoyo con el proyecto IAI-SGP-CRA2048: “Landfalling of Tropical Cyclones in the EPAC basin” y permitirme la

participación al curso de primavera sobre ciclones tropicales, en La Paz, Baja California, en el año de 2013.

Thanks to DHI Water & Environment for facilitating a student license of MIKE 21 SW and HD to assess the Central American cold surge flood hazard for Progreso and Sisal ports in Yucatan.

Thanks to Professor Keqi Zhang for the opportunity to develop part of my thesis at the International Hurricane Center of the Florida International University (FIU) as well as to Jamie Rhome from the National Hurricane Center (NHC) in Miami for providing me feasibilities to evaluate the hurricane flood hazard over the Yucatan Peninsula.

I also want to say thanks to Cody Fritz, Brian Zachry, Tarah Sharon, William Booth and Cristina Forbes from the NHC as well as Yi-Chen Teng and Yuepeng Li from FIU for their help to set up the SLOSH model in Yucatan. Finally, I want to say thanks to all the people I met in Miami and made my internship more pleasant, especially to Liping Wu, Weiming Xie, Gao Fen, Bai Yanping, José Castillo, Ms. Lilia, Erik Salna, Carolyn Robertson and Wendy Zepeda.

I thank Niels Van Kuik from Utrecht university for the reviewing and suggestions to enhance one of the two papers, published of this research.

A Maria Trinidad Ávila por su ayuda en la revisión del presente documento, trabajo de archivo en la búsqueda de afectaciones socio-económicas por huracnes históricos en Yucatán, por su amistad y cariño brindado a lo largo de esta etapa.

A la Sra. Georgina Ordoñez y Sra. Nieves Nuñez por su apoyo incondicional, hospitalidad y hacerme sentir parte de su familia.

A Pablo Ruiz Salcinez por su amistad, compañerismo, apoyo e invaluable sugerencias en el desarrollo de esta tesis.

A Jaime Lasheras por su amistad y colaboración en la implementación de métodos de identificación de Nortes.

A Miranda Donaji Valeria Martínez por su colaboración en la estimación del riesgo a la inundación por Nortes en Progreso y Sisal, así como a Miguel Angel Trejo por su colaboración en la estimación del riesgo a la inundación por ciclones tropicales

A Mercedes Rey, Omar Ávila y Alejandro Coral por su amistad, hospitalidad y apoyo recibido al inicio de este proceso.

A mi familia: José Vitelmo Rey Lara, Inés Sánchez Castañeda, Wilson, Euclides, Marisol, Francisney (Q.E.P.D) y Yeiner por su cariño apoyo incondicional durante

mi formación. A todas las personas que me brindaron su amistad y apoyo durante el desarrollo de este estudio: Mauricio Bravo, Martín Ezquivelzeta, Xani Malagon Edén Martínez, Rogelio Torres, David Gracia, David Balam, Leonardo Palemón, Elsa Hernández, José Carlos Pintado, Alejandro Paladio, Jesús Aragón, Alejandra Lira, Daniel Pastrana, Ariadna Sánchez, César Canul, Albero Zamora, Miguel Valencia, Miguel Domínguez, Alejandro Astorga, Enna López, Paola Espadas, Oswaldo Carrillo, Ana Ruíz, Mariana Gomez, Jorge Uuh, Luis Angel Gallegos y Pedro Reyes.

A todos los que hicieron posible la realización de esta etapa en mi vida.

Productos asociados al trabajo de tesis

(2017) Rey, W., Salles, P., Mendoza, E. T., Torres-Freyermuth, A. E., Appendini, C.M (en revisión). The role of tidal modulation in coastal flooding on a micro-tidal coast during Central American Cold Surge events. *Journal of Natural Hazards and Earth System Sciences*. Aceptado para discusión en línea.

(2017) Rey, W., Salles, P., Mendoza, E. T., Zhang, K., Fritz, C., Rhome, J., Teng, Y; Trejo-Rangel., M. A. Hurricane Flood Risk Assessment for the Yucatan and Campeche State Coastal Area. *Weather, climate and society*. En preparación.

(2016) Presentación oral titulada: Hurricane storm surge risk assessment for the Yucatan state coastal area. 32st Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology. San Juan, Puerto Rico.

(2016) Presentación oral titulada: Hurricane storm surge worst case scenario for Yucatan, Campeche and Tabasco states, Mexico. Segundo congreso Interamericano de cambio climático. Ciudad de México. Con este estudio se obtuvo el premio al tercer lugar como mejor trabajo para este congreso.

(2016) Presentación oral titulada: Flood risk assessment integrating socioeconomic vulnerability for Progreso. Segundo congreso Interamericano de cambio climático. Ciudad de México.

(2014) Presentación oral titulada: Storm surge modeling for the northern Yucatan Peninsula. 31st Conference on hurricanes and tropical meteorology. San Diego, California, U.S.A.

(2014) Presentación oral titulada: Evaluación del peligro a la inundación por Nortes en el poblado de Progreso, Yucatán, México. Reunión anual de la UGM. Puerto Vallarta, México.

Índice general

1	<i>Introducción</i>	1
1.1	Motivación	1
1.2	Definiciones	4
1.2.1	Peligro	4
1.2.2	Vulnerabilidad.....	4
1.2.3	Riesgo	6
1.3	Hipótesis	7
1.4	Objetivo general	7
1.4.1	Objetivos específicos.....	8
1.5	Aportaciones	8
1.5.1	Académicas	8
1.5.2	Ingenieriles	9
1.6	Área de Estudio	9
1.7	Organización de la tesis	13
2	<i>Marco Teórico</i>	15
2.1	Estado del Arte	15
2.1.1	Nortes.....	15
2.1.2	Ciclones Tropicales	19
2.2	Modelos numéricos	23
2.2.1	Formulación matemática del modelo HD del MIKE 21	23
2.2.2	Formulación matemática del modelo espectral de oleaje del MIKE 21	26
2.2.3	Formulación matemática para el modelo SLOSH.....	27
3	<i>Estudio de inundación por Nortes</i>	31
3.1	Metodología	31
3.1.1	Implementación de malla y condiciones de frontera para el modelo HD	31
3.1.2	Implementación de los modelos SW y HW	34
3.1.3	Bases de datos y escenarios simulados.....	34
3.1.4	Validación de los modelos HD y SW	40
3.1.5	Estimación del riesgo a la inundación para los eventos A y B, en Progreso y Sisal	41
3.2	Resultados y Discusiones	44

3.2.1	Caracterización de los eventos de Norte en Progreso	44
3.2.2	Evaluación del peligro a la inundación por Nortes en Progreso y Sisal...	47
3.2.3	Contribución de la marea de tormenta, el <i>set-up</i> del oleaje y descarga del acuífero de Yucatán a la inundación para los eventos A y B en Progreso	50
3.2.4	Áreas inundables en Progreso durante los eventos A y B.....	54
3.2.5	Efecto de la fase de la marea astronómica en el nivel total de agua en Progreso.....	55
3.2.6	Efecto de la fase de la marea astronómica en la marea residual y <i>set- up</i> del oleaje.....	58
3.2.7	Periodos de retorno de inundación.....	61
3.2.8	Riesgo a la inundación por los eventos A y B en Progreso	62
3.2.9	Riesgo a la inundación por los eventos A y B en Sisal.....	66
3.3	Conclusiones	67
4	<i>Estudio de inundación por ciclones tropicales.....</i>	70
4.1	Metodología.....	70
4.1.1	Caracterización del peligro	70
4.1.1.1	Validación del modelo SLOSH	78
4.1.1.2	Modelación de la inundación por el huracán Wilma en el sureste mexicano	79
4.1.2	Generación de base de datos de ciclones tropicales hipotéticos y método de estimación de MEOWs y MOMs.....	83
4.1.3	Estimación de la vulnerabilidad a la inundación por ciclones tropicales..	86
4.1.4	Estimación del riesgo	87
4.2	Resultados.....	89
4.2.1	Peligro a la inundación por ciclones tropicales en los Estados de Yucatán y de Campeche	89
4.2.2	Vulnerabilidad socio-económica para los Estados de Yucatán y de Campeche.....	95
4.2.3	Riesgo a la inundación por ciclones tropicales en los Estados de Yucatán y de Campeche.....	96
4.3	Discusiones.....	100
4.4	Conclusiones.....	107
5	<i>Conclusiones generales y líneas futuras de investigación.....</i>	108
6	<i>Referencias.....</i>	111

Índice de figuras

Figura 1. Área de estudio para la estimación de riesgo a la inundación por Nortes.	10
Figura 2. Zona de estudio para la evaluación del riesgo a la inundación por ciclones tropicales.....	11
Figura 3. Mallado computacional para el modelo acoplado y el hidrodinámico (malla 1).....	33
Figura 4. Mallado para correr el modelo de oleaje.	35
Figura 5. Datos de Boya NDBC 42001: magnitud y dirección del viento (10m sobre la superficie del mar) para eventos A (columna izquierda) y B (columna derecha).....	37
Figura 6. Panel superior: Forzantes de marea para los cuatro escenarios en Progreso para el Evento A (líneas punteadas); series de tiempo de TSSE en Progreso (líneas continuas que serán discutidas en la sección de resultados). Panel inferior: magnitud (líneas punteadas) y dirección (líneas continuas) en las cinco posiciones mostradas en la Figura 4.	39
Figura 7. Validación del modelo HD con mediciones del mareógrafo de Progreso (Yucatán). Validación para evento de Norte en 1979 (panel superior). Validación para evento de Norte en 1982 (panel inferior).	41
Figura 8. Validación del modelo SW y viento CFSR para el evento A. Altura de ola significativa (panel superior izquierdo). Periodo de ola pico (panel superior derecho). Magnitud de la velocidad del viento (panel inferior izquierdo). Dirección del viento (panel inferior derecho).	42
Figura 9. Histograma de frecuencias de las variables meteorológicas asociadas a los máximos anuales del residual de marea. Notaciones: magnitud (panel superior izquierdo) y dirección azimut (panel inferior derecho) del viento (a 10m sobre nmm). Presión reducida al nmm (panel superior derecho) y máximo anual del residual de marea (panel inferior izquierdo).	45
Figura 10. Parámetros característicos del evento A, el cual indujo el máximo residual de marea en Progreso del reanálisis de 30 años. Magnitud de la velocidad del viento en Progreso y residual de marea (panel superior). Presión reducida al nmm (panel intermedio). Temperatura máxima diaria y dirección (azimut) del viento en Mérida (panel inferior).....	46
Figura 11. Ajuste de los máximos anuales del residual de marea a la GEV en Progreso, usando la base de datos D1 mencionada en sección 3.1.3 . La curva sólida es el ajuste al residual de marea, los puntos son los 30 máximos anuales del residual de marea obtenidos con el modelo HD y las curvas discontinuas son los límites de confianza al 95%.	47

Figura 12. Ajuste de los niveles del mar en Progreso a la GEV, usando la base de datos D2 mencionada en sección 3.1.3 y la Configuración 4. La curva sólida es el ajuste del nivel del mar, los 30 puntos son los niveles del mar (obtenidos por medio del modelo HD) asociados al máximo anual del residual de marea y las curvas discontinuas son los límites de confianza al 95%.	49
Figura 13. Ajuste de los niveles del mar en Sisal a la GEV, utilizando la base de datos D2 mencionada en sección 3.1.3 y la Configuración 4. La curva sólida es el ajuste del nivel del mar, los 30 puntos son los niveles del mar (obtenidos por medio del modelo HD) asociados al máximo anual del residual de marea y las curvas discontinuas son los límites de confianza al 95%.	49
Figura 14. Valores máximos del esfuerzo del viento durante los eventos A (panel a) y B (panel b). Valores máximos de la altura de ola para los eventos A (panel c) y Evento B (panel d).	51
Figura 15. Contribuciones de la marea de tormenta y set-up de oleaje a la inundación por los eventos A y B en Progreso: Máxima marea de tormenta para el evento A (a). Máxima marea de tormenta para el evento B (b). Máximo set-up del oleaje para el Evento A (c). Máximo set-up del oleaje para el Evento B (d).	51
Figura 16. Contribución del wave set-up por la corriente de flujo y reflujos en la bocana de la laguna de Chelem. TSSE (panel superior), marea de tormenta y wave set-up del oleaje para t1 y t2. Componente de la velocidad V y altura de ola máxima (panel inferior) para t1 y t2. Para $0 < x < 1000$ m, el transecto se ubica dentro de la laguna.	54
Figura 17. Inundación máxima en Progreso durante los eventos A y B. Áreas inundables para el Evento A (a). Áreas inundables para el Evento B (b).	55
Figura 18. Mapas de inundaciones con el TSSE en Progreso bajo cuatro escenarios de marea para el Evento A: Máxima inundación para TS1(a). Máxima inundación para TS2 (b). Máxima inundación para TS3 (c). Máxima inundación para TS4 (d).	57
Figura 19. Modulación del residual de marea y set-up del oleaje por la marea astronómica. Panel superior: residual de marea y set-up del oleaje para los cuatro escenarios. Panel intermedio: magnitud de la velocidad del viento a 10m sobre nmm y Hs usados como forzantes del modelo HD. Panel inferior. TSSE (generado por el modelo HW) y la componente de la velocidad perpendicular (V) a la bocana de Chelem.	59
Figura 20. Evaluación del riesgo a la inundación durante Evento A en Progreso. Tirante de agua (panel superior). Vulnerabilidad (panel central). Riesgo (panel inferior).	63

Figura 21. Evaluación del riesgo a la inundación durante Evento B en Progreso. Tirante de agua (panel superior). Vulnerabilidad (panel central). Riesgo (panel inferior).	64
Figura 22. Evaluación del riesgo a la inundación durante Evento A en Sisal. Tirante de agua (panel superior). Vulnerabilidad (panel central). Riesgo (panel inferior).	66
Figura 23. Evaluación del riesgo a la inundación durante el Evento B en Sisal. Tirante de agua (panel superior). Vulnerabilidad (panel central). Riesgo (panel inferior).	67
Figura 24. Mallado de SLOSH para el este mexicano.....	72
Figura 25. Ejemplo de celdas marcadas con flujo de celda completa.....	73
Figura 26. Ejemplo de definición de corte (cut) en la zona de Río Lagartos, Yucatán.	74
Figura 27. Ejemplo de definición de de barreras en el mallado (valores en rojo)..	75
Figura 28. Mapa de clasificación de uso de suelo obtenido del NGCC.....	76
Figura 29. Validación del modelo SLOSH para el huracán Wilma. Los colores verde y rojo representan la marea de tormenta generada por los modelos MIKE 21 y SLOSH, respectivamente mientras que el color azul representa la predicción de marea astronómica. El sombreado azul corresponde al periodo del paso del huracán por la región.	79
Figura 30. Máxima inundación por marea de tormenta en la Península de Yucatán durante el paso del huracán Wilma.	80
Figura 31. Máxima inundación por marea de tormenta en el noreste de la Península de Yucatán durante el paso del huracán Wilma.	81
Figura 32. Lámina de agua acumulada durante el paso de Wilma de 08:00/18 Oct. 2005 a 08:00/25 Oct. 2005.....	82
Figura 33. Lámina de agua acumulada de las 8 am del 22 de Octubre de 2005 hasta las 8 am del 23 de Octubre a las 8 am de 2005 durante el paso de Wilma. ..	82
Figura 34. Direcciones de movimiento de los huracanes al impactar la Península.	83
Figura 35. Ejemplo de las 30 y 46 trayectorias paralelas en la dirección Este (1) y ESE (2), respectivamente.	84
Figura 36. Poblamiento del mallado SLOSH con datos topo-batimétricos.	90
Figura 37. Mapas de inundación (m) para MOMs por tormenta tropical a huracán categoría II. (a)-(b) MOM por tormentas tropicales en marea baja y alta, respectivamente. (c)-(d) MOM por huracanes categoría I en marea baja y alta, respectivamente. (e)-(f) MOM por huracanes categoría II en marea baja y alta, respectivamente.	93
Figura 38. Mapas de inundación (m) para MOMs por huracanes con categorías III a V. (a)-(b) MOM por huracanes categoría III en marea baja y alta, respectivamente. (c)-(d) MOM por huracanes categoría IV en marea baja y alta,	

respectivamente. (e)-(f) MOM por huracanes categoría V en marea baja y alta, respectivamente.....	94
Figura 39. Vulnerabilidad socio-económica “absoluta” para los Estados de Yucatán y Campeche.....	95
Figura 40. Vulnerabilidad socio-económica “relativa” para los Estados de Yucatán y de Campeche.....	96
Figura 41. Mapas de riesgo a la inundación para MOMs por tormenta tropical a huracán categoría II. (a)-(b) riesgo a la inundación para el MOM por tormentas tropicales en marea baja y alta, respectivamente. (c)-(d) riesgo a la inundación para el MOM por huracanes categoría I en marea baja y alta, respectivamente. (e)-(f) riesgo a la inundación para el MOM por huracanes categoría II en marea baja y alta, respectivamente.....	98
Figura 42. Mapas de riesgo a la inundación para MOMs por huracanes categoría III a V. (a)-(b) riesgo a la inundación para el MOM por huracanes categoría III en marea baja y alta, respectivamente. (c)-(d) riesgo a la inundación para el MOM por huracanes categoría IV en marea baja y alta, respectivamente. (e)-(f) riesgo a la inundación para el MOM por huracanes categoría V en marea baja y alta, respectivamente.....	99
Figura 43. Estragos del huracán Gilberto en Progreso (tomada del Diario de Yucatán, del 1 al 16 de septiembre de 1988).....	103
Figura 44. Estado de las vías terrestres y afectaciones sociales en Champotón, Campeche tras el paso del huracán Gilberto (tomada del Diario de Yucatán, del 1 al 16 de septiembre de 1988).....	104
Figura 45. Afectaciones económicas y sociales por el huracán Wilma en la isla de Holbox.....	104

Índice de cuadros

Tabla 1. Manzanas afectadas en Progreso en función de la fase de marea durante el Evento A.....	56
Tabla 2. Clasificación del uso de suelo para el sureste de México.	77
Tabla 3. Descripción del número de trayectorias para cada una de las direcciones de movimiento de ciclones tropicales hipotéticos.....	86
Tabla 4. Categorización del riesgo a la inundación	89
Tabla 5. Tamaño y porcentaje de áreas inundables para MOMs por ciclones con diferentes categorías y niveles de marea.....	91

Lista de acrónimos

CENAPRED	Centro Nacional de Prevención de Desastres
CFSR	Climate Forecast System Reanalysis
GoM	Golfo de México
INEGI	Instituto Nacional de Estadística y Geografía
NARR	North American Regional Reanalysis
NDBC	National Data Buoy Center
NHC	National Hurricane Center
NOAA	National Oceanographic and Atmospheric Administration
MEOM	Maximum Envelope of Water
MOM	Maximum of Maximum Envelope of Water
SLOSH	Sea Lake, Overland Surges from Hurricanes

1 Introducción

1.1 Motivación

Dada la ubicación geográfica de la Península de Yucatán, esta zona de la república se encuentra bajo amenaza al peligro inminente de inundación durante el paso de frentes fríos de alta presión comúnmente llamados en México “Nortes”, así como los ciclones tropicales. Durante el paso de estos fenómenos naturales por la Península, las perturbaciones de la presión atmosférica así como el esfuerzo del viento sobre la superficie del mar causan oleajes extremos y sobre-elevaciones del nivel del mar a lo largo de la costa. Además, la baja topografía de la región induce el aumento de la vulnerabilidad física del sistema costero, compuesta por sedimento no consolidado, arenas y limos vulnerables a la erosión por oleaje, corrientes y viento. A pesar de que ambos tipos de eventos se presentan y afectan la zona costera de toda la Península, la costa este (Quintana Roo) es más propensa a sufrir los embates de ciclones tropicales provenientes del mar Caribe, en tanto que las costas oeste y norte (Yucatán y Campeche) reciben de manera directa y frontal los embates de los Nortes. En efecto, la presencia de la extensa y somera plataforma continental enfrente de las costas de Yucatán y Campeche contribuye a la amplificación de la marea de tormenta generada por estos fenómenos, y al mismo tiempo disipa la energía del oleaje. En cambio, en la región sureste de la Península, debido a la rápida caída del talud continental que llega a profundidades de más de 400m (Coronado et al., 2007), durante el paso de los ciclones tropicales se experimenta un gran impacto por parte de las olas en la costa, pero no se alcanzan niveles de marea de tormenta tan significativos como ocurre en el norte y oeste de la Península; excepto en cuerpos semi-cerrados como la bahía de Chetumal en la cual, dependiendo de la trayectoria del huracán, tamaño, categoría y velocidad de traslación, se pueden generar sobre-elevaciones del mar que son capaces de causar inundaciones significativas.

A nivel regional (Golfo de México), varios ciclones tropicales han causado grandes pérdidas económicas y de vidas humanas. Por ejemplo, un huracán (sin nombre) golpeó a Galveston, Texas, en 1900, dejando como consecuencia la pérdida entre 6,000 y 12,000 vidas humanas (considerado como el desastre natural que más

muertes ha causado en la historia de los Estados Unidos) (Jelesniasnki et al., 1984). De igual manera, el huracán Katrina en 2005 produjo una marea de tormenta de 7.6 m alrededor de la bahía de Mississippi, dejando pérdidas mayores a 125 billones de dólares y más de 1836 víctimas (Lin et al., 2010).

En el Estado de Yucatán, los dos huracanes que causaron más daño fueron el huracán Gilberto en 1988 y el huracán Isidoro en 2002. Gilberto impactó la Península de Yucatán el 14 de septiembre de 1988 entrando por Quintana Roo (playa del Carmen) con categoría 5 y salió por Yucatán (puerto Progreso) con categoría 3 y siguió un curso relativamente rectilíneo, recobrando fuerza en el Golfo de México, para nuevamente impactar el territorio nacional en Tamaulipas con categoría 4. De acuerdo al Diario de Yucatán (ejemplares del 16 al 30 de septiembre de 1988), el informe oficial estimó las pérdidas ocasionadas por el huracán Gilberto en 242 mil millones (103 millones de dólares). Además, se calculó en 400,000 el número de damnificados y en 65,000 las viviendas destruidas en la península de Yucatán, además de 140 embarcaciones menores y 60 naves mayores destruidas y seriamente dañadas. Al menos para Progreso hubo un registro de 10 muertes durante el evento. Además hubo afectaciones importantes en el Caribe, en particular en República Dominicana (5 muertos), el sur de Haití (29 muertos), Jamaica (47 muertos) y Venezuela (9 muertos). Las afectaciones en Tamaulipas y Nuevo León fueron también importantes.

En cuanto al huracán Isidoro, hizo contacto el 22 de septiembre de 2002 en Telchac Puerto con categoría 3, pero debido a la presencia de un evento de Norte, el huracán se movió hacia el sureste de la Península (sierrita de Ticul) disminuyendo su intensidad a tormenta tropical. Luego se dirigió hacia el norte de la Península (pasando dos veces por Mérida) hasta alcanzar a Nueva Orleans como tormenta tropical (en los Estados Unidos). El Diario de Yucatán (22 al 30 de Septiembre de 2002) reporta 500,000 damnificados y 150, 000 casas destruidas, 50% de la infraestructura eléctrica dañada, la avicultura perdió 80% de su infraestructura, la producción de pollo un 60%, la producción de huevo un 50%. Además hubo un saldo total contabilizado de 70 personas desaparecidas y 11 muertos.

Por otro lado, el paso de los Nortes por la Península también puede causar pérdidas invaluable, como fue por ejemplo el caso del frente frío número 4 del 23 de octubre de 2007 que indujo fuertes inundaciones en la ciudad de Villahermosa (capital del Estado de Tabasco) y daños en estructuras marinas. Los montos por pérdidas totales debido este evento fueron evaluadas en 31.8 mil millones de pesos mexicanos (López-Méndez, 2009). Otro caso de inundación inducido por marea de tormenta de Norte se presentó a principios de diciembre de 2013 al norte del Estado de Yucatán, donde el poblado más damnificado, debido a la forma de la costa y a la

dirección del viento incidente, resultó ser Dzilam de Bravo, causando daño aproximadamente a 80 casas y a estructuras costeras (Cob-Chay et al., 2013).

En vista de lo anterior, es de fundamental importancia poder contar con datos, herramientas y metodologías para estimar el peligro, caracterizar la vulnerabilidad y evaluar el riesgo a inundaciones en las zonas costeras asociados eventos hidrometeorológicos. Además, el monitoreo, predicción y mitigación de la inundación en la costa norte de la Península son la base para el éxito de una estrategia de gestión. La falta de ello, aunado a los efectos de cambio climático, contribuyen al aumento del factor riesgo (White, 2004). Por otro lado, la implementación de sistemas de predicción y alerta temprana debe contar con bases de datos sólidas y de calidad, para forzar modelos hidrodinámicos que reproduzcan de forma anticipada la amenaza. A su vez, los modelos son una herramienta útil, cuyos resultados pueden servir para informar a los tomadores de decisiones, tanto del gobierno (local, estatal y federal) como de la industria privada y la sociedad en general, con el fin de plantear estrategias de conservación y de manejo.

Sin embargo, en México dichas bases de datos son escasas. Los estudios existentes acerca de la sobre-elevación del nivel del mar (Posada-Vanegas et al., 2011; Meza-Padilla et al., 2015) en la región se enfocan en la modelación de la marea de tormenta, sin estudiar sus efectos en la inundación tierra adentro, y el riesgo asociado.

Con el fin de contribuir al entendimiento de estos procesos y sus efectos en la costa, basado en el análisis y generación de datos, así como modelaciones numéricas, este estudio aborda por un lado, la caracterización del peligro (nivel del mar extraordinario) tanto para el caso de los Nortes como para el caso de los ciclones tropicales. Como se verá más adelante, debido a las diferencias de frecuencia de ambos tipos de eventos extremos, así como en la intensidad y periodo de retorno asociado, este estudio hace un análisis de forma separada para cada tipo de evento, utilizando metodologías distintas en cada caso. Por otro lado, se realizó un análisis de alta resolución de riesgo a inundación por Nortes para las localidades de Progreso y Sisal, siguiendo la metodología del CENAPRED, y para ciclones tropicales en los Estados de Yucatán y Campeche (baja resolución), siguiendo una metodología alterna.

Cabe señalar que la inundación debido a la precipitación también puede ser relevante en la zona costera durante el paso de los ciclones, lo cual no fue tomado en cuenta en este estudio, el cual se enfocó en los procesos y forzamientos de origen marino.

1.2 Definiciones

En la gestión de desastres por lo general se hace uso de una serie de conceptos como: riesgo, peligro, vulnerabilidad, exposición, susceptibilidad, resistencia, resiliencia, capacidad de reacción y de adaptabilidad (Merz et al., 2010), para los cuales no hay un consenso general en su definición (Gallopín, 2006; Cutter et al., 2008) y por lo tanto, se hace necesario especificar la terminología utilizada en esta investigación.

1.2.1 Peligro

Para el peligro a la inundación por Nortes se usó la definición de Merz et al. (2007), donde se concibe como la probabilidad de excedencia de un evento de inundación con consecuencias adversas que causan daño (Merz et al., 2010) en un área en particular y dentro de un periodo de tiempo específico. Sin embargo, para el caso de las inundaciones por huracanes hipotéticos, las cuales no tienen periodos de retorno asociados, se usó la definición de peligro por la Oficina de las Naciones Unidas para la Reducción del Riesgo a Desastres (UNISDR, 2009), quien lo concibe como un fenómeno o actividad humana que cause pérdidas de vidas, heridas o impactos a la salud, daños a las propiedades, disrupción social y económica o degradación del medio ambiente. El indicador que da una mayor idea de la intensidad de la inundación es el tirante de agua (Penning-Rowell et al., 1994; Wind et al., 1999) o nivel del agua sobre el nivel del terreno. En este sentido, a partir de diferentes eventos de inundación ajustados a una distribución de probabilidad, estos se pueden transformar en mapas de inundación (nivel del agua sobre nivel del terreno) con diferentes periodos de retorno (Chowdhury & Karim, 1996; Clark et al., 1998; Merz et al., 2007). Sin embargo, cuando no se tienen periodos de retorno asociados a las inundaciones, el tirante de agua se puede representar en un mapa, categorizándolo acorde a las dificultades que este provoca en las actividades que la población desarrolla en la vida diaria (Tingsanchali & Karim, 2005; Dinh et al., 2012). Un mapa de peligro por sí sólo no provee información sobre las consecuencias de la inundación sobre la sociedad o ambientes naturales (Merz et al., 2007). Para ello, se hace necesario combinarlo con un mapa de vulnerabilidad del sistema a ser afectado (Dinh et al., 2012) y así obtener una estimación del riesgo a la inundación.

1.2.2 Vulnerabilidad

Para la vulnerabilidad se ha utilizado la definición de Tingsanchali & Karim (2005) quienes la interpretan como la medida de la susceptibilidad intrínseca de un elemento expuesto a un potencial daño por un fenómeno natural. El elemento incluye población, actividades económicas, servicios públicos, ambientes naturales,

utilidades e infraestructura. Estos elementos experimentan durante la inundación consecuencias adversas de daño, heridas y muerte, estrés psicológico, pérdidas económicas, interrupción del tráfico y de los negocios, entre otros. Por ende, la magnitud de la afectación de una inundación sobre un área determinada no depende únicamente de las características del evento que genera el peligro sino también de la vulnerabilidad de los elementos expuestos en el área inundada; por lo tanto, áreas con mayores vulnerabilidades experimentan mayores daños para un mismo evento con misma intensidad y probabilidad de excedencia (Merz et al., 2007). La vulnerabilidad está compuesta por dos elementos: la exposición (potencial daño) y la susceptibilidad (pérdida). La exposición puede ser cuantificada por el número de elementos que tienen el potencial de ser dañados o afectados mientras que la susceptibilidad cuantifica el grado de daño del elemento (Merz et al., 2007). Además, la vulnerabilidad involucra varias dimensiones: físicas (características intrínsecas de la zona, como la topografía y la posición geográfica), sociales (nivel de educación, condiciones laborales, tipo de población que habita la zona de interés, niños, adultos mayores, personas con discapacidad para evacuación, analfabetos, sin beneficios de servicios de salud, sin comunicación y tecnologías de la información, sin medio de transporte para evacuar), económicas (pérdidas económicas debido a la afectación de los enseres o menaje que pudiese ser afectado o destruidos durante la inundación), y ambientales, las cuales determinan la susceptibilidad de cambio en el ambiente de un sistema. Por ejemplo, durante el paso de los ciclones tropicales se pueden romper las islas de barrera, lo cual conlleva a abrir canales de comunicación entre el mar y las ciénagas que usualmente tienen agua dulce, estos cambios bruscos implican cambios fuertes en la flora y fauna del entorno (Cutter et al., 2008; UNISDR, 2009; Merz et al., 2010). Además, la vulnerabilidad cultural e institucional también es importante de tomar en cuenta (Hernández-Aguilar, 2014). Al menos para las costas mexicanas existe información limitada sobre los tipos de vulnerabilidad anteriormente mencionadas por lo que, en la mayoría de los estudios se opta trabajar únicamente con los datos disponibles. Una vez que se conozca el peligro y la vulnerabilidad de un área propensa a ser inundada se puede estimar el riesgo asociado a cada unidad de tierra.

A pesar de que los desastres naturales ocurren en todo el mundo, su impacto en los países en vía de desarrollo es mayor debido a que en general su posición geográfica es altamente susceptible (vulnerabilidad natural) y debido a los diferentes tipos de vulnerabilidades económica, política y social en la que se encuentran, las cuales son el resultado de su desarrollo histórico (Alcántara-Ayala, 2002).

1.2.3 Riesgo

Una definición ampliamente usada para el riesgo a la inundación consiste en evaluarlo como el producto entre peligro y la vulnerabilidad (Plate, 2002; Bronstert, 2003; Tingsanchali & Karim, 2005; Dinh et al., 2012) o la probabilidad de que una inundación con cierto grado de intensidad que acarree daño ocurra en cierta área dentro de un periodo específico por lo que, el riesgo a la inundación es resultado de la interacción entre el peligro y la vulnerabilidad (Merz et al., 2007).

A nivel nacional, en México, el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED, Fuentes-Mariles et al. 2006), es una institución federal de gobierno que desarrolló una metodología para la estimación del riesgo a la inundación por marea de tormenta durante el paso de los ciclones tropicales. Este riesgo se calcula como el producto entre el valor de los bienes expuestos (C), el grado de vulnerabilidad (V) que es la propensión de estos sistemas a ser afectados por el evento (expresada como una probabilidad de daño o porcentaje de pérdida del menaje que se tendrían para los diferentes niveles de agua que puedan presentarse en las casas de una determinada localidad), y el peligro (P) o probabilidad de que se presente un evento de cierta intensidad tal que, pueda ocasionar daños en un sitio dado. Debido a que, tanto el peligro como la vulnerabilidad son adimensionales, las unidades del riesgo serán las de los bienes expuestos que, por lo general, están dadas en unidades monetarias. Sin embargo, de no quererse expresar el riesgo en unidades monetarias, se puede expresar como un índice de riesgo simplemente normalizando los datos de riesgo.

El incremento del riesgo a la inundación no es únicamente debido al incremento de la ocurrencia del peligro sino que también está ligada con la vulnerabilidad social, la cual a su vez se conecta con un incremento en la población, el establecimiento de casas habitacionales en lugares con alto grado de exposición al peligro (Komac et al., 2012). El ser humano no tiene control sobre el peligro pero sí sobre la vulnerabilidad por medio de la optimización de medidas de protección, las cuales se dividen en estructurales y no estructurales. Las estructurales son construcciones físicas usadas para reducir o evitar posibles impactos del peligro (UNISDR, 2009), tales como muros de contención, diques, terraplanes y espolones marinos (Dinh et al., 2012), los cuales reducen el riesgo en cierta extensión. Las medidas no estructurales no usan construcciones físicas, en su lugar se basan en conocimiento, prácticas o acuerdos para reducir el riesgo y sus efectos. Esto se logra através de la implementación de políticas, leyes, sensibilización pública, entrenamiento, educación (UNISDR, 2009), zonificación de áreas de riesgo, pronóstico (con base en datos estadísticos y modelación numérica que tiene en cuenta las leyes físicas que gobiernan la geofísica de los fluidos) e implementación de políticas

institucionales (Patro et al., 2009). De esta forma, disminuyendo la vulnerabilidad, se disminuye a la vez el riesgo. Sin embargo, las medidas estructurales no pueden eliminar completamente el riesgo dado que estas son construidas con base a eventos pasados de inundación. Por ende, cuando ocurren inundaciones más fuertes que las pasadas, dichas medidas pueden fallar (Plate, 2002; Patro et al., 2009). El fallo de los diques ha causado algunos de los peores desastres de inundación en el mundo, por ejemplo la inundación causada por el río Yangtze en China (Plate, 2002), el huracán Katrina en 2005 en las costas de Estados Unidos y la inundación por los ríos Mississippi y Missouri en 2011 (Cutter et al., 2013). Por ende, usualmente se optan por las medidas no estructurales dado que proveen herramientas útiles para el manejo de las inundaciones (Patro et al., 2009; Dinh et al., 2012).

1.3 Hipótesis

Las principales hipótesis de este proyecto son:

- a) Los procesos hidrodinámicos que ocurren en el interior de las lagunas costeras se deben tomar en cuenta para la correcta caracterización del peligro a la inundación en poblados costeros que yacen sobre islas de barrera.
- b) La contribución relativa de la sobre-elevación del mar por oleaje puede ser importante para la estimación del riesgo a la inundación en zonas costeras.
- c) Se puede implementar el modelo hidrodinámico SLOSH en México, como medio para implementar planes de mitigación ante la amenaza de inundación por ciclones tropicales.
- d) Se puede cuantificar el riesgo a la inundación por eventos de Norte en el noroeste de la Península de Yucatán y por ciclones tropicales en los Estados de Yucatán y Campeche, lo cual servirán como una herramienta confiable para la toma de decisiones encaminadas a prevenir y mitigar desastres relacionados con la inundación costera.

1.4 Objetivo general

En el presente estudio se planteó como objetivo general caracterizar el peligro y la vulnerabilidad, así como evaluar el riesgo a la inundación por eventos de Norte en los puertos de Progreso y Sisal (alta resolución) y por ciclones tropicales en la costa de los Estados de Yucatán y Campeche (baja resolución).

1.4.1 Objetivos específicos

- a) Modelar el nivel del mar extraordinario e inundación causado por Nortes en el Estado de Yucatán y la marea de tormenta causada por ciclones tropicales en la costa de los Estados Yucatán y Campeche.
- b) Evaluar la contribución de marea astronómica, marea de tormenta y el incremento del nivel del mar debido al oleaje (*wave set-up*) durante eventos de Norte en Progreso (Yucatán) así como la interacción que existe entre estas contribuciones.
- c) Obtener periodos de retorno de sobre-elevaciones del nivel del mar durante el paso de eventos de Norte en los puertos de Progreso y Sisal.
- d) Evaluar el riesgo de inundación por Nortes en los puertos de Progreso y Sisal y ciclones tropicales en los Estados de Yucatán y Campeche.

1.5 Aportaciones

1.5.1 Académicas

Este proyecto pretende contribuir en el entendimiento del peligro y del riesgo a la inundación de zonas costeras, y las aportaciones más significativas son:

- a) Para el caso del impacto de Nortes en la costa norte del Estado de Yucatán no existen estudios en los cuales se haya evaluado la inundación teniendo en cuenta contribuciones en conjunto por marea astronómica, marea de tormenta y la sobre-elevación del nivel del mar inducido por el oleaje (*wave set-up*) ni las interacciones entre estos procesos, los cuales modulan la intensidad y duración de las inundaciones. Los resultados ponen en evidencia la relativa importancia de la sobre-elevación inducida por oleaje (*wave set-up*), así como la importancia de considerar la fase de la marea astronómica para la evaluación del peligro por aumento del nivel del mar generado por eventos extremos.
- b) Aplicación de metodologías recientes. Es la primera vez que se implementa el modelo SLOSH en México, modelo utilizado por el *National Hurricane Center* (NHC) de la *National Oceanographic and Atmospheric Administration* (NOAA) de Estados Unidos para planes de mitigación y pronóstico de sobre-elevaciones del nivel del mar en la costa durante el paso de ciclones tropicales. Este estudio abre puertas para que, en un futuro, el código del modelo SLOSH sea liberado y se pueda implementar en las costas mexicanas, tanto en el Pacífico como el Golfo de México y Caribe, lo cual es de gran interés para el gobierno federal. Además, es la primera vez que se modela en la zona de estudio la inundación costera por eventos extremos de tormenta.

1.5.2 Ingenieriles

- a) A nivel práctico este trabajo evalúa el riesgo a la inundación por Nortes en dos puertos del noroeste del Estado de Yucatán, y por ciclones tropicales para los Estados de Yucatán y Campeche. Una vez conocido el riesgo se pueden dar elementos a los tomadores de decisiones para elaborar planes de protección y mitigación o adaptación de la zona costera para reducir la vulnerabilidad de la costa durante eventos de inundación y aumentar su resiliencia. Además, la metodología podrá extrapolarse fácilmente a otras zonas costeras del país u otros países tales como la región Caribe donde el NHC tiene planes de implementar el modelo SLOSH.
- b) Se resuelven incógnitas relacionadas con el riesgo a la inundación inducida por los ciclones tropicales en una zona donde estos no presentan una alta periodicidad y que, en este caso, se resuelve mediante el uso de ciclones tropicales hipotéticos; siendo una metodología válida y probada en los Estados Unidos.

1.6 Área de Estudio

Para la modelación del peligro a la inundación por tormentas severas se trabajaron dos zonas de estudio diferentes:

- El estudio sobre la inundación por Nortes se enfocó en la costa norte de la Península de Yucatán, en particular los puertos de Progreso y Sisal (Figura 1). Progreso fue seleccionado en vista de que es la ciudad costera más importante del Estado de Yucatán. A su vez, Sisal es una de las comunidades con mejor nivel de conservación de la franja costera, además de que en esa localidad se encuentra la Unidad Académica Yucatán de la UNAM, incluidos el LIPC, el Laboratorio Nacional de Resiliencia Costera y el Observatorio Costero del Sureste. Aunado a lo anterior, de acuerdo al censo realizado por el Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) en el año de 2010, los puertos de Progreso y Sisal cuentan con 53,958 y 1,837 habitantes, respectivamente.

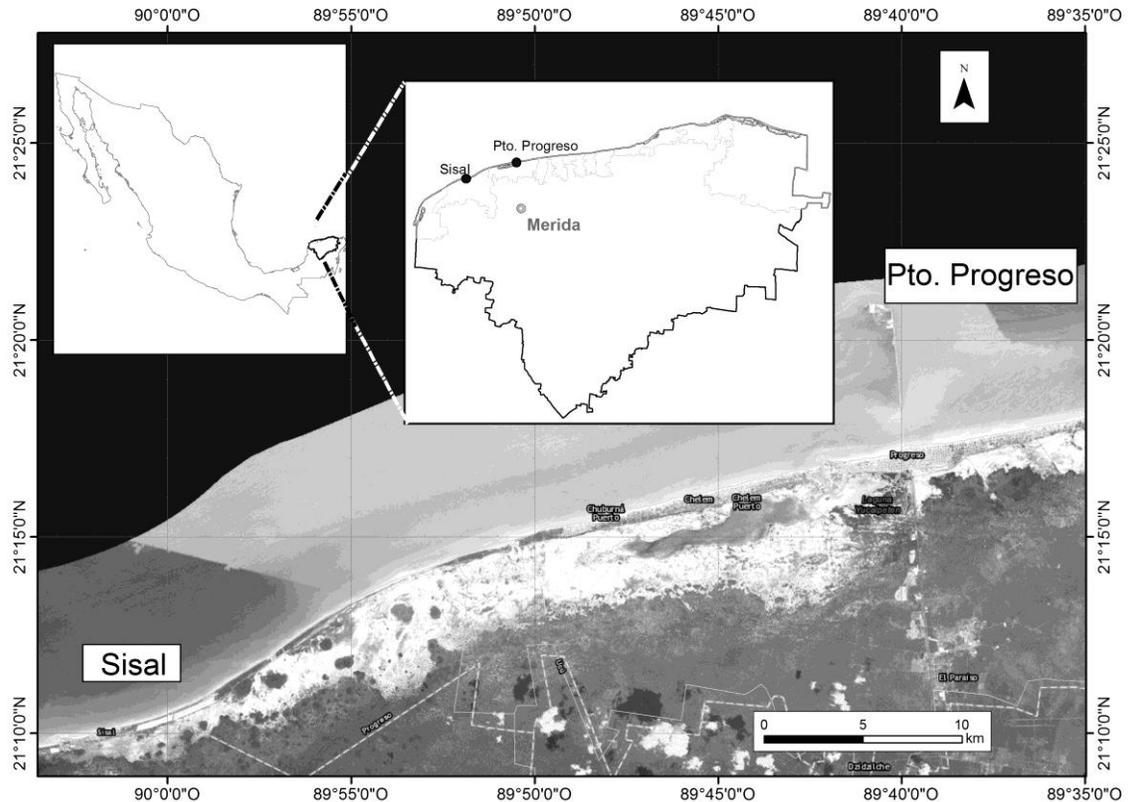


Figura 1. Área de estudio para la estimación de riesgo a la inundación por Nortes.

- El estudio sobre inundación por ciclones tropicales abarcó las costas de los Estados de Yucatán y Campeche (Figura 2), en vista de que en esas zonas se contó con información detallada sobre la topografía costera (modelos digitales del terreno basados en levantamientos LIDAR), lo cual es fundamental para una adecuada evaluación de la extensión de la inundación.

La Península Yucateca se caracteriza por una topografía muy baja. En la costa, con base en datos LIDAR recolectados en 2011 a lo largo del Estado de Yucatán, las alturas promedio para los puertos de Progreso y Sisal son de 1.65m y 1.78m, respectivamente (referenciados al Geoide Gravimétrico Mexicano-GGM06, cuya cota vertical se encuentra aproximadamente a 20 cm por abajo del nivel medio del mar). La altura promedio de la Península de Yucatán es de 10m, siendo la sierrita de Ticul, la región más alta con 150m, localizada a 70km del sur de la ciudad de Mérida (Stringfield & LeGrand, 1974). La costa norte de Yucatán es principalmente arena (en el 85% de su longitud) y el 57% está formada por islas de barrera, lagunas y humedales (CINVESTAV, 2007).

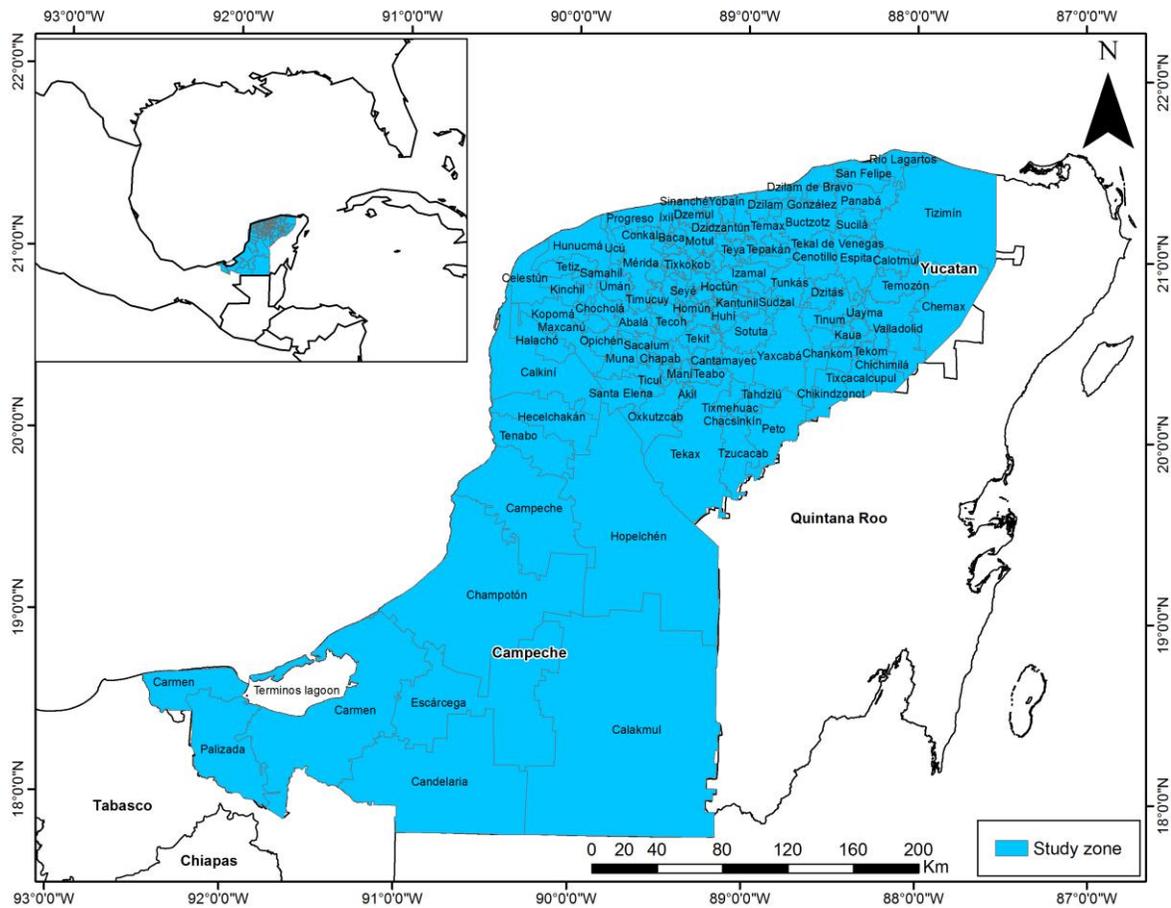


Figura 2. Zona de estudio para la evaluación del riesgo a la inundación por ciclones tropicales.

En términos de geología, la costa norte del Estado del Yucatán está confinada por una capa de roca caliche impermeable que, probablemente está en desarrollo por medio de un proceso de sedimentación y precipitación de material cementante que rellena los poros de esta capa confinante, la cual se encuentra sobre una capa de roca caliza más vieja, y se extiende a lo largo de la costa al margen de las ciénagas y lagunas costeras (Perry et al., 1989). La presencia de ^{14}C en el margen entre las ciénagas y la línea de costa apoya la hipótesis de que la cementación en esta localidad aún está en proceso (Bauer-Gottwein et al., 2011; Perry et al., 1989). En la parte marina, esta capa confinante se extiende a más de 3km, distancia en la cual se desintegra por la influencia de los organismos marinos (Perry et al., 1989). En esta área existen los manantiales submarinos, donde como consecuencia de que el agua en el acuífero confinado está sometida a una carga piezométrica mayor que la del nivel del mar, asciende por medio de fracturas del acuitardo.

En cuanto a la batimetría y disipación de energía, la plataforma continental del norte y este de la Península de Yucatán es muy extensa (hasta 250 km) y somera, con una pendiente promedio muy suave de 1/1000 (Enriquez et al., 2010) en la que la energía del oleaje es muy baja (Lankford, 1976) cerca de la costa, debido principalmente a la disipación por fricción de fondo a lo largo de la plataforma continental. En cambio, la presencia de esta plataforma somera modifica las ondas largas, transfiriendo energía a subarmónicos, y en particular, amplificando de manera no despreciable la marea de tormenta. De acuerdo al reanálisis de oleaje de 30 años de Appendini et al. (2013) para el Golfo de México (GoM) y el Caribe, la plataforma disipa el oleaje desde distancias de decenas de kilómetros de la costa. Esto junto con una marea mixta, con predominancia diurna, y un rango de 0.1m durante mareas muertas y de 0.8m durante mareas vivas (Cuevas-Jiménez & Euán-Ávila, 2009), confiere a la zona costera un bajo régimen de energía durante prácticamente todas las circunstancias (Salles et al., 2013), excepto en la parte este de la Península, donde la energía del oleaje cercano a la costa se incrementa debido a que el ancho de la plataforma disminuye, y por ende la disipación por fricción de fondo es menor (Appendini et al., 2012).

Por otro lado, Appendini et al. (2012) reportaron un transporte neto de sedimento hacia el oeste de la costa de Yucatán, cuyo rango varía entre 20,000 y 80,000 m³.año⁻¹, excepto al este de Holbox donde el transporte litoral se invierte. El transporte litoral dominante hacia el oeste sugiere una extrema sensibilidad de la línea de costa a la construcción de estructuras costeras, provocando zonas de acreción al este de dichas estructuras, y erosión al oeste, en caso de que no existan sistemas de bypass de arena que restablezca dicho flujo de arena.

El clima de la Península se caracteriza por tres estaciones: 1) cálido y seco (marzo-mayo), 2) temporada de lluvias (junio-octubre) y 3) temporada de invierno con lluvias cortas presentes ocasionalmente (noviembre-febrero) (Schmitter-Soto et al., 2002). Los vientos predominantes están asociados con brisas marinas y de tierra, del NE y SE, respectivamente, las cuales son más frecuentes e intensas durante la primavera (Torres-Freyermuth et al., 2014). Durante el invierno se presentan vientos fuertes del norte que interactúan con el aire marítimo tropical caribeño y provocan los "Nortes" (Schultz et al., 1998). La brisa marina en general se activa de las 1700 UTC a las 04 UTC y ocurre únicamente durante periodos de rachas de viento débil. La principal diferencia entre el flujo de viento inducido por la brisa marina y el de los Nortes es la duración (Reding, 1992), además de que la dirección de los vientos de Nortes provienen predominantemente del sector NO-NNE, invirtiendo durante su paso el transporte litoral de sedimentos. La precipitación anual varía entre los 444 mm a 1227.3 mm y se hace mayor de norte a sur y de oeste a este en el Estado de Yucatán (INEGI, 2002). Por lo tanto, los puertos de Progreso y Sisal se encuentran

en la zona más seca del Estado de Yucatán. La temperatura media anual para la Península es de 26.1 °C con un mínimo de 5 °C y un máximo de 42.5 °C (Schmitter-Soto et al., 2002).

En resumen, la Península de Yucatán es propensa a ser inundada debido a su posición geográfica y topografía, y a que es una región que sufre el frecuente embate de fenómenos meteorológicos de carácter extremo de latitudes medias (Nortes) en invierno (Rey et al., 2017), y por ciclones tropicales en verano y principio de otoño (Posada-Vanegas et al., 2011; Meza-Padilla et al., 2015; Rey et al., 2016). Además, la presencia de cuerpos de agua semi-cerrados (lagunas costeras, puertos, humedales), protegidos del mar parcialmente por islas de barrera someras, hace que las inundaciones puedan provenir tanto del mar (rebase de la duna costera, frecuentemente antropizada), como por aumento extraordinario del nivel de la superficie libre del agua en dichos cuerpos lagunares. Lo anterior le confiere a las costas de esta región una alta vulnerabilidad física a inundaciones.

1.7 Organización de la tesis

En el Capítulo 1 se describe la motivación para este trabajo, así como la definición de los conceptos de: peligro, vulnerabilidad y riesgo a la inundación en zonas costeras. De igual manera, se mencionan las limitantes que existen en México para evaluar el riesgo a la inundación en la costa. Además, se presentan las hipótesis, los objetivos generales y específicos, las aportaciones (tanto académicas como ingenieriles) y la descripción del área de estudio desde el punto de vista geográfico, topográfico, geológico, climático (viento, precipitación y temperatura) y oceanográfico (marea, oleaje, corrientes y transporte de sedimentos).

En el Capítulo 2 se realizó una revisión del estado del arte en relación con la caracterización e identificación de eventos de Norte, modelación de oleaje y de marea de tormenta. También se explican la modelación de campos de viento y de presión por ciclones tropicales, así como las formulaciones para los modelos hidrodinámicos y de oleaje utilizados en este estudio.

El Capítulo 3 se presenta la metodología, los resultados, discusiones y conclusiones del estudio del riesgo a la inundación por Nortes en los puertos de Progreso y Sisal. En la metodología se describe la identificación de eventos de Norte y la implementación de un reanálisis de 30 años del nivel del mar y corrientes, así como experimentos numéricos con el *set-up* del oleaje, la marea residual y la inundación en Progreso, variando la fase de la marea astronómica. Posteriormente, se explican los métodos de análisis extremal utilizados para la identificación de los dos eventos más extremos de inundación en Progreso; para los cuales se estimó el riesgo a la inundación con la metodología del CENAPRED. En la sección de resultados se

muestra la caracterización de los eventos de Norte en Progreso, el análisis extremal del nivel del mar, contribuciones de la marea de tormenta, el *set-up* del oleaje y de descargas del acuífero a la inundación en Progreso durante dos eventos de Norte. En las discusiones se presenta cómo la inundación en Progreso es modulada por la marea astronómica y el esfuerzo del viento local sobre la laguna de Chelem. Además, se discute sobre la modulación del residual de marea y el *set-up* del oleaje por la marea astronómica y también sobre cómo influye la contribución de la marea astronómica en la estimación de los periodos de retorno. También se muestran los resultados del riesgo a la inundación por dos eventos de Norte, tanto en Progreso como en Sisal. Finalmente, se concluye en lo concerniente con la modulación del *set-up* del oleaje, el residual de marea y la inundación en Progreso por la marea astronómica, así como del riesgo a la inundación por Nortes tanto para Progreso como para Sisal

El Capítulo 4 contiene la metodología, resultados, discusiones y conclusiones para el estudio de riesgo a la inundación por ciclones tropicales en los Estados de Yucatán y Campeche. En la metodología se describe la implementación y validación del modelo SLOSH en el sureste mexicano, la generación de los ciclones hipotéticos, y el cálculo de los MEOWs (*Maximum Envelope of Water*) y MOMs (*Maximum of MEOWs*). Posteriormente, se explica el método para la estimación del peligro, la vulnerabilidad y el riesgo a la inundación por ciclones en los Estados de Yucatán y de Campeche. En los resultados se presenta el poblamiento del mallado SLOSH con datos topo-batimétricos, el peligro, la vulnerabilidad y el riesgo a la inundación para cada categoría de huracán; tomando en cuenta dos niveles de marea, baja y alta. Al final del capítulo se presentan las discusiones y conclusiones.

El Capítulo 5 presenta las conclusiones generales de la tesis y líneas futuras de investigación.

2 Marco Teórico

En el presente capítulo se describe el estado del arte en cuanto a la caracterización e identificación de eventos de Norte, modelación de marea de tormenta, oleaje y *wave set-up* durante tormentas severas (Nortes y ciclones tropicales), así como la modelación de campos de viento y presión por ciclones tropicales.

2.1 Estado del Arte

Los ciclones tropicales ocurren durante los meses de verano e inicio del otoño (junio-octubre) y son los responsables de las peores inundaciones costeras en la Península de Yucatán. Sin embargo, son menos frecuentes en la costa norte (costa del Estado de Yucatán), la cual ha sido expuesta a unos 25 ciclones desde 1852 a 2002, equivalente a una ocurrencia promedio anual de tan sólo 0.16 eventos por año (Rosengaus-Moshinsky et al., 2002). De acuerdo a la NOAA (Historical Hurricane tracks: <https://coast.noaa.gov/hurricanes/>) se han presentado 32 huracanes de categoría 1 o mayor en un área de influencia con un radio de 100 millas náuticas (centrada en el centro de la costa norte de la península) de 1842 a 2016, lo cual equivale a una ocurrencia promedio anual de 0.18. Al realizarse el mismo ejercicio para Campeche, con un radio de influencia de 100 millas (centrado en Champotón) de 1842 a 2015 se han presentado 18 huracanes de categorías 1 o mayor, lo cual se traduce en un promedio anual de 0.1.

En cambio, la frecuencia anual de Nortes, los cuales se presentan a finales del otoño y en invierno (noviembre-marzo), es netamente mayor, reportándose un promedio anual de 16, para Nortes que cruzan la Península de Yucatán (Reding, 1992), y 24.5 para Nortes que entran al Golfo de México (Appendini, 2017). Estas diferencias indican que algunos Nortes se disipan en el GoM.

2.1.1 Nortes

En este estudio al igual que Reding (1992) y Schultz et al. (1997) se define a los eventos de Norte como el avance anticiclónico de una masa de aire frío originado en Norte América que penetra al menos hasta latitudes de 20 N. Son varios los esfuerzos realizados para determinar la frecuencia de los nortes en el golfo de

México (DiMego et al., 1976; Henry, 1979; Reding, 1992; Schultz et al., 1998). La frecuencia y penetración de los Nortes hacia el Ecuador están directamente relacionados con las características topográficas, posición, fuerza y amplitud de la circulación de latitudes medias (DiMego et al., 1976). Las características meteorológicas antes de la llegada de un Norte a la Península de Yucatán consisten en un cambio en la dirección del viento, incremento de la temperatura, descenso de la presión y un incremento de la humedad (Reding, 1992).

Reding (1992) con base en datos horarios de viento en superficie y en imágenes de satélite de la constelación GOES (en el espectro IR y visible), así como en estimaciones de precipitación a partir de datos igualmente satelitales, se valió de dos criterios para definir y determinar la frecuencia de los Nortes que pasaron por la Península de 1979 a 1990. Estos criterios consistieron en: a) el decremento de la temperatura máxima debía ser igual o mayor a 4°C dentro de 48 horas consecutivas en Mérida (capital del Estado de Yucatán) y b) los vientos sostenidos durante 24 horas debían ser del norte, es decir, provenientes de direcciones entre 300° y 30° azimut. En ese estudio se encontró que la duración de los Nortes es de 3 a 6 días pero pueden persistir hasta 13 días. La máxima penetración hacia el sur es hasta la latitud 7° N; en el 76% de los casos, los nortes penetran hasta 15°N y en el 26% de los casos penetraron hasta 10°N. Así mismo, se encontró que los Nortes generan entre el 70-90% de la precipitación en Centroamérica durante la temporada de invierno.

Schultz et al. (1998) siguieron la metodología de Reding (1992) para determinar la frecuencia de los Nortes empleando datos de radiosonda con una resolución temporal de 12 horas durante el invierno (octubre-marzo) de 1957 a 1989. Fueron identificados 363 eventos para el tiempo de estudio con una frecuencia media de 11 eventos por temporada de invierno.

López-Méndez (2009) definió a los eventos de Norte como aquellos fenómenos hidrometeorológicos que se caracterizaron por tener una presión reducida al nivel del mar (prnm) mayor a 1020 hPa en el punto con coordenadas 30°N y 100°W y que, simultáneamente tenga vientos asociados con una magnitud superior a 12 m/s en el punto 20°N y 93.75°W, que ocurra entre los meses de septiembre a abril. Sin embargo, para dicho estudio no se reportó una frecuencia anual de eventos de Norte. Por otro lado, uno de los índices de identificación de Nortes más recientes es el de Hernández-Lasheras (2015), el cual se expone a continuación:

$$\frac{PSAN-PMER}{1013} (WS_{42055}) \quad (1)$$

donde $PSAN$ es la presión atmosférica (P_a) en San Antonio (Texas) y $PMER$ es la P_a en Mérida, WS_{42055} es el módulo de la velocidad del viento en la boya 42055 del *National Data Buoy Center* (NDBC) de la NOAA; se eligió esta boya debido a que es la más cercana al istmo de Tehuantepec, donde los vientos inducidos por eventos de Norte tienden a intensificarse (Schultz et al., 1997). Una de las ventajas de este índice es que utiliza datos de viento y presión observados y no se limita al uso de datos de reanálisis. Cuando el índice da un resultado mayor o igual a 5 se considera que el evento es un Norte. Con esta metodología se identificaron 636 eventos usando la base de datos del Climate Forecast System Reanalysis (CFSR) de 1979 a 2005, equivalente a 24.5 eventos por año (Appendini, 2017). De acuerdo a Appendini (2017), este valor mayor se debe a que con este método se identifican los Nortes que se generan en Norteamérica siendo que no todos cruzan el Golfo de México y Mar Caribe.

La costa norte de la Península de Yucatán es la primera en interactuar con los Nortes luego de que estos han atravesado el Golfo de México, en donde la magnitud de los vientos en superficie alcanza velocidades de hasta $30 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ acorde a mediciones en estaciones de la NDBC localizadas en el Golfo de México y observaciones de Schultz et al. (1997). El esfuerzo del viento sobre la superficie del mar, el *fetch* (longitud rectilínea máxima de una gran masa de agua superficial que es uniformemente afectada en dirección y fuerza por el viento) y la duración de estos eventos genera oleaje extraordinario que se propaga hacia el sur del GoM junto con apilamientos de agua o sobre-elevaciones del nivel del mar conocida como marea de tormenta (*storm surge*) o marejada ciclónica (usados por algunos autores cuando el fenómeno que la genera es un ciclón tropical) en la costa norte de la Península. La marea de tormenta es la sobre-elevación del nivel del mar en la costa por arriba de la marea astronómica predicha (NCH, 2014) y es inducida por el esfuerzo del viento sobre la superficie del mar y las perturbaciones de la presión atmosférica (Lin & Chavas, 2012). Debido a que el efecto de la presión es relativamente pequeño, aproximadamente por cada descenso de 1mb hay un incremento del nivel del mar de 1cm (Massey et al., 2007), la marea de tormenta se debe básicamente a los esfuerzos del viento, especialmente en aguas someras de zonas costeras (Flather, 2001). Dependiendo de la forma de la cuenca (cóncava o convexa), de la dirección de incidencia de los vientos y del fondo marino, se generará una mayor o menor marea de tormenta. La marea de tormenta tiene un periodo de horas, y rara vez va más allá de 2 o 3 ciclos para una tormenta, y tiene una longitud de onda de decenas de millas. Por ende, en zonas topográficamente bajas la marea de tormenta puede penetrar hasta muchas millas dentro del continente (Harris, 1956).

Adicionalmente, variaciones estacionales del nivel del mar en el Golfo de México, gradientes de presión inducidos por corrientes, y la componente anual de la marea

astronómica son otros factores (Zavala-Hidalgo et al., 2003) que pueden causar un incremento del nivel del mar, con máximos en esta región para los meses de septiembre-octubre.

De acuerdo a Merz et al. (2007) el peligro a la inundación depende de muchos factores tales como: el tirante de agua, la velocidad de flujo, la duración de la sobre-elevación del mar, la velocidad a la que el nivel del agua se incrementa y frecuencia de la inundación. Para zonas de baja topografía como la costa en la Península, el tirante de agua máximo durante un evento de tormenta se considera como el factor más importante a tener en cuenta para determinar el peligro a la inundación (Dinh et al., 2012). Sin embargo, el incremento del nivel medio del mar por efecto del de las olas (*wave set-up*) puede ser importante para la estimación de niveles extremos del mar durante el paso de Nortes. Cuando las olas rompen en la zona de *surf* o zona de resaca, que va de la línea de costa al punto más lejano (hacia el mar) de la zona de rompientes, una fracción significativa de su energía es liberada, convirtiendo energía cinética debido al movimiento de las olas a energía potencial y por ende, se genera un gradiente de presión de superficie del agua para balancear la componente (perpendicular a la costa) del flujo de *momentum* debido a la presencia de olas (Dorrestein, 1961; Longuet-Higgins & Stewart, 1963). Como consecuencia de este fenómeno, se genera un incremento del nivel del mar y corrientes a lo largo de la costa. Además, el *set-up del oleaje* contribuye en el aumento de la superficie del agua de las lagunas costeras (Smith et al., 2000; Dodet et al., 2013). Cuando se presentan bocanas o entradas de puertos, como es el caso del norte de la costa de Yucatán, y en particular Progreso, estos procesos juegan un papel muy importante dado que modifican la hidrodinámica y morfodinámica de las bocanas (regularmente forzadas únicamente por la marea astronómica y aportes del acuífero confinado de Yucatán a través de los ojos de agua).

Dado que la rotura de la ola depende de la profundidad, tanto la aceleración inducida por la rotura del oleaje, así como el aumento del nivel del mar inducido por el oleaje (*wave set-up*) son modulados por la marea (Olabarrieta et al., 2011). Debido al costo computacional y dado que la contribución del *set-up del oleaje* no es tan significativo como sí lo es la marea de tormenta en la inundación de zonas costeras, usualmente dicha aportación se desprecia, especialmente en pronóstico de marea de tormenta inducida por los ciclones tropicales, donde se necesitan resultados de simulaciones en tiempos cortos (casi tiempo real) para preparar planes de evacuación. Empero, en aguas abiertas tales como la costa del pacífico mexicano, el oleaje por viento (*sea*) y mar de fondo (*swell*) con períodos mayores a 12 segundos puede generar un *set-up* con amplitudes comparables a las de la marea de tormenta y causar daños considerables en la zona costera. No obstante, dada su corta longitud de onda no pueden penetrar extensiones significativas hacia el continente (Harris,

1956). Lin et al. (2012) simularon un conjunto de 210 eventos extremos de huracán con el modelo ADCIR acoplado con el modelo de oleaje SWAN y encontró que el *set-up* del oleaje fue menos del 1.5% de la marea de tormenta para cuatro sitios alrededor del puerto de Nueva York. La poca contribución por el *set-up* del oleaje fue atribuida a que las olas grandes rompieron antes de entrar al puerto, y porque la rotura de olas en aguas someras pudo no haber sido capturada adecuadamente por los modelos. Además, encontraron que el tiempo de cómputo con el modelo acoplado tardó 10 veces más que ejecutando el modelo desacoplado. Para la costa de Yucatán, los estudios de peligro a la inundación no han tomado en cuenta la contribución del *set-up* del oleaje; ésta es la primera investigación que valora su relativa importancia y contribución a la inundación costera durante el paso de eventos de Norte.

Durante eventos de Norte se producen inundaciones de zonas bajas de la costa norte de la Península y erosión de playas arenosas, pero dadas las características de la costa de Yucatán la inundación representa una mayor amenaza que la erosión durante los eventos de tormenta (Mendoza et al., 2013). Además, durante los Nortes se afectan las actividades portuarias y actividades relacionadas con la industria del petróleo en el Golfo de México, lo cual conlleva a pérdidas tanto socio-económicas como ambientales.

Tradicionalmente, los estudios enfocados en evaluar el peligro a la inundación se hacen con base en datos históricos o sintéticos de inundación (Lin et al., 2010). Existen reanálisis de datos de viento y de presión como el *North American Regional Reanalysis*- NARR (Mesinger et al., 2006) y el CFSR (Saha et al., 2010) que sirven para forzar modelos hidrodinámicos con los cuales se pueden generar reanálisis del nivel del mar. Sin embargo, dicha metodología sólo es adecuada para el caso de Nortes, en vista de que los campos de vientos durante tormentas severas (ciclones tropicales) son subestimados en las bases de datos de los reanálisis (Swail & Cox, 2000) y por ende, el modelo hidrodinámico también tiende a subestimar el nivel del mar.

2.1.2 Ciclones Tropicales

En vista de la subestimación de los campos de vientos mencionados anteriormente, fueron creados alternativamente modelos paramétricos de viento de huracanes (Holland, 1980; Jelesnianski et al., 1992; Emanuel, 2004; Holland et al., 2010; Emanuel & Rotunno, 2011; Chavas et al., 2015), los cuales con base en las características del ciclón tropical (velocidad máxima de viento, radio máximo de viento, presión central y ambiental o isobara de presión más externa al centro del huracán) reproducen de forma aproximada el campo de vientos a nivel gradiente o

geostrófico (viento con equilibrio de fuerzas). Las características de un ciclón tropical pueden ser estimadas de bases de datos de viento tales como los “*h*wind*” (Powell et al., 1998), los “*best track*” (Jarvinen et al., 1984), de pronóstico (Kurihara et al., 1998), de estadísticos (Vickery et al., 2000), de modelos estadísticos/deterministas (Emanuel et al., 2006; Emanuel et al., 2008) y de ciclones hipotéticos (Zachry et al., 2015).

El modelo paramétrico de vientos con el que se calcula el campos de vientos para el modelo hidrodinámico SLOSH (Jelesnianski et al., 1992) fue utilizado por Lin et al. (2010) para generar campos de vientos de huracanes sintéticos (Emanuel et al., 2006). Estos fueron usados como forzantes en el modelo hidrodinámico SLOSH, con el cual se generó marea de tormenta sintética a la que se le asignó una probabilidad de ocurrencia. Con base en esto, se realizó un análisis extremal de marea de tormenta por huracanes para la ciudad de Nueva York.

Lin & Chavas (2012) evaluaron la respuesta de la intensidad del viento y de la marea de tormenta al usar campos de vientos generados a partir de diversos modelos paramétricos de viento (Holland, 1980; Emanuel, 2004; Jelesnianski et al., 1992; Emanuel & Rotunno, 2011) y concluyeron que entre los modelos paramétricos utilizados, el modelo de Emanuel & Rotunno (2011) es el que tiene una mayor probabilidad (en comparación con otros modelos) de dar mejores estimaciones en el campo de viento de un ciclón tropical y por ende, de la marea de tormenta asociada. A pesar de que a partir del perfil radial de viento del huracán se extrae el perfil radial de presiones de un ciclón, Lin & Chavas (2012) por simplicidad usaron el modelo de Holland (1980) para calcular el perfil radial de presiones asociado a todos los perfiles radiales de viento generados con diferentes modelos paramétricos. Esta puede ser una solución muy pragmática, aunque los meteorólogos no suelen estar de acuerdo con ello, dado que la física que describe a cada modelo de vientos es diferente. Sin embargo, debido a que el efecto de la presión es relativamente pequeño (Massey et al., 2007) en la generación de la marea de tormenta (Flather, 2001), el método de estimación del perfil radial de presiones por Lin & Chavas (2012) parece ser justificable. Al momento aún no existe certidumbre en escoger cuál modelo paramétrico de vientos es el mejor dado que, mientras unos funcionan mejor para ciertas características específicas del huracán, otros modelos funcionan mejor para otras.

En estudios más recientes (Chavas et al., 2015) se han combinado la física de dos modelos paramétricos tomando como base el perfil radial de viento dado que, mientras unos modelos reproducen con mayor exactitud el radio máximo de viento cerca al ojo del huracán (Emanuel & Rotunno, 2011), otros lo hacen mejor lejos del ojo del huracán (Emanuel, 2004). En general todos estos modelos, en cierta forma,

reproducen los campos de viento de un ciclón con cierta aproximación mientras tengan forma de círculo; de allí que cuando el ciclón tiene una forma diferente se presentan ciertas dificultades, independientemente del modelo paramétrico que se use para generar el campo de viento. Con el ánimo de corregir en cierto grado estos inconvenientes, el campo de vientos puede ser estimado como la suma de dos componentes (Lin & Chavas, 2012): la axi-simétrica asociada al vórtice de la tormenta (*axisymmetric component of the storm vortex, SV*) y la axialmente asimétrica en superficie, de fondo ambiental (*Surface Background Wind, SBW*). La componente SV en el hemisferio norte gira en sentido antihorario. Por ende, la componente SBW induce una asimetría del ciclón al ejercer una fuerza hacia adelante lo cual implica que, la velocidad del campo de viento aumente en los cuadrantes de la derecha (I y IV, en el hemisferio norte) y disminuya en los cuadrantes de la izquierda (II y III).

Para algunas aplicaciones se ha asumido que SBW tiene aproximadamente la misma dirección (β) en la superficie que en la tropósfera libre, pero reducida en magnitud por un factor α : 0-0.5 para Jelesnianski et al. (1992) en el modelo SLOSH; 0.6 para Emanuel et al. (2006) y 0.5 para Lin et al. (2012). Sin embargo, en otras aplicaciones, la velocidad de traslación (en altura de viento gradiente) ha sido añadida al campo de vientos en superficie (a 10m), sin tener en cuenta el factor de reducción (Powell et al., 2005; Vickery et al., 2009).

Lin & Chavas (2012) realizaron un análisis de sensibilidad del campo de vientos y marea de tormenta (usando el modelo paramétrico de vientos de Emanuel & Rotunno, 2011) a cambios en los valores de α (entre 0.5 y 0.6) y β (entre 15° y 22°) (tomando como referencia $\alpha = 0.55$ y $\beta = 20$) para dos sitios diferentes, Ciudad de Nueva York y Tampa, Florida. Se encontró que variando α (de 0.55 a 0.6) se incrementa la magnitud del viento y marea de tormenta hasta en 0.65% y 1.9% respectivamente (exceptuando el lado izquierdo de la tormenta donde el SBW reduce la magnitud del campo de vientos), y viceversa cuando α disminuye de 0.55 a 0.5. Incrementando β (de 20° a 22°) incrementa la magnitud del viento y marea de tormenta en 0.42% 0.6%, respectivamente, y viceversa disminuyendo β (de 20° a 15°). En conclusión, la respuesta del viento y la marea de tormenta debido a los cambios en α y β fue relativamente pequeña, con una máxima desviación media, en la estimación del viento y marea de tormenta de hasta el 1.9% y del 4%, respectivamente.

En cuanto a la componente SV, como anteriormente se mencionó, con base en las características de la tormenta (trayectoria, intensidad y tamaño), SV puede ser estimada mediante el uso de cualquier modelo paramétrico de vientos a nivel gradiente. Para pasarlo a nivel superficie (10m sobre nivel medio del mar-nmm) se

debe usar un factor de reducción (*Empirical Surface Wind Reduction, SWRF*) (Powell et al., 2003) y un ángulo de giro (*inflow angle*) (Bretschneider, 1972) con lo cual, se tiene en cuenta el efecto de la fricción en superficie. Lin & Chavas (2012) también incluyeron en su estudio la sensibilidad del viento y la marea de tormenta a cambios en el SWRF y el ángulo de giro. Al variar SWRF en el rango de 0.7 a 0.9 (tomando como referencia un $SWRF=0.85$ de Batts et al. (1980)) se obtuvo un incremento en la magnitud de la velocidad del viento y la marea de tormenta de hasta un 5.5% y 7%, respectivamente, en cada incremento de 0.05 del SWRF desde 0.85. La variación de la magnitud de la velocidad del viento y la marea de tormenta debido a un cambio del SWRF entre 0.7 y 0.9 puede ser en promedio del 27 y 36%, respectivamente. Por otro lado, la sensibilidad del viento y la marea de tormenta a los cambios del ángulo de giro (dirección azimutal, apuntando hacia el centro de la tormenta) resultó ser relativamente pequeña. Esto se determinó mediante la utilización de dos formulaciones: la Bretschneider (1972) que recomienda incrementar el ángulo linealmente de 10° (en el centro de la tormenta) hasta 20° en el R_m (radio máximo de vientos del ciclón), luego 25° en y más allá de $1.2 R_m$ y, la de *Queensland Government* (2001) el cual recomienda incrementar linealmente el ángulo de giro de 0° (en el centro de la tormenta) a 10° en R_m , y luego 25° en y más allá de $1.2 R_m$.

Usando la formulación de *Queensland Government* (2001) la magnitud del viento resultó ser un poco mayor que aplicando la de Bretschneider (1972) con una desviación media de hasta 1.18%. La marea de tormenta, utilizando el ángulo de giro de *Queensland Government* (2001) podría ser mayor o menor que usando el ángulo de giro de Bretschneider (1972) con una desviación media de hasta 0.13%. Con lo anteriormente expuesto, se llega a la conclusión de que el campo de vientos es dominado por la componente *SV* por lo que, pequeños cambios en la componente *SBW* genera pequeños cambios en el viento y marea de tormenta.

Otro factor que evaluaron Lin & Chavas (2012) fue la sensibilidad del viento y marea de tormenta a cambios en el coeficiente empírico de arrastre del aire en la superficie c_d , el cual es modelado en función del incremento de la magnitud de la velocidad del viento en superficie (Powell et al., 2003). Para ello, usaron dos funciones de c_d : la de Garratt (1977) con un límite máximo de 0.0025 y la de Large & Pond (1981) con un límite máximo de 0.0021 cuando el viento es mayor a 25m/s, lo cual es comparable a Powell et al. (2003). El c_d de Large & Pond (1981) es menor que el de Garratt (1977) excepto a velocidades menores a 6 m/s. Como resultado se encontró que la marea de tormenta al usar el c_d de Large & Pond (1981) fue alrededor de 10% más pequeña que al usar el c_d de Garratt (1977).

2.2 Modelos numéricos

Como se mencionó en la introducción, se utilizaron distintos modelos y metodologías para el estudio de inundación por Nortes y por ciclones tropicales. Con relación a los modelos, para el caso de la evaluación del peligro a la inundación por Nortes en los puertos de Progreso y Sisal, se usó el modelo hidrodinámico (HD) y el espectral de oleaje (SW), ambos del MIKE 21, y desarrollados por el Instituto Hidrológico Danés (DHI). En cambio, para la modelación de la sobre-elevación del nivel del mar durante el paso de los ciclones tropicales se usó el modelo SLOSH del *National Hurricane Center* de EEUU. Las metodologías detalladas se presentan en los capítulos correspondientes a cada tipo de fenómeno meteorológico.

2.2.1 Formulación matemática del modelo HD del MIKE 21

El modelo hidrodinámico HD resuelve numéricamente las ecuaciones RANS (*Reynolds Averaged Navier-Stokes*) para un flujo bidimensional e incompresible de la forma de Reynolds; la fricción de fondo es calculada con la ecuación de *Manning* o de *Chezy*, y los coeficientes de viscosidad de remolino se usan para definir las condiciones de turbulencia. Las ecuaciones base del modelo son: las de continuidad y de *momentum* e incluye las ecuaciones de temperatura, salinidad y densidad (DHI, 2014a). La discretización de las ecuaciones primitivas se lleva a cabo por medio del método de volumen en el centro de la celda. En el dominio horizontal tanto las coordenadas cartesianas como esféricas pueden ser usadas y los elementos pueden ser triangulares o cuadriláteros (DHI, 2014a). Este modelo hidrodinámico ha sido utilizado en recientes estudios científicos (Strauss et al., 2007; Appendini et al., 2014; Meza-Padilla et al., 2015).

Las ecuaciones de continuidad y *momentum* horizontal integradas en la vertical ($h = \eta + d$) en dos dimensiones para aguas someras se pueden expresar de la siguiente forma.

La ecuación de continuidad está dada por:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial h\bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial h\bar{v}}{\partial y} = hS \quad (2)$$

y las ecuaciones de *momentum* horizontal para la componente “x” (3) y componente “y” (4) en coordenadas Cartesianas respectivamente, se representan de la siguiente manera:

$$\begin{aligned} \frac{\partial h\bar{u}}{\partial t} + \frac{\partial h\bar{u}^2}{\partial x} + \frac{\partial h\bar{v}\bar{u}}{\partial y} = f\bar{v}h - gh \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{h}{\rho_0} \frac{\partial p_a}{\partial x} - \frac{gh^2}{2\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial x} + \frac{\tau_{sx}}{\rho_0} - \frac{\tau_{bx}}{\rho_0} - \frac{1}{\rho_0} \left(\frac{\partial s_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial s_{xy}}{\partial y} \right) + \\ \frac{\partial}{\partial x} (hT_{xx}) + \frac{\partial}{\partial y} (hT_{xy}) + hu_s S \end{aligned} \quad (3)$$

$$\frac{\partial h\bar{v}}{\partial t} + \frac{\partial h\bar{v}\bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial h\bar{v}^2}{\partial y} = f\bar{u}h - gh \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{h}{\rho_0} \frac{\partial p_a}{\partial y} - \frac{gh^2}{2\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial y} + \frac{\tau_{sy}}{\rho_0} - \frac{\tau_{by}}{\rho_0} - \frac{1}{\rho_0} \left(\frac{\partial s_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial s_{yy}}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial x} (hT_{xy}) + \frac{\partial}{\partial y} (hT_{yy}) + hv_s S \quad (4)$$

donde η es la elevación de la superficie libre, h la columna de agua (desde el fondo hasta la superficie libre), d el nivel medio del mar, ρ_0 referencia de la densidad del agua, t el tiempo, x, y coordenadas Cartesianas, g aceleración debido a la gravedad, S magnitud de la descarga de fuentes puntuales, u_s, v_s velocidad de descarga de las fuentes de agua, ρ la densidad del agua, \bar{u}, \bar{v} velocidades promediadas en la vertical en las direcciones x, y ; p_a es la presión atmosférica, τ_{bx}, τ_{by} las componentes del esfuerzo de fondo, $s_{xx}, s_{xy}, s_{yx}, s_{yy}$ las componentes del tensor de radiación, τ_{sx}, τ_{sy} las componentes del esfuerzo del viento en la superficie, $T_{xx}, T_{xy}, T_{yx}, T_{yy}$ las componentes de esfuerzos laterales, f el parámetro de la fuerza de Coriolis. Cualquier variable con una barra en su parte superior indica que está promediado en la vertical (DHI, 2014a).

El módulo HD del MIKE 21 utiliza una técnica implícita que integra estas ecuaciones en el mismo dominio de espacio y tiempo. La ecuación de la matriz resultante para cada dirección y nodo se halla por medio de un algoritmo de barrido (DHI, 2014a).

En el modelo HD, existen parámetros que controlan la variación de la superficie libre del mar, sirviendo como parámetros de calibración, tales como la fricción en el fondo y del viento en la superficie.

La resistencia de fondo es calculada por medio del número de Chezy o por el número de Manning (inverso del coeficiente de rugosidad de Manning n (Chow, 1959)). El esfuerzo de fondo $\bar{\tau}_b = (\tau_{bx}, \tau_{by})$ está determinado por la Ley de Fricción Cuadrática:

$$\frac{\bar{\tau}_b}{\rho_0} = c_f \bar{u}_b |\bar{u}_b| \quad (5)$$

donde, c_f es el coeficiente de arrastre, $\bar{u}_b = (u_b, v_b)$ es la velocidad de flujo sobre el fondo y ρ_0 es la densidad del agua.

La velocidad de fricción asociada al esfuerzo de fondo está dada por

$$U_{\tau b} = \sqrt{c_f |u_b|^2} \quad (6)$$

Para cálculos en dos dimensiones \bar{u}_b es la velocidad de flujo promediada en la vertical y el coeficiente de arrastre está determinado por el número de Chezy C (Ec. 7) o el de Manning M (Ec. 8).

$$c_f = \frac{g}{c^2} \quad (7)$$

$$c_f = \frac{g}{(Mh^{1/6})^2} \quad (8)$$

donde, h es la columna de agua y g es la aceleración gravitacional. Las unidades de los números de Chezy y Manning son $m^{1/2}/s$ y $m^{1/3}/s$, respectivamente.

El número de Manning se puede estimar a partir de la rugosidad del fondo (k_s) por medio de la siguiente expresión:

$$M = \frac{25.4}{k_s^{1/6}} \quad (9)$$

Para el caso de la fricción de viento en la superficie, en el modelo HD se puede especificar como constante o variante con la velocidad del viento. En este último caso, la fricción es interpolada linealmente entre dos valores de la velocidad del viento y si la velocidad está por debajo del límite inferior o por encima del límite superior, se da un valor de fricción a dicho límite.

El esfuerzo de superficie está determinado por la velocidad del viento sobre el agua y expresada por la siguiente relación empírica:

$$\vec{\tau}_b = \rho_a c_d |u_{bw}| \vec{u}_w \quad (10)$$

donde, ρ_a es la densidad del aire, c_d es el coeficiente empírico de arrastre del aire y $\vec{u}_w = (u_w v_w)$ es la velocidad del viento a 10 metros sobre la superficie del mar.

La velocidad de fricción asociada con el esfuerzo del viento en la superficie está dada por

$$U_{\tau s} = \sqrt{\frac{\rho_a c_d |\vec{u}_w|^2}{\rho_0}} \quad (11)$$

El coeficiente de arrastre puede ser un valor constante o dependiente de la velocidad del viento. La fórmula empírica propuesta por Wu (1980) y Wu (1994) es utilizada para la parametrización del coeficiente de arrastre:

$$C_d = \begin{cases} C_a & W_{10} < W_a \\ C_a + \frac{C_b - C_a}{W_b - W_a} (W_{10} - W_a) & W_a \leq W_{10} \leq W_b \\ C_b & W_{10} > W_b \end{cases} \quad (12)$$

donde, C_a , C_b , W_a y W_b son factores empíricos y W_{10} es la velocidad del viento a 10 metros sobre la superficie del mar.

Los valores típicos de los factores empíricos son: $c_a = 1.255 * 10^{-3}$, $c_b = 2.425 * 10^{-3}$, $w_a = 7\text{m/s}$ y $w_b = 25\text{m/s}$. Estos valores han dado buenos resultados en aplicaciones a mar abierto y zonas costeras (DHI, 2014a). Los valores de c_f y c_d usados en este estudio se mencionan en la metodología para el estudio de Nortes (sección 3.1.1).

2.2.2 Formulación matemática del modelo espectral de oleaje del MIKE 21

El modelo espectral de oleaje MIKE 21 SW fue utilizado para calcular las condiciones de oleaje y los tensores de radiación (asociados a dos eventos de Norte seleccionados) que luego sirvieron para forzar el modelo hidrodinámico HD y estimar el *set-up* del oleaje y las corrientes por oleaje. Este es un modelo viento-oleaje espectral de tercera generación que ha sido utilizado en varios estudios (Strauss et al., 2007; Appendini et al., 2013; Appendini et al., 2015). Este modelo de oleaje hace los cálculos sobre mallados no estructurados, simula el nacimiento, propagación, transformación y rotura del oleaje generado por viento (*sea*) y mar de fondo (*swell*) en aguas abiertas y zonas costeras.

El modelo SW incluye el crecimiento del oleaje por la acción del viento, interacciones no lineales entre olas, disipación debido a la rotura del oleaje en aguas profundas (*white-capping*), disipación por fricción con el fondo, disipación debido a la rotura del oleaje inducida por el fondo, refracción y asomeramiento causado por las variaciones de la profundidad, interacciones ola-corriente, así como secado y mojado de las celdas. La discretización de las ecuaciones de gobierno del modelo de oleaje en el espacio geográfico y espectral se realiza por medio del método de volumen finito en el centro de la celda (DHI, 2014a; DHI, 2014b).

El modelo de oleaje incluye dos diferentes formulaciones: formulación paramétrica direccionalmente desacoplada y formulación totalmente espectral. La primera se basa en la parametrización de la ecuación de balance de acción, crea el dominio de frecuencia introduciendo momentos cero y de primer orden del espectro de acción del oleaje como variable dependiente, tal como se describe en Holthuijsen et al. (1989). La segunda formulación se basa en la ecuación de balance descrita en Komen et al. (1994) y Young (1999). En este estudio fue elegida la formulación totalmente espectral dado que es la que se suele usar para crecimiento del oleaje, decaimiento y transformación de oleaje cercano y lejano (mar de fondo) en aguas profundas y costeras. La formulación paramétrica direccionalmente desacoplada es más utilizada en aplicación de transformación a pequeña escala (menores a 10-

50km), cuando el oleaje cercano es dominante y la combinación de oleaje *sea/swell* no es importante.

Las dos formulaciones se describen en términos de la dirección media de propagación del oleaje θ , y frecuencia angular relativa $\sigma = 2\pi f$ donde el espectro de densidad del oleaje $N(\sigma, \theta)$, se relaciona con el espectro de densidad de energía $E(\sigma, \theta)$, por medio de:

$$N(\sigma, \theta) = E \frac{\sigma, \theta}{\sigma}, \quad (13)$$

La ecuación de balance de la energía de acción espectral en coordenadas cartesianas se denota como:

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \nabla \cdot (\bar{v}N) = \frac{S_{in} + S_{nl} + S_{ds} + S_{bot} + S_{surf}}{\sigma} \quad (14)$$

donde la densidad de acción se define como $N(\bar{x}, \sigma, \theta, t)$, $\bar{x} = (x, y)$ son las coordenadas cartesianas, t el tiempo, $\bar{v} = (C_x, C_y, C_\sigma, C_\theta)$ la velocidad de grupo del oleaje, y S el término fuente de la ecuación de balance energía. ∇ es el operador diferencial en cuatro dimensiones, \bar{x}, σ, θ -espacio. El término de fuente de energía, S representa la superposición de funciones fuente que describen fenómenos físicos, $S_{in} + S_{nl} + S_{ds} + S_{bot} + S_{surf}$, donde S_{in} representa la generación de energía debido al viento, S_{nl} es la transferencia de energía del oleaje debido a interacciones no lineales ola-ola (cuadrupletas), S_{ds} es la disipación por rotura de oleaje en aguas profundas, S_{bot} es la disipación de la energía por fricción con el fondo, y S_{surf} es la disipación de la energía por rotura, inducida por el fondo (DHI, 2014b). Para más detalles acerca de los términos fuente, ecuaciones de gobierno, tiempos de integración y parámetros del modelo, los lectores son remitidos a Sørensen et al. (2004) y a la documentación científica del modelo SW (DHI, 2014b).

2.2.3 Formulación matemática para el modelo SLOSH

El SLOSH (Jelesnianski et al., 1992), es un modelo hidrodinámico bidimensional con promedio en la vertical desarrollado por *Techniques Development Laboratory of the National Weather Service-NOAA* para fines operacionales, predicción de marea de tormenta en cuencas, cuerpos de agua dentro del continente y a lo largo de la costa. El modelo está diseñado para cubrir tanto cuerpos de agua como terreno inundable. Es decir, reproduce tanto marea de tormenta como inundación en zonas costeras. Las ecuaciones de movimiento se resuelven numéricamente por medio de diferencias finitas, se desprecian términos advectivos pero se incorporan efectos finitos de la amplitud. El modelo reproduce numéricamente sólo ondas gravitatorias de largo periodo (marea de tormenta) por lo que otros fenómenos como

el oleaje (periodos cortos) y la sobre-elevación asociada son ignorados. El modelo toma en cuenta el rebase de barreras, tales como rellenos, diques, dunas, islas de berrera, etc. Además, se permite el flujo a través de toda la celda o de un porcentaje de la misma, permitiendo el cambio de amplitud de los canales o riachuelos a lo largo del mallado. El mallado SLOSH puede ser polar, elíptico o hiperbólico, lo cual permite dar una mayor resolución en el área de interés y menor en el océano abierto.

El SLOSH es el único modelo utilizado por el NHC de EEUU para predecir marea de tormenta (Massey et al., 2007), y la precisión oscila entre +/- el 20% cuando el huracán es descrito adecuadamente (Jelesnianski et al., 1992). Este modelo fue diseñado para ejecutar simulaciones a gran velocidad dado que, su uso principal es para fines operacionales donde se necesitan respuestas casi inmediatas. Para determinar la resolución espacial del mallado se debe tener en cuenta la resolución de los datos topo-batimétricos y el paso de tiempo en las simulaciones. Para fines operacionales, el balance entre la resolución espacial y el paso de tiempo no deben generar un alto costo computacional; los mallados finos implican pasos de tiempo pequeños y como consecuencia un alto costo computacional, lo cual no es adecuado para los fines mencionados. El propósito de este modelo no es únicamente dar resultados de gran exactitud sino además, dar respuestas en corto tiempo.

Las ecuaciones de movimiento y continuidad en coordenadas cartesianas del modelo SLOSH son:

$$\frac{\partial U}{\partial t} = -g(D + h) \left[B_r \frac{\partial(h-h_o)}{\partial x} - B_f \frac{\partial(h-h_o)}{\partial y} \right] + f(A_r V + A_i U) + C_r x_\tau - C_i y_\tau \quad (15)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} = -g(D + h) \left[B_r \frac{\partial(h-h_o)}{\partial y} + B_f \frac{\partial(h-h_o)}{\partial x} \right] - f(A_r U - A_i V) + C_r y_\tau + C_i x_\tau \quad (16)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} = - \left[\frac{\partial U}{\partial x} - \frac{\partial V}{\partial y} \right] \quad (17)$$

siendo $U, V = \int_{-D}^h (u, v) dz'$ las componentes de transporte, g la constante gravitacional, D la profundidad del mar relativa a un datum, h la altura del agua arriba del datum (marea de tormenta), u, v , las componentes del campo de corrientes, h_o es la altura hidrostática del agua debido a la presión en superficie (barómetro invertido), x, y, z' es el sistema coordenado, (z' es una altura positiva vertical variable que usa como referencia el datum), f es el parámetro de Coriolis, x_τ, y_τ son las componentes del esfuerzo del viento en superficie, $A_r \dots C_i$ son los términos del esfuerzo de fondo. Estas ecuaciones fueron desarrolladas por Platzman (1963) y modificadas con un coeficiente de fondo deslizante por Jelesniansky (1967), diseñadas para incluir efectos finitos de amplitud

reemplazando D por el tirante agua ($D + h$). Los términos de fricción $A_r \dots C_i$ están en función de la profundidad, lo cual le hace diferente de otros estudios donde el esfuerzo de fondo es del tipo de Chezy o Manning (Chow, 1959).

La variación temporal del nivel del mar por marea astronómica es ignorada, y en cambio se superponen linealmente valores constantes de marea baja y marea alta para estudiar distintos escenarios. Además, los términos advectivos en las ecuaciones de movimiento son despreciados, lo cual se justifica detalladamente por Jelesnianski et al. (1992). El argumento principal es que, debido a que la marea de tormenta no es sensible a los términos advectivos, excepto en áreas localizadas con fuertes gradientes de flujo, estos pueden ser ignorados. Usualmente dichas áreas se encuentran en ciertos espacios con características geográficas específicas donde se requiere de técnicas de flujo no lineal para resolver los procesos que allí se generan, pero para estudios de escala relativamente grande, como es el caso de la aplicación a Yucatán y de Campeche en este trabajo, se pueden despreciar los términos advectivos.

Por otro lado, dado que la viscosidad horizontal tiene generalmente un efecto muy pequeño en la marea de tormenta, los esfuerzos laterales son excluidos debido a que tienen menor efecto que el proporcionado por el esfuerzo vertical del viento sobre la mayor parte del área de interés (Jelesnianski et al., 1992).

Las ecuaciones toman en cuenta únicamente derivadas de primer grado respecto al tiempo. Las 6 funciones suscritas (A, B, C) dependen exclusivamente de la profundidad cuando la viscosidad de remolino y coeficiente deslizante de fondo son especificadas. Para el coeficiente de arrastre del viento, viscosidad de remolino (en la vertical) y los coeficientes deslizantes, se asumieron valores constantes con base en un extenso rango de casos; en el cual, se comparó marea de tormenta simulada y observada. Por lo tanto, los cálculos en el modelo están restringidos específicamente a ciclones tropicales. Por ejemplo, no se podría simular marea de tormenta por eventos de Norte con este modelo.

Las variables de entrada para el modelo son las características principales de la tormenta: posición (latitud y longitud), tamaño e intensidad. Los campos de viento y presión son generados con base en estas características por un modelo paramétrico de viento. El modelo paramétrico de viento que hace parte del modelo SLOSH, calcula los campos de viento y de presión para una tormenta estacionaria circular-simétrica. Los cálculos se basan en un balance fuerzas:

$$\frac{1}{\rho_a} \frac{dp}{dr} = \frac{k_s V^2}{\sin \phi} - V \frac{dV}{dr} \quad (18)$$

$$\frac{1}{\rho_a} \frac{dp}{dr} \cos\phi = fV + \frac{V^2}{r} \cos\phi - V^2 \frac{d\phi}{dr} \sin\phi + k_s V^2 \quad (19)$$

Estas ecuaciones fueron adaptadas de Myers & Malkin (1961) por Jelesnianski et al. (1992). En estas ecuaciones, r es la distancia desde el centro de la tormenta, $p(r)$ es la presión, $\phi(r)$ es el ángulo de giro de isobaras circulares hacia el centro de la tormenta y $V(r)$ es la velocidad del viento, los términos k_s y k_n son coeficientes determinados empíricamente y f es el parámetro de Coriolis.

Las dos ecuaciones se pueden resolver para p y ϕ en perfil radial desde el centro de la tormenta si se dispone del perfil radial de viento $V(r)$. Uno de los beneficios de este procedimiento es que los vientos máximos caen exactamente en $r = R$. El modelo SLOSH usa el siguiente perfil radial de viento para una tormenta estacionaria:

$$V(r) = V_R \frac{2Rr}{R^2 + r^2} \quad (20)$$

El parámetro R es el radio de vientos máximos (distancia desde el ojo del huracán hasta la posición en que se den los máximos vientos), y V_R es la velocidad máxima de vientos. Para aplicaciones reales, V_R no está disponible fácilmente en la superficie del mar para una tormenta estacionaria. Sin embargo, para una tormenta en movimiento, la presión central y periférica así como el tamaño de la tormenta (R) son más asequibles. Para resolver estas ecuaciones, se usa un procedimiento iterativo. V_R es aproximada, luego las ecuaciones (18-20) se resuelven para $p(r)$ y $\phi(r)$.

El modelo SLOSH no se calibra para una zona en particular dado que usa especificaciones universales para constantes del modelo, tales como el coeficiente de fricción del viento y el esfuerzo de fondo; lo cual, permite adaptar el modelo en cualquier zona geográfica que haya o no experimentado un huracán. Sin embargo, el procedimiento más laborioso y tardado es la implementación de la mallado.

Este modelo no puede dar respuestas muy precisas, pero los resultados pueden usarse rápida y operacionalmente para pronóstico, planes de evacuación y de mitigación. La ventaja principal de este modelo es que al simplificar los términos advectivos, el tiempo de cómputo para resolver dichas ecuaciones es muy corto; razón por la cual, es el único modelo oficial del NHC de EEUU para predecir marea de tormenta por huracanes.

3 Estudio de inundación por Nortes

En esta sección se presentan la metodología, resultados, discusiones y conclusiones para el estudio de la inundación por Nortes para los poblados de Sisal y Progreso. La modelación de la marea de tormenta es compleja debido a las múltiples variables que intervienen en la generación de la misma. Sin embargo, de la base de datos *CFSR* se pueden extraer los campos de viento y de presión, con los cuales se puede forzar un modelo hidrodinámico y así reproducir adecuadamente la marea de tormenta, siempre y cuando, el mecanismo que la genera no sea un ciclón tropical. Lo anterior se debe a que los reanálisis subestiman los vientos en tormentas severas. Por esta razón en este capítulo se presenta la inundación por Nortes y en el siguiente por ciclones tropicales. Una vez caracterizado el peligro de inundación a los Nortes, se realizó un ejercicio práctico de estimación del riesgo a la inundación para esos dos poblados, siguiendo la metodología del CENAPRED.

3.1 Metodología

En esta sección se describe la metodología utilizada en el estudio de inundación por Nortes, consistente en la implementación de los modelos hidrodinámico (HD), de oleaje (SW) y acoplado (HW), la identificación de Nortes, el análisis extremal del nivel del mar, así como las modelaciones experimentales para evaluar las contribuciones del *set-up* del oleaje y la marea de tormenta a la inundación en Progreso durante dos eventos de Norte. De igual manera, se explica el experimento numérico para estudiar la modulación que la marea astronómica ejerce en el *set-up* del oleaje, la marea residual y la inundación en Progreso.

3.1.1 Implementación de malla y condiciones de frontera para el modelo HD

Debido a la escasez de datos crudos de mareógrafos en la costa de Yucatán (tan sólo se tuvo a disposición 6 años de datos históricos crudos para el puerto de Progreso, 1979-1985), se desarrolló un reanálisis del nivel del mar y corrientes de 30 años (1979-2008) en la costa norte del Estado de Yucatán por medio del modelo

HD, para evaluar el peligro a la inundación costera debido a los eventos de Norte, enfocando el análisis de resultados para las localidades de Progreso y Sisal.

El mallado del modelo hidrodinámico HD y las condiciones de frontera para obtener el reanálisis de 30 años de corrientes y nivel del mar se indican en la Figura 3. El canal de Yucatán fue forzado con un perfil de corrientes (valores medios) usando los resultados reportados por Abascal et al. (2003). Parte de la variabilidad de esta corriente ha sido atribuida a remolinos de mesoescala provenientes del este de la cuenca caribeña, el mar de Caimán y los estrechos del este del Caribe (Athié et al., 2011). La frontera norte del GoM fue forzada con marea astronómica (variante en el tiempo y a lo largo de la frontera). Esta serie de tiempo del nivel fue extraída del modelo global de marea (Andersen, 1995), el cual representa las principales componentes diurnas (K_1 , O_1 , P_1 y Q_1) y semidiurnas (M_2 , S_2 , N_2 y K_2) con una resolución espacial de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ (DHI, 2014d). Este modelo usa datos de altimetría de misiones de los satélites *Topex/Poseidon* (fase A y B), *Jason-1* (fase A y B) y *Jason-2* de los últimos 17 años, y con base en ellos los coeficientes armónicos de marea son calculados (DHI, 2014c).

De acuerdo con DHI (2014d) el modelo global de marea es ampliamente utilizado en aplicaciones en aguas “profundas” (más de 20 m), lo cual es el caso de esta frontera. La frontera oeste (Campeche) se dejó abierta (nivel cero) y en la frontera sur (continente) se forzó con una descarga de agua de $2.710\text{-}4 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$ del acuífero de Yucatán a lo largo de la línea de costa, la cual no afectó significativamente el nivel del mar. Esta descarga fue reportada por (Weidie, 1985), quien con base en un balance hidrológico estimó una descarga promedio anual del acuífero por km de línea de costa en la Península de Yucatán de $8.6 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$. La forma en la cual se trataron estas fronteras fue siguiendo la metodología de Enriquez et al. (2010) quienes modelaron la dispersión de la marea roja en la costa de Yucatán. En la superficie, el modelo fue forzado con campos de viento y presión de la base de datos *CFSR*. Debido a que el modelo hidrodinámico HD acepta únicamente vientos variantes en el espacio en una malla regular, los datos de viento *CFSR* fueron interpolados linealmente de la malla T382 gaussiana a una malla regular con una resolución de 0.3125 grados.

El fondo marino fue extraído de la base de datos *ETOPO1* y complementado con datos topo-batimétricos de mayor resolución colectados en campo a lo largo de la costa de Yucatán, desde la cota 1.8m hasta la isóbata -8m. Además, se integraron datos topográficos LIDAR de alta resolución espacial (1m x 1m), los cuales cubrieron en su totalidad los poblados de Progreso y Sisal (Figura 3).

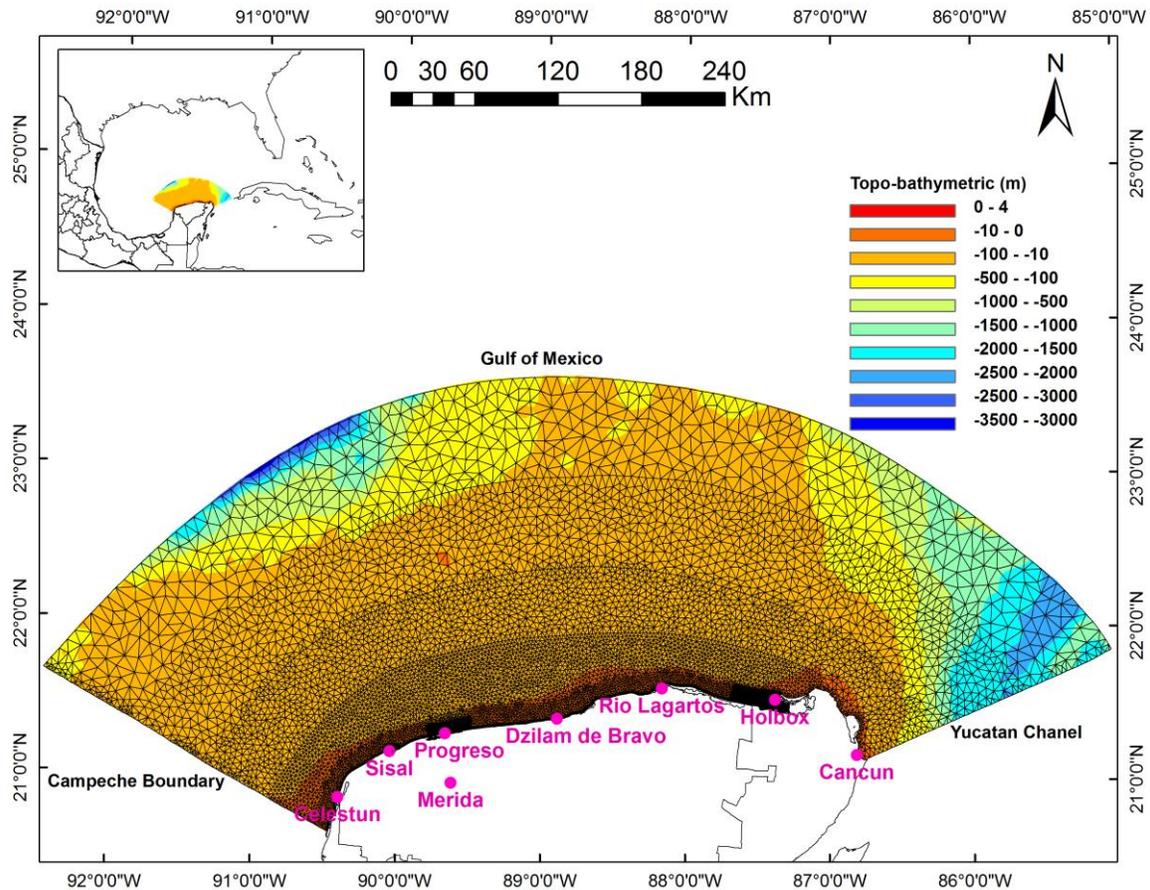


Figura 3. Mallado computacional para el modelo acoplado y el hidrodinámico (malla 1).

La fricción de fondo y la superficie se utilizaron como parámetros de calibración del modelo HD. Para la estimación de la fricción de fondo, y dada la escasez de información precisa sobre las características del fondo marino, se utilizó el coeficiente de rugosidad de Manning n (Chow, 1959) de 0.02 constante para todo el dominio, el cual de acuerdo con Arcement & Schneider (1989) corresponde al tamaño medio de grano (d_{50}) para las playas arenosas de Yucatán, encontrándose entre 0.32-0.45 mm (Mendoza et al., 2013). Como se verá más adelante, la rugosidad constante no impidió que el modelo se validara adecuadamente.

Para la viscosidad de remolino (formulación Smagorinsky) se utilizó un valor de 0.28 constante para todo el dominio. La fricción de viento (c_d) se estimó con la formulación de Garratt (1977) modificada por Lin & Chavas (2012), y posterior calibración para este estudio. La elevación de la superficie del mar generada numéricamente fue validada con observaciones (1979-1984) del mareógrafo de Progreso. Una vez calibrado y validado el modelo, se efectuó un reanálisis de corrientes y nivel del mar (1979-2008).

3.1.2 Implementación de los modelos SW y HW

Una vez obtenido el reanálisis de 30 años del nivel del mar con la metodología de la sección anterior, y con el fin de estudiar la contribución del oleaje en la sobre-elevación del mar, y su interacción con las mareas (astronómica y de tormenta), se identificaron los dos eventos más extremos de inundación por medio de un análisis extremal de esta base de datos. Para esos dos eventos, se modeló la inundación asociada para los puertos de Progreso y Sisal, tomando en cuenta el *set-up* del oleaje, además de las contribuciones por marea de tormenta y marea astronómica (ya integradas en el reanálisis), usando el modelo HW, que acopla los modelos HD y SW.

Para el modelo HW se utilizó el mismo dominio computacional que para el HD (malla 1). Sin embargo, dado que no se conocían las condiciones de oleaje *swell* para las fronteras en el océano, se modeló el oleaje para todo el Golfo de México (Figura 4) para los dos eventos de tormenta mencionados, con el fin de reproducir el oleaje distante de una forma más adecuada. Los resultados de estas corridas fueron utilizadas como condiciones de frontera en la parte oceánica del dominio de la malla 1 (Figura 3) en el modelo HW.

En cuanto a la calibración del modelo SW, se usaron los mismos parámetros de calibración reportados por Ruiz-Salcines (2013) quien modeló condiciones medias y extremas de oleaje para el GoM y mar Caribe.

3.1.3 Bases de datos y escenarios simulados

En esta investigación el término “marea de tormenta” es utilizado únicamente para la contribución meteorológica (viento y presión) en la sobre-elevación del nivel del mar. Por otro lado, el término “residual de marea” se refiere a todo lo que contribuye a la sobre-elevación del nivel mar, lo cual puede contener no sólo la marea de tormenta, sino también sobre-elevaciones debido a la interacciones no lineales entre marea astronómica y marea de tormenta (Horsburgh & Wilson, 2007), descargas por ríos y acuíferos costeros, aportación por precipitación, y cualquier fenómeno que pueda causar una sobre-elevación del nivel del mar. En este sentido, para este estudio se le llama “residual de marea” al nivel del mar (sin contribución por el *set-up* del oleaje) menos la contribución por marea astronómica.

Para estimar el análisis extremal, dos tipos de datos pueden ser usados: por un lado, la evaluación puede considerar únicamente el residual de marea que es la parte no predecible del nivel del mar y por ende, está asociado a la intensidad de la inundación. Por otro lado, es importante tomar en cuenta (dentro del ciclo de marea

astronómica) en qué momento se presenta este residual extremo dado que, el pico del nivel del mar generado por los Nortes pueden presentarse en cualquier momento del ciclo de marea astronómica. Es decir, la fase de la marea juega un papel muy importante: si el Norte ocurre en marea baja, la intensidad de la inundación es menor que si ocurriese en marea alta. Además, la marea de tormenta y el *set-up* del oleaje son modulados por la marea astronómica (Olabarrieta et al., 2011; Lin et al., 2012), lo cual se verá más adelante.

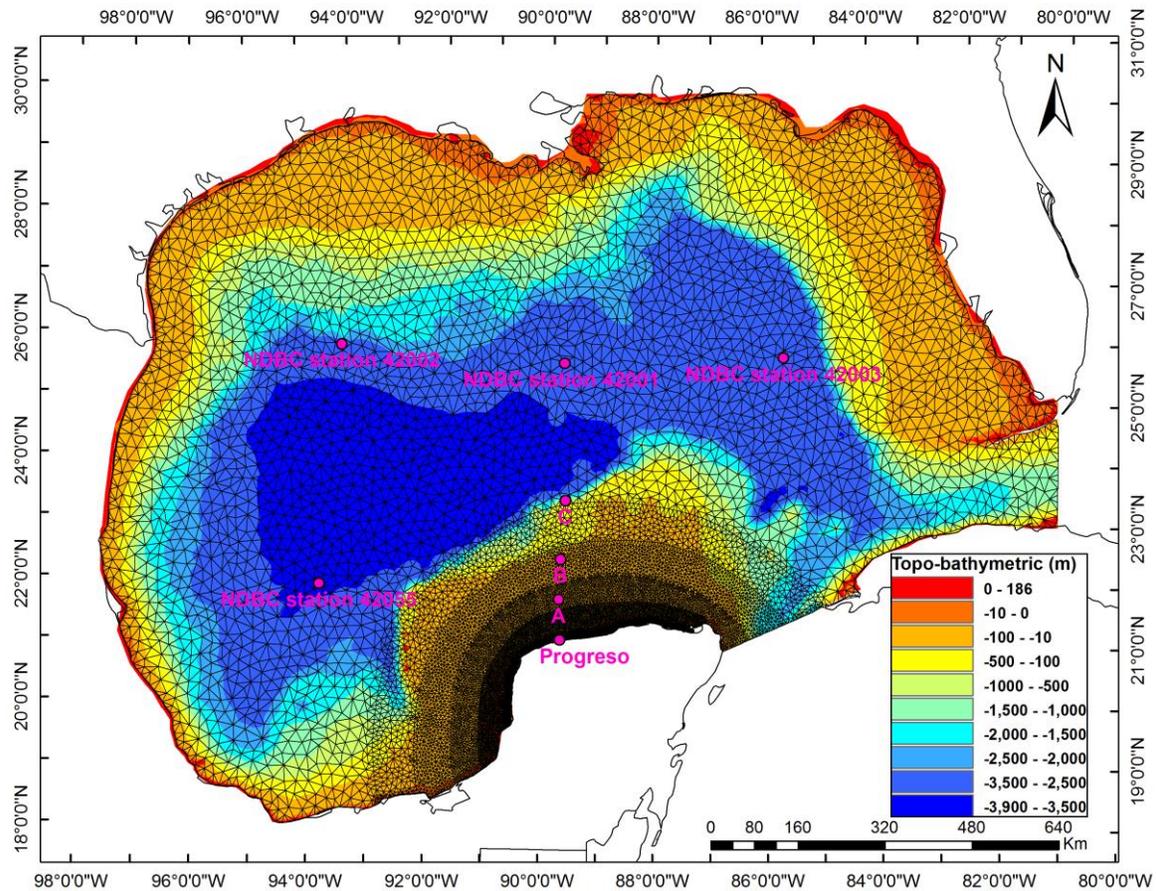


Figura 4. Mallado para correr el modelo de oleaje.

Con base en lo anterior, fueron utilizadas dos bases de datos para el análisis extremal:

- a) D1: La primera consistió en identificar los valores máximos anuales del residual de marea para el puerto de Progreso, a partir del reanálisis de 30 años del nivel del mar. La marea astronómica fue evaluada por medio de un análisis armónico usando el programa T_tide (Pawlowicz et al., 2002), y removida de las series de tiempo del nivel del mar.

- b) D2: La segunda consistió en añadirle la marea astronómica correspondiente a los máximos anuales del residual de marea de (a), para tener en cuenta la fase y amplitud de marea anteriormente mencionada.

Para comprobar que los 30 valores máximos anuales del residual de marea (para Nortes, sin tomar en cuenta sobre-elevaciones del mar por huracanes) fueron generados durante el paso de eventos de Norte, se aplicaron los métodos de Reding (1992) y el de Hernández-Lasheras (2015), lo cual condujo a la conclusión de que en su totalidad todos estos eventos son Nortes. Consecuentemente, ambas bases de datos (a y b) fueron ajustadas a la distribución de probabilidad Generalizada de Valores Extremos GEV (Ho et al., 1976; Jenkinson, 1969). A partir de este análisis extremal (usando D2) se identificaron los dos eventos (A y B) de inundación más extremos para los cuales se evaluó la contribución del *set-up* del oleaje en los puertos de Progreso y Sisal.

- Evento A, se caracterizó por reproducir el mayor residual de marea del reanálisis (su pico se presentó en un momento cercano a la bajamar), y
- Evento B, en el que se alcanzó el máximo nivel del mar del reanálisis (su pico se presentó en un momento cercano a la pleamar).

Cabe señalar que en este estudio se define pleamar al momento en el cual el nivel del mar es máximo y bajamar cuando es mínimo. Marea ascendente, o llenante, al periodo de la marea cuando el nivel del mar aumenta desde la bajamar y marea descendente o vaciante, al periodo de la marea cuando el nivel del mar desciende desde la pleamar.

Durante el pico de la tormenta en el Evento A, la marea astronómica y residual fue de -0.35m y 1.14m, respectivamente (p.e. fue el máximo residual de marea en los 30 años del reanálisis) dando como resultado un nivel del mar total de 0.79m. Por otro lado, durante el pico del Evento B la marea astronómica y residual fueron de +0.44m y 0.72m, respectivamente, produciendo un nivel del mar total de 1.16m (0.37m mayor al nivel del mar total alcanzado para el Evento A en la costa). La Figura 5 representa la velocidad y dirección del viento registrado en la boya NDBC 42001 (ver posición geográfica en Figura 4) durante los eventos A y B. Mientras que, para el Evento A la dirección del viento predominante (azimut) fue de 315°, para el Evento B fue de 340° (mas normal a la costa). Sin embargo, la velocidad del viento máxima fue similar para ambos eventos, pero la duración del viento con una velocidad mayor a 20 m/s fue mayor para el Evento A (11 horas contra 3 horas para el Evento B). Esto confirma que la duración de la tormenta es un factor importante en la generación de marea de tormenta.

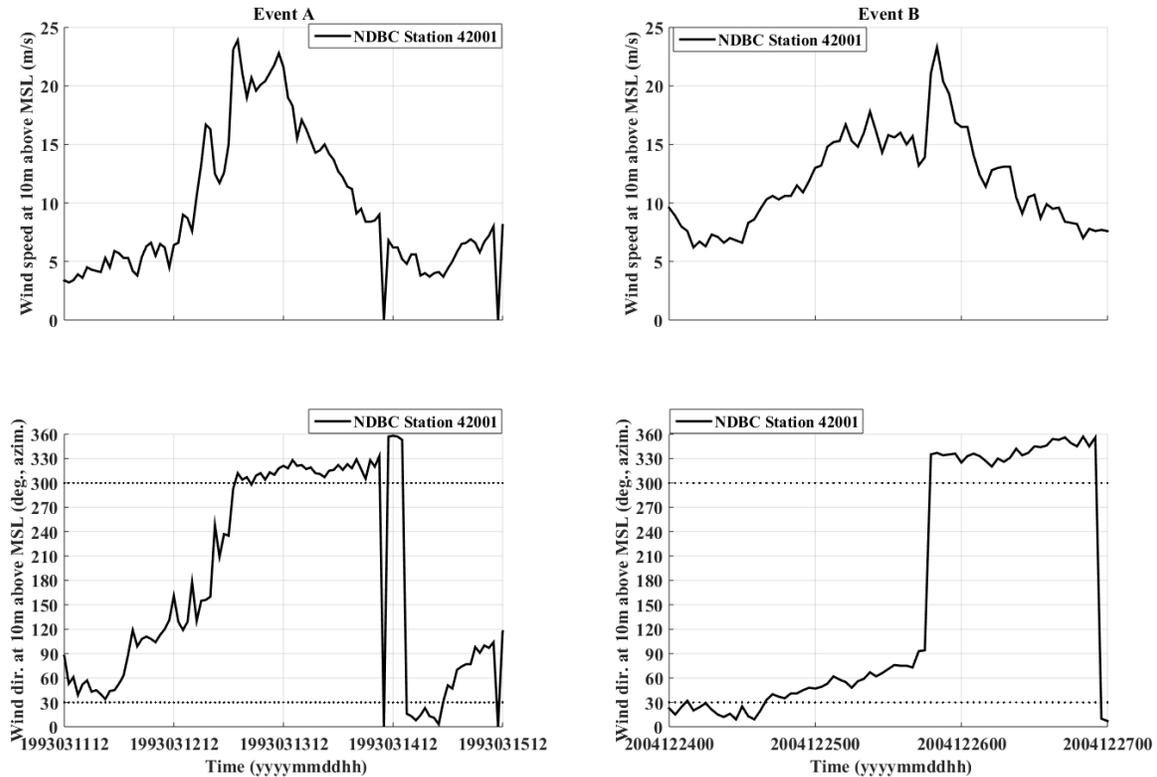


Figura 5. Datos de Boya NDBC 42001: magnitud y dirección del viento (10m sobre la superficie del mar) para eventos A (columna izquierda) y B (columna derecha).

Para investigar la contribución relativa de (i) marea de tormenta y (ii) el *set-up* del oleaje a la inundación durante los eventos A y B se implementaron 3 diferentes escenarios de frontera para el dominio de cómputo con la malla 1 (Figura 3) y para la implementación del reanálisis de 30 años del nivel del mar y corrientes se implementó otro escenario (Configuración 4).

- Configuración 1 (marea de tormenta): el modelo fue forzado en la superficie con campos de viento y de presión de la base de datos *CFSR*. Las fronteras en el océano fueron dejadas abiertas, y cerrada en la costa (sin aportación del acuífero). Por lo tanto, únicamente la contribución por marea de tormenta fue evaluada a partir de las simulaciones con esta configuración.
- Configuración 2 (*set-up* del oleaje): el modelo fue forzado únicamente con los tensores de radiación obtenidos a partir de corridas de simulación previas con el modelo HW (incluyendo interacciones oleaje-corriente). Al igual que en el caso anterior, las fronteras en la parte oceánica fueron dejadas abiertas y cerrada en la costa. Por ende, únicamente fueron reproducidos en este caso el *set-up* y corrientes por oleaje.

- Configuración 3 (nivel total del mar o *Total Sea Surface Elevation*, TSSE, y corrientes totales): El modelo HW fue usado para investigar las contribuciones de la marea de tormenta, el *set-up* del oleaje, la marea astronómica y corrientes de mesoescala. De esta forma, se evaluó la inundación durante los eventos A y B para los puertos de Progreso y Sisal. Las condiciones de frontera fueron tratadas como se describieron en la sección 3.1.2.
- Configuración 4: (nivel del mar sin contribución por *set-up* del oleaje). Debido al alto costo computacional al utilizar el modelo HW para todo el reanálisis de 30 años de corrientes y nivel del mar, se simuló este periodo únicamente con el modelo HD. Las condiciones de frontera para esta configuración fueron descritas en la sección 3.1.1.

Para investigar la hidrodinámica en el puerto de Progreso y la laguna de Chelem, se implementó adicionalmente un experimento numérico (teniendo en cuenta *set-up* del oleaje, corrientes por oleaje, marea astronómica y de tormenta, y corrientes de mesoescala) en función de la fase de marea durante el paso de evento de Norte. Por lo tanto, fueron llevados a cabo cuatro experimentos numéricos con base en la Configuración 3 para el Evento A. Este evento fue elegido para realizar estos experimentos debido a que, fue el Norte más grande en los 30 años de estudio en términos de intensidad y duración. De hecho, Schultz et al. (1997) estudió en detalle este evento de Norte debido a su excepcional intensidad sobre el GoM. Bosart et al. (1996) y Schultz et al. (1997) llamaron a este evento “La súper tormenta de 1993”, también llamada “la tormenta del siglo”, la cual se originó sobre Alaska y oeste de Canadá, la velocidad del viento excedió 20 m.s^{-1} y la temperatura decreció 15°C en 24 horas en México y Centroamérica. En total se cubrieron cuatro escenarios de fases de marea:

- Escenario de marea 1 (TS1): pleamar durante el pico de la tormenta (tiempo t_1).
- Escenario de marea 2 (TS2): vaciante o marea descendente, nivel del mar cercano al nivel medio.
- Escenario de marea 3 (TS3) vaciante o marea descendente, nivel del mar cercano a bajamar (este escenario corresponde a la fase real de marea para el Evento A).
- Escenario de marea 4 (TS4) llenante marea ascendente, nivel del mar cercano a nivel medio.

Estos cuatro escenarios de marea también fueron utilizados con la Configuración 4 del modelo, con el ánimo de estudiar la variación del residual de marea en función de la fase de marea.

Las líneas punteadas en el panel superior de la Figura 6 muestran los diferentes escenarios de marea mencionados anteriormente, los cuales variaron en fase pero se mantienen con la misma amplitud. El primer pico de TSSE (extraído para el mismo lugar donde se encuentra el mareógrafo de Progreso) para TS3 (tiempo t1 en Figura 6) se tomó como referencia para variar la fase para los otros escenarios: TS1 está adelantada 12h con respecto a TS3 mientras que, las fases para TS2 y TS4 se definieron de tal manera que para el tiempo t1 la marea astronómica coincidiera con nivel medio del mar cero durante la marea descendente y ascendente, respectivamente. Adicionalmente, para evaluar la contribución del *set up* del oleaje dentro de la laguna, se seleccionaron dos momentos para el análisis de los datos: tiempo t1 (coincide con la fase de llenante de la laguna de Chelem) y t2 (vaciante; ver Figura 6).

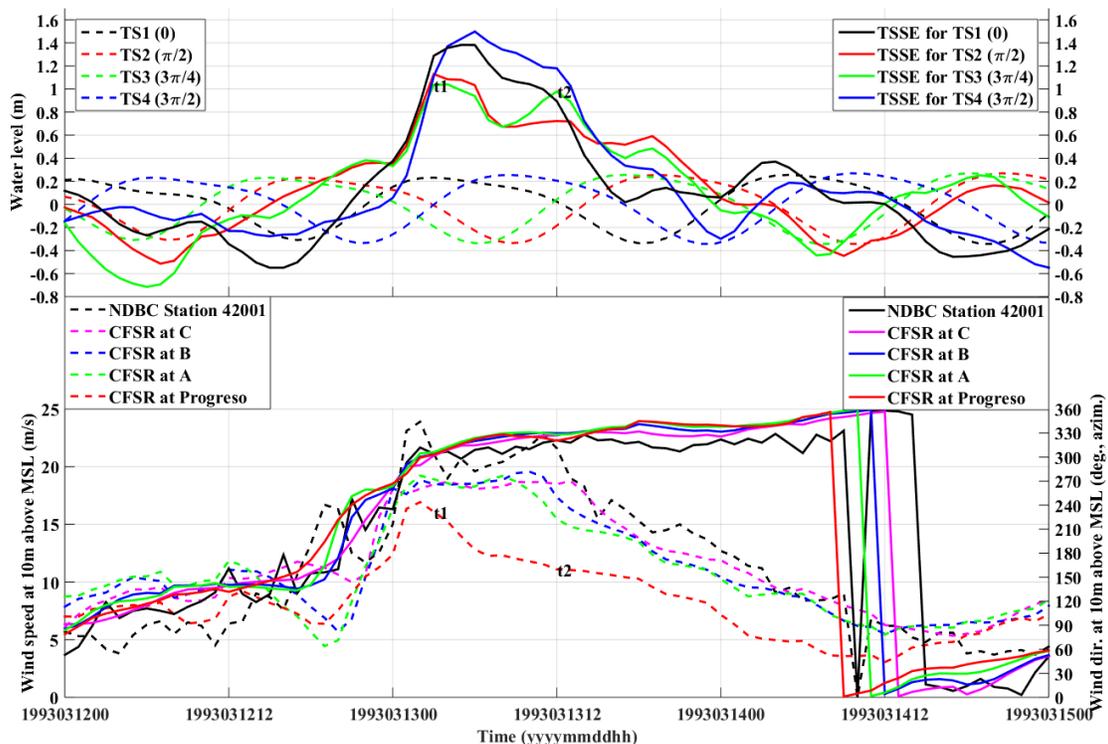


Figura 6. Panel superior: Forzantes de marea para los cuatro escenarios en Progreso para el Evento A (líneas punteadas); series de tiempo de TSSE en Progreso (líneas continuas que serán discutidas en la sección de resultados). Panel inferior: magnitud (líneas punteadas) y dirección (líneas continuas) en las cinco posiciones mostradas en la Figura 4.

Por ende, la magnitud y dirección del viento fueron extraídas de la base de datos CFSR en tres diferentes posiciones: Nodo C (a 278 km de la costa), Nodo B (a 161 km), y A (a 80 km); ver posiciones geográficas en la Figura 4. Las líneas punteadas

en el panel inferior de la Figura 6 muestran cómo la magnitud de la velocidad del viento se atenúa al acercarse a la costa. La línea sólida denota que la dirección del viento permanece similar en todos los nodos durante el paso del Evento A.

De igual manera, la Figura 6 muestra que el nivel total de agua (TSSE) modelado para TS3 (panel superior, línea sólida verde), presenta dos picos (tiempos t_1 y t_2) y se correlacionan mejor con la magnitud de la velocidad del viento distante de la costa que con el registrado en el puerto de Progreso, sugiriendo la importancia de usar dominios computacionales lo suficientemente grandes para lograr mejores aproximaciones (Blain et al., 1994; Kerr et al., 2013; Morey et al., 2006). La malla utilizada en este estudio (Figura 3) fue el resultado de un análisis de sensibilidad del tamaño del dominio de cómputo (no mostrado) para determinar las dimensiones en el cual el modelo reprodujo de una mejor manera el nivel del mar registrado por el mareógrafo en el puerto de Progreso durante varios eventos de Norte.

3.1.4 Validación de los modelos HD y SW

La Figura 7 muestra mediciones del mareógrafo en Progreso y resultados de simulaciones del modelo HD para los dos eventos de Norte ocurridos durante los años donde se cuenta con datos crudos del nivel de mar.

Los resultados del modelo HD para estos dos eventos (cuyos residuales fueron los más grandes en 6 años de mediciones) fueron validados con registros del mareógrafo de Progreso (localizado en las coordenadas 89.6667° W, 21.3033° N) En general, se obtuvo una buena validación dado que las correlaciones de Pearson están en el rango de 0.78 a 0.87 y el error de la raíz cuadrática media (RMSE) en el rango de 0.11m a 0.17m. A pesar de que los valores de RMSE no son despreciables, la forma del comportamiento del nivel del mar obtenido por el modelo reproduce adecuadamente el nivel medido por lo que, se consideró adecuado para este estudio.

Los resultados del modelo SW así como el registro de la velocidad del viento para el Evento A se muestran en la Figura 8. Tanto los vientos *CFSR* como los resultados del modelo SW (altura de ola significativa y periodo pico) fueron validados con registros en las boyas NDBC 42001, 42002, 42003 y 420055 (ver posiciones geográficas en Figura 4) durante los eventos A y B. Por ejemplo, durante el Evento A, los resultados del modelo SW para la altura de ola significativa, H_s , y el periodo pico, T_p , exhiben una buena correlación de Pearson (0.9 y 0.79, respectivamente) y un RMSE aceptable (0.68 m y 0.79 s, respectivamente) en relación a registros en la boya 42001 (paneles superiores de la Figura 8). También se encontró una buena

correlación (0.91) entre la magnitud de la velocidad del viento *CFSR* y registros en esta misma boya.

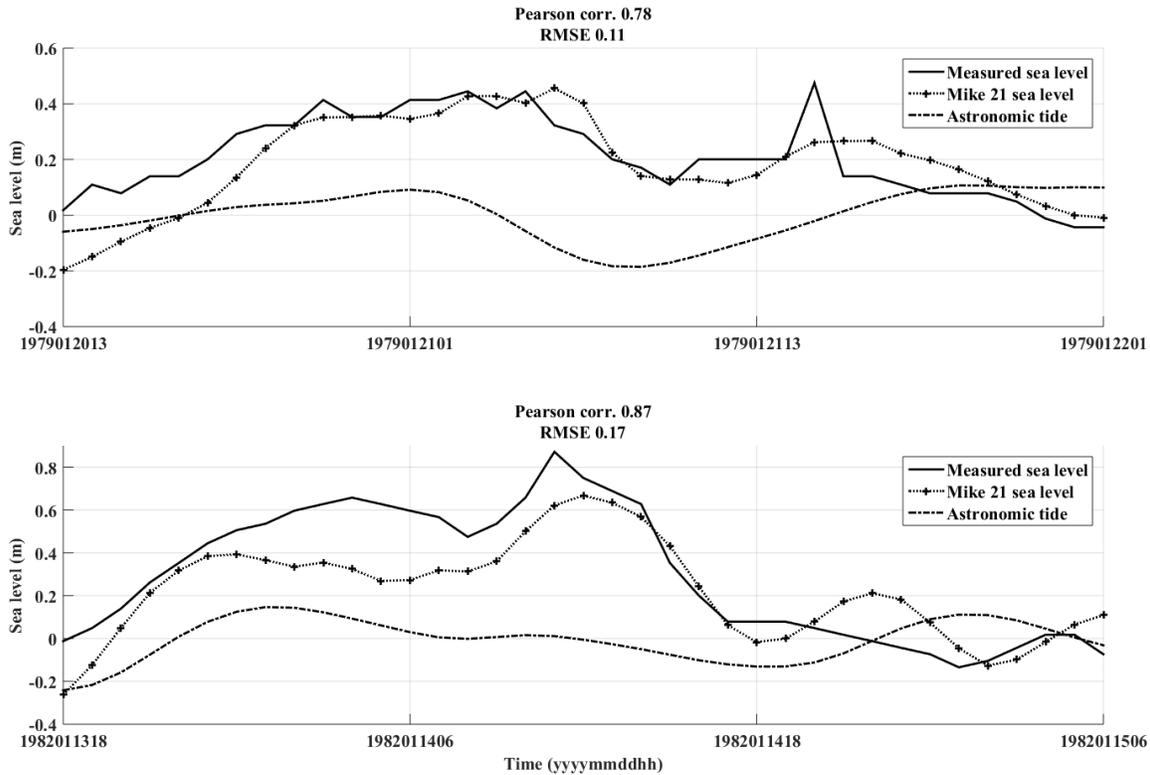


Figura 7. Validación del modelo HD con mediciones del mareógrafo de Progreso (Yucatán). Validación para evento de Norte en 1979 (panel superior). Validación para evento de Norte en 1982 (panel inferior).

3.1.5 Estimación del riesgo a la inundación para los eventos A y B, en Progreso y Sisal

A pesar de las limitaciones de la metodología del CENAPRED (Fuentes-Mariles et al., 2006), tales como no considerar la pérdida total de las viviendas ni afectaciones sociales, ésta es la metodología oficial en México para estimar el riesgo a la inundación en la costa y por ende, fue usada en esta investigación para determinar el riesgo a la inundación por dos eventos de Norte (modelados con el modelo HD) en los puertos de Progreso, y de Sisal.

Para obtener el riesgo a la inundación con base en dicha metodología se debe multiplicar la probabilidad de ocurrencia de la inundación por el valor de los bienes que existen en el sitio y por la fracción de estos bienes que podrían ser afectados por dicho evento. El CENAPRED, con base en los materiales más utilizados en los

techos y muros de construcción de las viviendas mexicanas, cuantificó la vulnerabilidad a la inundación. De esta forma, las viviendas se clasifican en cinco niveles de acuerdo al material y tipo de construcción, para poder inferir su capacidad de respuesta ante una inundación.

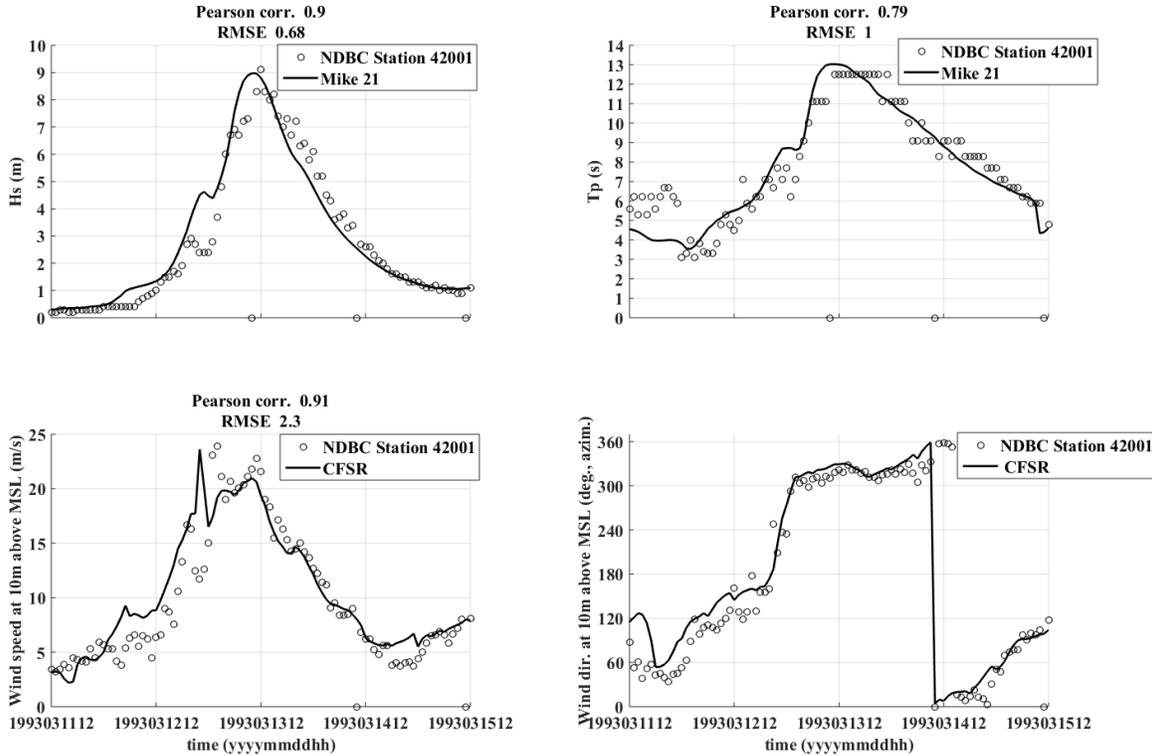


Figura 8. Validación del modelo SW y viento CFSR para el evento A. Altura de ola significativa (panel superior izquierdo). Periodo de ola pico (panel superior derecho). Magnitud de la velocidad del viento (panel inferior izquierdo). Dirección del viento (panel inferior derecho).

Para estimar las funciones de vulnerabilidad para cada tipo de vivienda usaron una configuración de muebles y enseres, para luego cuantificar el porcentaje de los daños ocasionados en cada caso en función del tirante de agua dentro de cada casa. A continuación, se mencionan las características principales de cada vivienda y el valor de su menaje asociado:

- Vivienda tipo I, es el tipo de hogar más humilde, es una vivienda con sólo un cuarto y un menaje mínimo indispensable con un costo aproximado de \$12,500;
- Vivienda tipo II, hogar de clase baja, vivienda construida con materiales de la zona y por lo general, sin elementos estructurales y un menaje con un costo cercano a \$50,000;

- Vivienda tipo III, vivienda similar al tipo II, pero con techos más resistentes por lo general, construida sin elementos estructurales y un menaje de mayor calidad que el nivel anterior y por lo tanto, se le asigna un costo de \$150,500;
- Vivienda tipo IV es una vivienda equiparada a la de interés social, por lo general construida con elementos estructurales y menaje de una típica familia profesionista que ejerce su carrera y no tiene complicaciones económicas por lo que, el menaje se cuantifica en \$300,000;
- Vivienda tipo V corresponde al tipo residencial, construida con acabados y elementos decorativos que incrementan su valor, el menaje es de buena calidad y con muchos elementos de comodidad, cuantificado en \$450,000.

Adicionalmente, el CENAPRED creó una función de vulnerabilidad correspondiente a cada tipo de vivienda en la cual, acorde al nivel de agua alcanzado (en metros) se le asigna un porcentaje de daños esperados en la vivienda. Al hablar de viviendas tipo IV y V se hace referencia a aquellas con dos o más niveles por lo que, en este caso la función de vulnerabilidad es casi la misma de los 0.8m a 2.5m. Esto debido a que más allá del primer metro de inundación, el porcentaje de pérdida en estas viviendas es mínimo, se incrementa hasta que se alcance el segundo piso. En este sentido, la vulnerabilidad representa el porcentaje de pérdida que se tendrían para los diferentes niveles de agua que pueden presentarse en las casas de una localidad. Sin embargo, la implementación de esta metodología en las costas mexicanas es compleja debido a la falta de información respecto al tipo de viviendas y los planos catastrales (útil para estimar la vulnerabilidad) de las ciudades y pueblos costeros. Existen algunas instituciones gubernamentales que cuentan con dicha información para algunas áreas costeras, pero no siempre están disponibles (con el argumento de que no es de uso público). Entonces el problema no es sólo que no exista la información sino además de que, cuando algunas instituciones la tienen, no la ponen a servicio de la población que la necesita.

A pesar de que para el puerto de Progreso algunos entes gubernamentales (INSEJUPY) poseen datos catastrales a nivel lote y del tipo de casa, no fueron proporcionados para esta investigación, por lo que esta información tuvo que ser recabada. Con base en información de planos a nivel manzana en Progreso, proveídos por el INEGI e imágenes satelitales y LIDAR del 2011 se digitalizaron los lotes. Para Sisal, no existe información del INEGI de planos a nivel manzana ni por lote por lo que, se tuvo que digitalizar los lotes usando una imagen LIDAR del 2011. Consecuentemente, para la clasificación del tipo de lote, acorde a la metodología del CENAPRED, se realizó una visita de campo para recabar esta información tanto en Progreso como en Sisal por medio de una inspección visual.

En cuanto a la modelación de la inundación, como ya se mencionó en secciones anteriores, se utilizó el modelo HW (teniendo en cuenta contribuciones por marea astronómica, marea de tormenta y el *set-up* del oleaje, aunado al efecto local del viento sobre la laguna de Chelem en Progreso y dársena en Sisal). De los resultados del modelo HW, se exportaron los máximos valores del tirante de agua alcanzados para cada evento en cada elemento inundable del mallado a formato *shapefile*, el cual se pudo a su vez exportar a un sistema de información geográfico (ArcGis v10.2). A cada lote se le asignaron diferentes atributos (tipo de casa/lote, costo del menaje expuesto, máximo tirante de agua, vulnerabilidad, probabilidad de excedencia y riesgo). Con base en las funciones de vulnerabilidad creadas por CENAPRED (en función del tirante de agua) para cada una de los cinco tipos de casas, se le asignó un valor de vulnerabilidad a cada lote. El riesgo fue estimado como el producto entre el costo de menaje de las casas, la vulnerabilidad y la probabilidad de excedencia del máximo nivel del agua registrado en cada evento de inundación. Las unidades del riesgo en este caso, dado que las variables son adimensionales, excepto el costo, son en pesos mexicanos. Para conocer la pérdida total en cada evento, se sumaron las pérdidas parciales en cada uno de los lotes, tanto en Progreso como en Sisal.

3.2 Resultados y Discusiones

En esta sección se muestran los resultados obtenidos para el estudio con eventos de Norte, así como la discusión de los mismos. Primero se caracterizaron los Nortes y se evaluó el peligro a la inundación asociada a estos fenómenos meteorológicos. Enseguida se realizó una identificación y análisis de los procesos hidrodinámicos que generan la sobre-elevación y la inundación durante los Nortes, así como la interacción entre estas contribuciones. Finalmente, se hace un análisis de las áreas inundables, se discute el papel que juega la marea en los análisis extremales del nivel del mar, y se evalúa el riesgo a inundación por dos eventos de Norte en los puertos de Sisal y Progreso.

3.2.1 Caracterización de los eventos de Norte en Progreso

En la Figura 9 se presenta el histograma de frecuencia de las principales características (magnitud y velocidad del viento, presión y residual de marea) de los 30 eventos asociados a los instantes en los cuales se presentaron los máximos anuales del residual de marea. Cabe señalar que estos valores no corresponden necesariamente al máximo valor registrado durante cada evento para cada variable, lo cual puede verse en la Figura 10 para el Evento A.

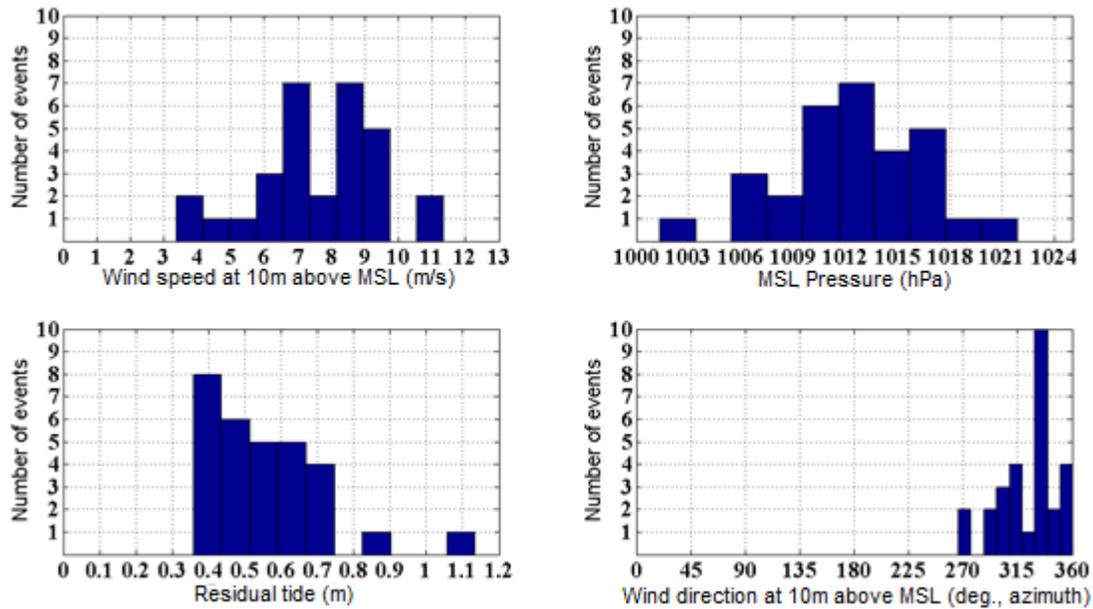


Figura 9. Histograma de frecuencias de las variables meteorológicas asociadas a los máximos anuales del residual de marea. Notaciones: magnitud (panel superior izquierdo) y dirección azimuth (panel inferior derecho) del viento (a 10m sobre nmm). Presión reducida al nmm (panel superior derecho) y máximo anual del residual de marea (panel inferior izquierdo).

El máximo anual del residual de marea fue de 1.14m, el cual corresponde al Evento A, pero para la mitad de los 30 eventos, el rango se encuentra entre 0.4m y 0.5m. La presión reducida al nmm y la velocidad del viento fue tomada de la base de datos *CFSR* para la misma posición en la que se encuentra el mareógrafo de Progreso. La dirección del viento para todos estos eventos es del norte y noroeste como se esperaba para eventos de Norte. La presión reducida al nmm oscila entre 1002 y 1021 hPa.

Como ejemplo de las características de un Norte, en la Figura 10 se muestra la magnitud de la velocidad del viento (panel superior, línea punteada), la presión reducida al nmm (panel central) y la temperatura máxima diaria (panel inferior, línea continua) para el Evento A, de la base de datos *CFSR*, así como resultados del modelo HD (sin olas) para el residual de marea (panel superior línea continua). Se observa que, desde las 00:00 del 13 de marzo de 1993 hay un decremento de la temperatura de -16.7°C en 24 horas (panel inferior, línea punteada), lo cual es similar al valor (15°C) reportado por Schultz et al. (1997). También se presentó un incremento de la magnitud de la velocidad del viento de 10 m/s en 8 horas (panel superior) con dirección del noroeste (300° a 30° azimuth, panel inferior línea continua) y un incremento de la presión de 9hPa. Por lo tanto, este evento contiene todos los

elementos para ser clasificado como evento de Norte de acuerdo a los métodos de Reding (1992) y Hernández-Lasheras (2015). Además, se observa que el pico del residual de marea ocurre después del pico de la magnitud de la velocidad del viento en la costa (desfase de aproximadamente 2 horas) y después de alcanzarse la presión mínima. La temperatura máxima diaria así como la dirección del viento se extrajeron de la base de datos *CFSR* en Mérida, siguiendo la metodología de Reding (1992) quien aunque usó datos meteorológicos de otra fuente también eligió a Mérida para realizar este análisis.

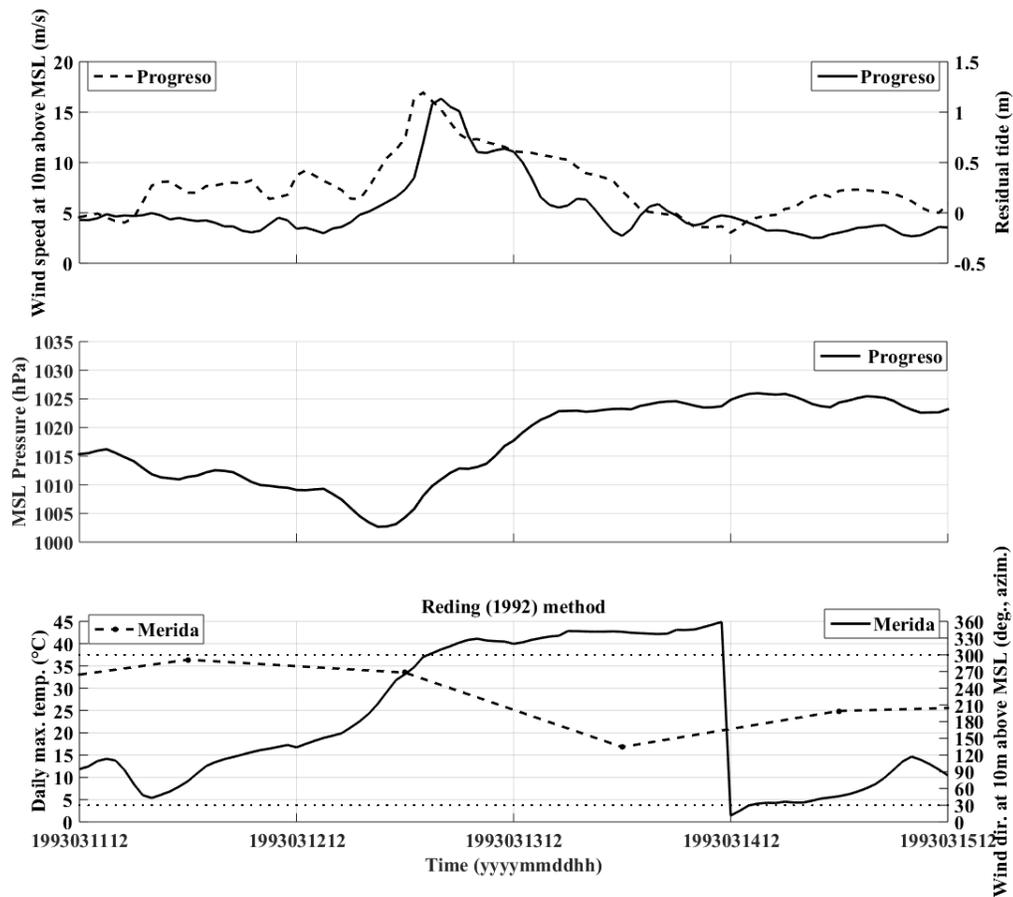


Figura 10. Parámetros característicos del evento A, el cual indujo el máximo residual de marea en Progreso del reanálisis de 30 años. Magnitud de la velocidad del viento en Progreso y residual de marea (panel superior). Presión reducida al nmm (panel intermedio). Temperatura máxima diaria y dirección (azimut) del viento en Mérida (panel inferior).

3.2.2 Evaluación del peligro a la inundación por Nortes en Progreso y Sisal

El primer método de análisis extremal (máximos anuales de residual de marea; ver D1 en sección 3.1.3) consistió en ajustar los máximos anuales del residual de marea en el puerto de Progreso a la GEV, tal como se muestra en la en la Figura 11, donde los eventos A y B son identificados.

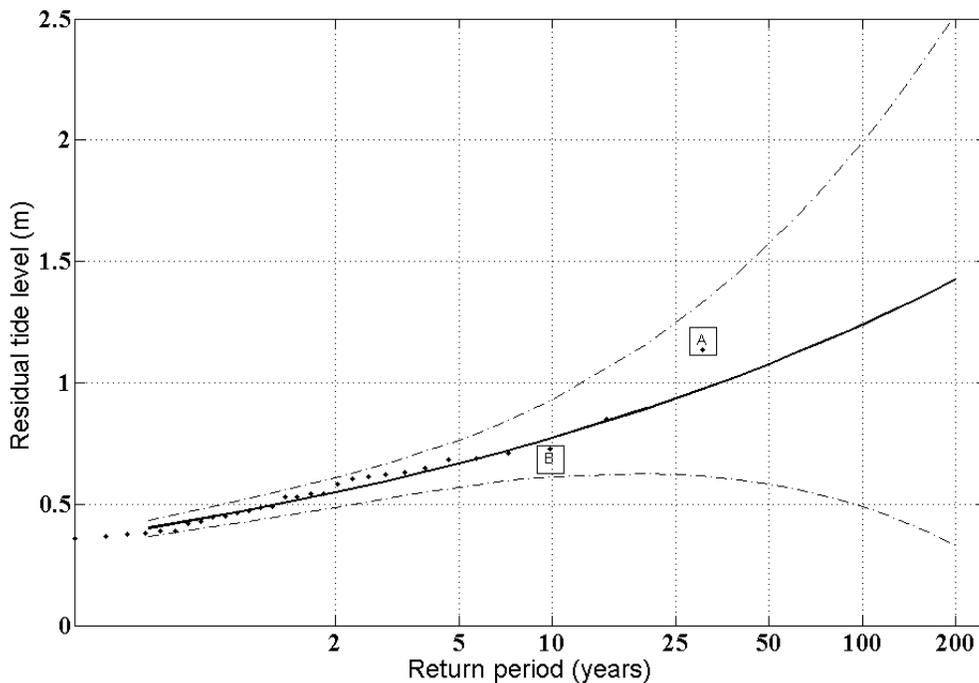


Figura 11. Ajuste de los máximos anuales del residual de marea a la GEV en Progreso, usando la base de datos D1 mencionada en sección 3.1.3 . La curva sólida es el ajuste al residual de marea, los puntos son los 30 máximos anuales del residual de marea obtenidos con el modelo HD y las curvas discontinuas son los límites de confianza al 95%.

La expresión usada para la GEV es:

$$H(x, \mu, \psi, \xi) = \exp \left\{ - \left(1 + \xi \frac{x - \mu}{\psi} \right)^{-1/\xi} \right\} \quad (22)$$

donde μ es el parámetro de localización, ξ es el parámetro de forma y ψ es el parámetro de escala. El método de estimación de estos parámetros fue el de máxima verosimilitud, con el cual se obtuvieron los siguientes valores; $\mu = 0.469$, $\xi = 0.189$, $\psi = 0.105$.

El segundo método de análisis extremal (máximos anuales del nivel del mar; ver D2 en sección 3.1.3) consistió en ajustar el nivel del mar asociado a los máximos anuales de marea en Progreso a la GEV (Figura 12), donde también se utilizó el método de máxima similitud para encontrar los parámetros de la función, $\mu = 0.526$, $\xi = -0.295$, $\psi = 0.261$.

Es indispensable mencionar que para los dos análisis extremales, se usaron datos del modelo HD, extraídos de un nodo de la malla en Progreso (ubicación donde se encuentra el mareógrafo en el puerto de altura) a 2km de la costa (5m de profundidad). De la Figura 11 y Figura 12 se puede observar que:

- Al usarse únicamente el residual de marea en el análisis extremal (base de datos D1, sección 3.1.3), los periodos de retorno para los eventos A y B son 67 y 7 años, respectivamente. Esto debido a que el residual de marea para el evento A fue mayor que para el evento B (1.14m vs 0.72m).
- Cuando se toma en cuenta la contribución por marea astronómica en el análisis extremal (D2, sección 3.1.3) los periodos de retorno para los eventos A y B son 3 y 78 años, respectivamente; lo cual se debe a que el nivel del mar, incluyendo marea astronómica y residual fue mayor para el Evento B que para el Evento A (1.16m vs 0.79m).

Lo anteriormente descrito se debe a que para el Evento A, cuyo residual de marea fue mayor, ocurrió muy cercano a la marea baja mientras que, el Evento B ocurrió en marea alta durante el ciclo de mareas vivas. Por ende, incluir la aportación por marea astronómica en un análisis extremal es crucial para la estimación de los periodos de retorno. En las secciones 3.2.3 y 3.2.4 se discute la importancia de no sólo considerar la fase de la marea sino también la dirección del viento local para determinar la intensidad de la inundación al interior de las lagunas costeras debido a que la sobre-elevación por el viento local en cuerpos de agua semi-cerrados puede ser importante; lo cual en este estudio, es crucial dado que Progreso colinda con la laguna de Chelem.

Para el caso de Sisal, en la Figura 13 se muestra el análisis extremal usando el mismo método (ver D2 en sección 3.1.3). También se utilizó el método de máxima similitud para encontrar los parámetros de la función, $\mu = 0.332$, $\xi = -0.271$, $\psi = 0.181$. Los periodos de retorno para los eventos A y B en Sisal fueron 37 años (para un nivel del mar de 0.76 m) y 86 años (para un nivel del mar de 0.801m), respectivamente. Este análisis fue utilizado como medio para la estimación del riesgo a la inundación para los eventos A y B en Sisal.

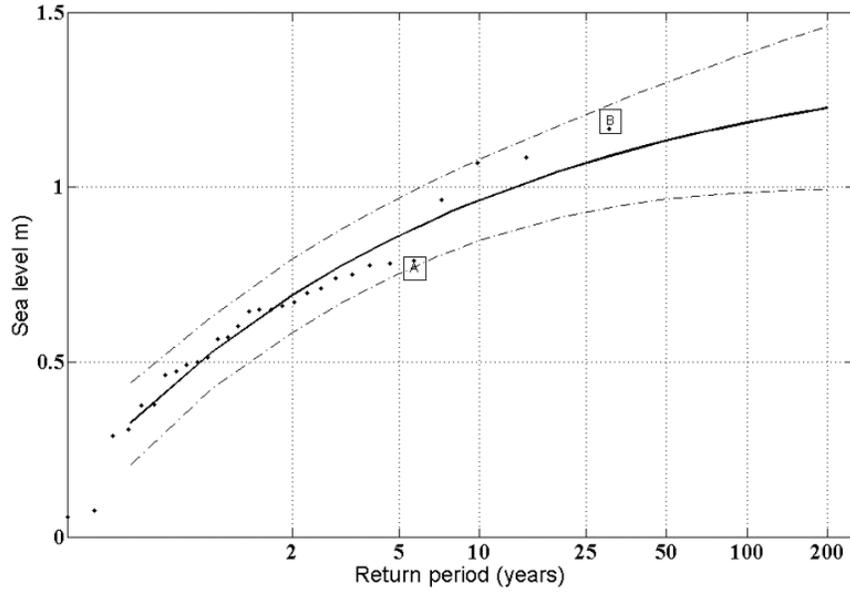


Figura 12. Ajuste de los niveles del mar en Progreso a la GEV, usando la base de datos D2 mencionada en sección 3.1.3 y la Configuración 4. La curva sólida es el ajuste del nivel del mar, los 30 puntos son los niveles del mar (obtenidos por medio del modelo HD) asociados al máximo anual del residual de marea y las curvas discontinuas son los límites de confianza al 95%.

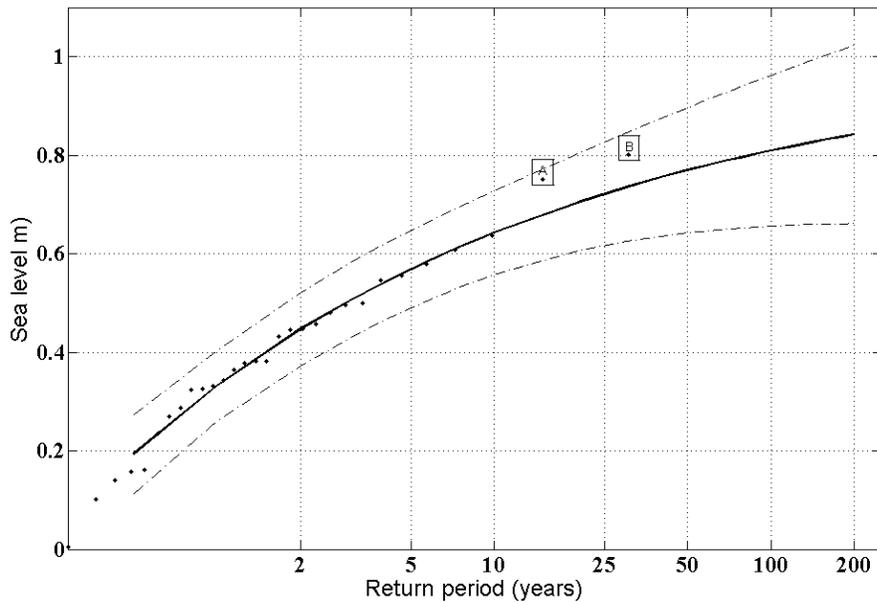


Figura 13. Ajuste de los niveles del mar en Sisal a la GEV, utilizando la base de datos D2 mencionada en sección 3.1.3 y la Configuración 4. La curva sólida es el ajuste del nivel del mar, los 30 puntos son los niveles del mar (obtenidos por medio del modelo HD) asociados al máximo anual del residual de marea y las curvas discontinuas son los límites de confianza al 95%.

3.2.3 Contribución de la marea de tormenta, el *set-up* del oleaje y descarga del acuífero de Yucatán a la inundación para los eventos A y B en Progreso

Como se mencionó en secciones anteriores, la marea de tormenta se genera principalmente por el esfuerzo del viento y perturbaciones en la presión atmosférica sobre la superficie del mar mientras que, el *set-up* depende del oleaje. Sin embargo, dentro de las lagunas, la sobre-elevación por el esfuerzo del viento (aunado a la dirección del mismo y duración de la tormenta) y la hidrodinámica en la bocana juega un papel muy importante en el nivel de la superficie del agua. En este sentido, en la Figura 14 se presentan mapas con máximos para el esfuerzo del viento y altura de ola para los eventos A y B. Mientras que para el evento A (tormenta mostrada en la Figura 8) se alcanzaron alturas de ola de 4-5m a 2.5 km de la costa, para el evento B estos mismos valores se dieron a 5 km de la costa. En cuanto a la altura de ola para el Evento A, no es usual tener olas en el orden de 3 a 4 m cerca de la costa de Yucatán (en profundidades alrededor de 5-7m).

Sin embargo, tomando en cuenta que en aguas profundas (en la boya NDBC 42001, Figura 8) se alcanzaron alturas de ola de 9m y velocidades de viento de $24 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, las alturas de ola reproducidas por el modelo SW cercanas a la costa, bajo estas circunstancias, son razonables. Por un lado, durante el evento A, la dirección y esfuerzo del viento (panel superior izquierdo) sobre la superficie de la laguna indujeron olas de oeste a este, alcanzándose alturas de alrededor de 0.9m en la parte sureste de la laguna. Por otro lado, durante el Evento B, la altura de ola (panel inferior derecho) dentro de la laguna fue menor que para el Evento A (en parte) debido al esfuerzo del viento (panel inferior izquierdo) más débil sobre la laguna. Estas variaciones del esfuerzo del viento causan diferencias significativas tanto en el *set-up* del oleaje como en la sobre-elevación del nivel del agua en la laguna, tal como se muestra en la Figura 15.

Los valores máximos de marea de tormenta y el *set-up* del oleaje para eventos A y B son mostrados en la Figura 15. El panel superior (izquierdo y derecho) muestra resultados del modelo HD para los máximos de marea de tormenta. Bajo condiciones normales hay una corriente litoral a lo largo de la costa norte de la Península de Yucatán de este a oeste (Enriquez et al., 2010), la cual se atribuye en parte a vientos del sureste (Torres-Freyermuth et al., 2014), y en parte a la corriente de Yucatán que baña la plataforma de Yucatán al norte de la Península (Abascal et al., 2003). Sin embargo, durante los eventos de Norte ocurren dos fenómenos importantes: (i) el viento (del noroeste y norte) produce un mayor esfuerzo en la superficie del mar que, junto con (ii) gradientes de presión debido a perturbaciones de la presión atmosférica, generan apilamientos de agua de oeste a este en el norte

de la Península. Como consecuencia, la corriente litoral predominante cambia de dirección en ese mismo sentido, generando un incremento del nivel del agua a lo largo de la costa de Yucatán y por ende, dentro de las lagunas.

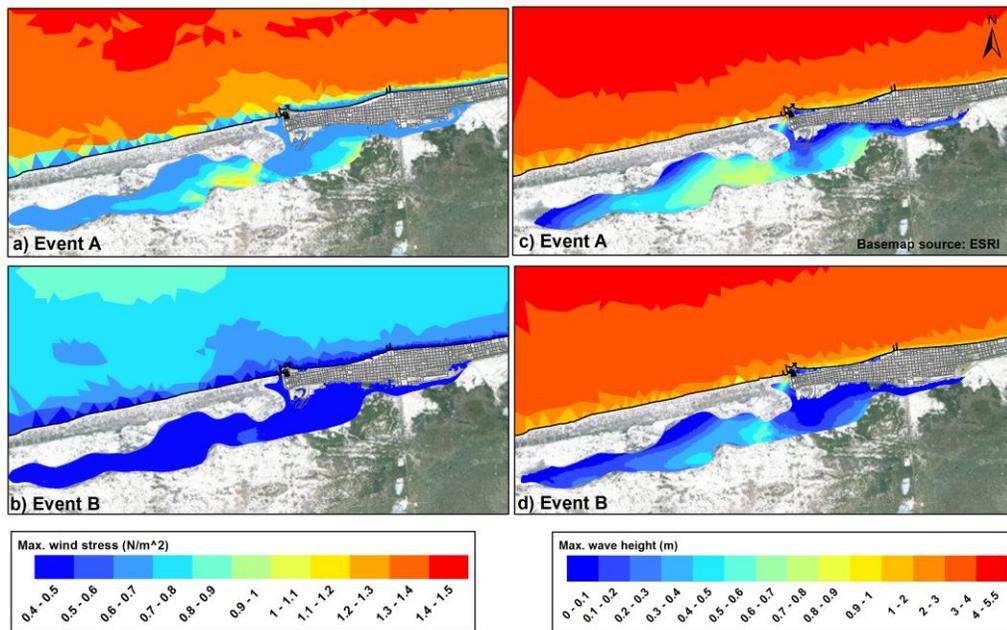


Figura 14. Valores máximos del esfuerzo del viento durante los eventos A (panel a) y B (panel b). Valores máximos de la altura de ola para los eventos A (panel c) y Evento B (panel d).

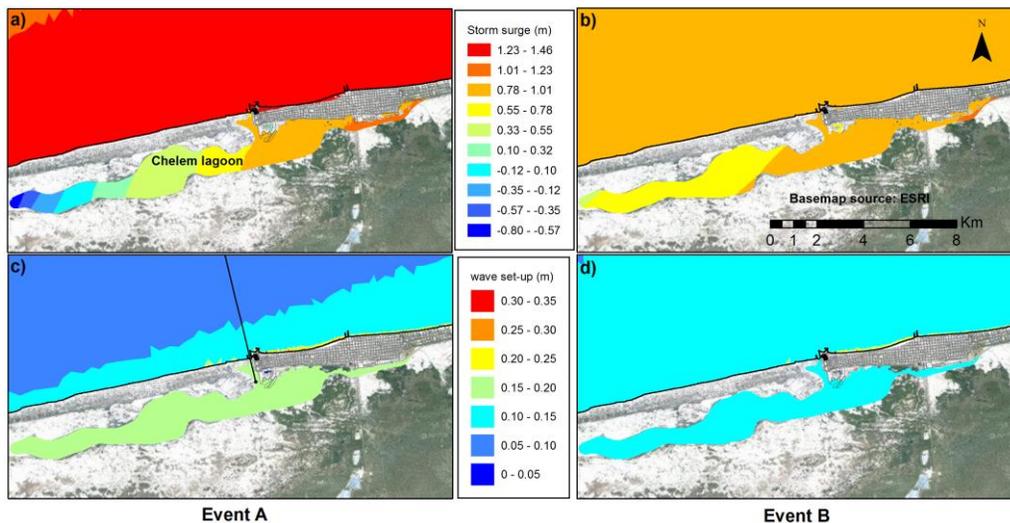


Figura 15. Contribuciones de la marea de tormenta y set-up de oleaje a la inundación por los eventos A y B en Progreso: Máxima marea de tormenta para el evento A (a). Máxima marea de tormenta para el evento B (b). Máximo set-up del oleaje para el Evento A (c). Máximo set-up del oleaje para el Evento B (d).

De la Figura 15 es evidente (paneles a y b) que la marea de tormenta durante el Evento A fue mayor que para el Evento B, tanto dentro como fuera de la laguna de Chelem. Esto se debe a que, aún cuando el pico de la magnitud de la velocidad del viento fue similar para ambos eventos, la duración del Evento A es mayor y la dirección del viento de tormenta tiene una componente mayor proveniente del Oeste (azimuth promedio de 300° para Evento A, y de 335° para Evento B), como se aprecia en la Figura 5. Esto sugiere que la duración de la tormenta y la dirección del viento son factores importantes para la generación de marea de tormenta. De estos dos paneles superiores también se puede observar que la marea de tormenta es mayor en la parte este de la laguna debido a la orientación del esfuerzo del viento sobre la laguna (el cual cuenta significativamente como parte del causante de esta sobre-elevación), aunado al volumen extraordinario de agua que entra a través de la bocana.

Con relación al *set-up* del oleaje (paneles c y d), el Evento A presentó mayores valores (0.35m en la playa de Progreso y 0.17 en el interior de la laguna de Chelem) comparado al Evento B (0.30m y 0.14m, respectivamente). Estas diferencias están en parte relacionadas con la fase de la marea y la energía del oleaje en aguas indefinidas (Dodet et al., 2013) así como de la dirección de incidencia del oleaje (Guza & Feddersen, 2012) durante el pico de la tormenta para cada evento.

Para investigar la evolución del *set-up* del oleaje a través de la bocana durante los dos picos del nivel total del mar (total sea surface elevation, TSSE) del Evento A (tiempos t_1 y t_2 , ver Figura 6), la Figura 16 muestra perfiles del TSSE, marea de tormenta (*storm surge*) y *set-up* del oleaje (*wave set-up*), la componente (perpendicular a la bocana) de la velocidad del flujo (V) y la altura de ola en un transecto perpendicular a la costa, tal como se muestra en la Figura 15 (panel c). El transecto tiene una longitud de 9 km e inicia 1000 m dentro de la laguna (i.e., la línea de costa esta en $X=1000\text{m}$). Para el tiempo t_1 , el TSSE (panel superior, línea negra continua) fue mayor en la parte marina que dentro de la laguna. Por ende, la pendiente del gradiente de presión para ese instante indujo una corriente de flujo hacia la laguna (ver V total para t_1 , en el panel inferior, eje izquierdo). El TSSE fue menor que la altura de la marea de tormenta, en parte debido a que el valor de la marea astronómica para t_1 (tiempo en que el TSSE alcanzó su máximo) y t_2 fue negativa (ver Figura 6). La altura máxima de ola para t_1 (panel inferior, eje derecho) antes del punto de rotura fue de 2.8m. Sin embargo, debido al asomeramiento de la plataforma de Yucatán, el oleaje experimenta una gradual pero significativa disipación de energía en su propagación hacia la costa. El periodo de ola pico y la dirección (azimut) media del oleaje para t_1 fue de 6s y 308° (49° noroeste, respecto a la costa), respectivamente (no mostrado). El *set-up* del oleaje alcanzó 0.08m dentro de la laguna (canal principal) y 0.07m en el punto de rotura.

Para el tiempo t2, el TSSE dentro de la laguna (canal principal) fue mayor que en la parte marina (12 cm de diferencia), lo cual indujo una corriente de refluo (hacia el mar, ver V total en el panel inferior, eje derecho). Además, la marea de tormenta disminuyó significativamente (en más de 40 cm) porque este tiempo corresponde al final de la tormenta, con viento más débil y la consecuente disminución de la marea de tormenta. En términos del clima de oleaje, la altura de ola máxima en t2 disminuyó con respecto a la de t1 (de 2.8 a 2.4m), el periodo pico de ola incrementó de 6s a 11s, sugiriendo que el oleaje distante alcanzó la costa al final de la tormenta, y la dirección media del oleaje fue más perpendicular a la costa (76° comparado a 49° noroeste, en t1). Bajo estas condiciones, el *set-up* del oleaje alcanzó 0.17m al interior de la laguna y 0.14m en el punto de rotura, los cuales son valores significativamente más grandes que para el pico de la tormenta (t1). De hecho, el *set-up* del oleaje en la laguna (canal principal) representa el 7% de la altura de ola en el punto de rotura para t2, y tan sólo el 2.85% para t1. Sin embargo, para la playa de Progreso, el *set-up* del oleaje alcanzó 0.35m (ver Figura 15, panel inferior izquierdo), lo cual corresponde al 14.5% de la altura de ola en el punto de rotura. De este análisis, se observa que el máximo *set-up* del oleaje para el Evento A ocurrió en t2 cuando la dirección media del oleaje estuvo cercana a ser perpendicular a la costa, el cual coincidió con el máximo valor para el refluo a través de la boca. De hecho, la altura del *set-up* del oleaje es controlado por la componente del tensor de radiación S_{xx} (donde el eje x es perpendicular a la costa) y alcanza su valor máximo cuando la dirección media del oleaje incidente es perpendicular a la costa (Guza & Feddersen, 2012).

Por otro lado, para conocer la contribución del acuífero de Yucatán al TSSE durante el paso de Nortes sobre la Península de Yucatán, se realizó un ejercicio añadiendo en la frontera terrestre del modelo HD una descarga constante de $2.7 \cdot 10^{-4} \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$ a lo largo de la costa, reportada por Weidie (1985). Los resultados con y sin descarga del acuífero, para los eventos A y B simulando sólo la marea de tormenta (Configuración 1), sugieren que la contribución del acuífero al TSSE fue de 0.8 cm y de 1 cm, respectivamente. Con base en esto, se puede decir que mientras no existan nuevos estudios de estimación de la descarga del acuífero hacia la costa, para futuros estudios esta aportación podrá ser despreciada en la evaluación del riesgo a la inundación por Nortes en el norte de la Península.

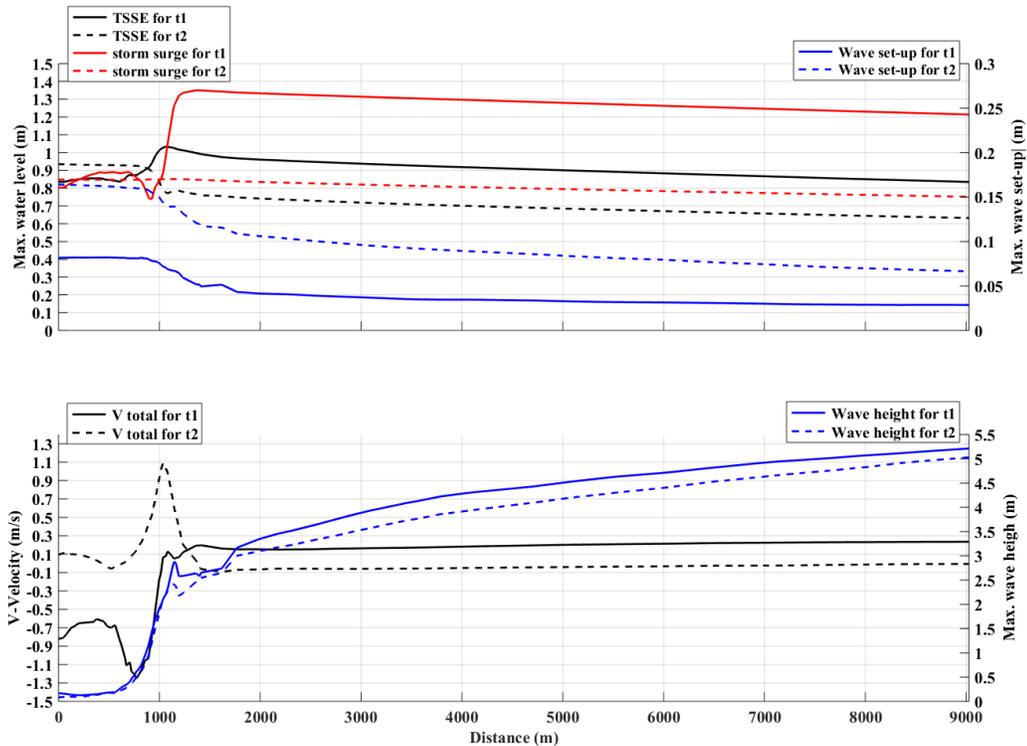


Figura 16. Contribución del wave set-up por la corriente de flujo y reflujos en la bocana de la laguna de Chelem. TSSE (panel superior), marea de tormenta y wave set-up del oleaje para t1 y t2. Componente de la velocidad V y altura de ola máxima (panel inferior) para t1 y t2. Para $0 < x < 1000$ m, el transecto se ubica dentro de la laguna.

3.2.4 Áreas inundables en Progreso durante los eventos A y B

Con respecto a la inundación por los eventos A y B (Figura 17) en Progreso, las áreas más afectadas en la costa se encuentran entre el muelle y la bocana de Chelem, debido (en parte) a su forma cóncava. La inundación en este trecho fue mayor durante el Evento B (panel inferior) por que el evento de Norte golpeó la Península durante marea alta y por ende, el TSSE fue significativo. Dentro de la laguna, la inundación por lo general fue mayor que en la costa para ambos eventos, debido a la pequeña capacidad que tiene la laguna para regular volúmenes de agua que entran a través de la bocana, así como la sobre-elevación del nivel del agua por efecto del esfuerzo del viento sobre ésta; la cual para ciertas direcciones de viento – con componentes importantes en la dirección del eje mayor de la laguna – puede ser mayor que en la costa.

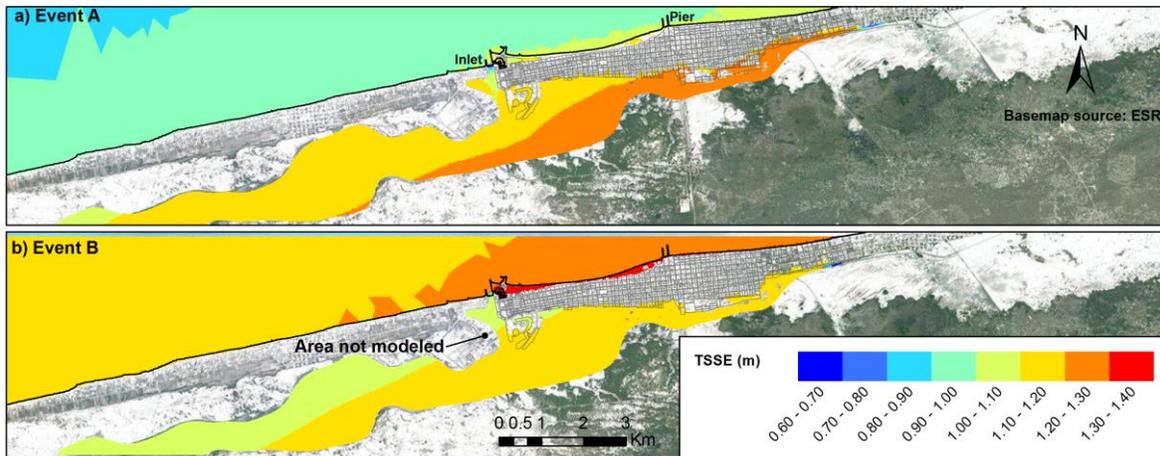


Figura 17. Inundación máxima en Progreso durante los eventos A y B. Áreas inundables para el Evento A (a). Áreas inundables para el Evento B (b).

De hecho, aun cuando el TSSE en la parte marina fue mayor para el Evento B que para el Evento A (como se mostró en la sección 3.1.3), se encontraron sobre-elevaciones mayores en el Evento A dentro de la laguna, especialmente al este de la misma debido a contribuciones más importantes del esfuerzo del viento local sobre la laguna y el *set-up* del oleaje que ingresó por la bocana, generando una mancha de inundación considerable en Progreso. En términos específicos de áreas inundadas en Progreso (este de la bocana de Chelem), el total de manzanas afectadas durante el Evento A fue de 157 (25% del área en superficie), donde 8 de éstas están localizadas en la playa y 149 en el margen noreste de la laguna. Para el Evento B, el número de manzanas afectadas fue de 110 (18% del área en superficie, 18 en la playa y 92 en del lado de la laguna). Estos resultados muestran que las áreas más propensas a ser inundadas en Progreso se encuentran en la parte sureste de la ciudad, bordeando la laguna de Chelem y no en la costa, principalmente debido a la geometría semi-cerrada de la laguna, la sobre-elevación por esfuerzo del viento dentro de la laguna y al *set-up* del oleaje que ocurre durante las tormentas.

3.2.5 Efecto de la fase de la marea astronómica en el nivel total de agua en Progreso

Para investigar el papel que juega la fase de marea astronómica en la sobre-elevación del mar durante el paso de los eventos de Norte, se realizaron simulaciones numéricas variando dicha fase (TS1 a TS4; ver sección 3.1.3).

La Figura 18 muestra mapas del nivel total del agua (TSSE) correspondientes a los cuatro escenarios de marea creados para el Evento A (recordando que TS3

corresponde a la fase real de marea para el Evento A). En vista de que el tiempo en el cual ocurre la máxima sobre-elevación en el mar no es el mismo que en la laguna, se tomó en cuenta la máxima sobre-elevación registrada en cada elemento del mallado, similar al criterio usado por otros estudios de evaluación de peligro a la inundación por huracanes (Zachry et al., 2015).

Se puede observar que el peor escenario de inundación fue para TS1 (pleamar durante el pico de la tormenta) y TS4 (llenante, cercano a nivel medio del mar, durante el pico de la tormenta) y significativamente menor para los escenarios TS2 (vaciante, cercano a nivel cero durante el pico de la tormenta) y TS3 (vaciante, cercano a bajamar, durante el pico de la tormenta). Esto se debe, en parte, a que durante la tormenta entre las 00:00 y 15:00 del 13 de marzo de 1993 (ver Figura 6, panel inferior), el viento local alcanzó su máximo y fue lo suficientemente fuerte para producir un apilamiento de agua al este de la laguna. Por otra parte, aunado a ésta sobre-elevación por viento local, durante el evento A la contribución por marea fue mayor para TS1 y TS4 y menor para TS2 y TS3. Por ende, los efectos combinados del viento y la marea fueron más significativos para TS1 y TS4. Para TS2 y TS3, los factores dominantes fueron el residual de marea y el *set-up* del oleaje (Figura 19, panel superior).

Las consecuencias de estos niveles del agua en la inundación se presentan en la Tabla 1, donde se muestran las manzanas inundadas para cada escenario de marea en Progreso.

Tabla 1. Manzanas afectadas en Progreso en función de la fase de marea durante el Evento A.

Escenarios de marea	Total de manzanas afectas	Porcentaje del total de manzanas	Manzanas afectadas en la parte marina	Manzanas afectadas en la parte de la laguna
TS1	368	60%	19	349
TS2	199	30%	12	187
TS3 (Evento A)	157	25%	8	149
TS4	354	57%	33	321

Los resultados de modelación numérica (no mostrados) forzando el modelo HD únicamente con marea astronómica en las fronteras marinas (Figura 3) muestran que la corriente por marea va hacia el este durante la llenante y hacia el oeste durante la vaciante. Comparando TS1 y TS4 se observa que el máximo de TSSE en la parte marina ocurrió en TS4 (pleamar durante la tormenta), debido a que ambas corrientes (i) asociada a la marea astronómica y (ii) asociada a la marea de tormenta (de este a oeste durante eventos de Norte) tuvieron la misma dirección, lo

cual contribuyó a una mayor sobre-elevación, mientras que para TS1 (pleamar y vaciante durante la tormenta) la corriente por marea astronómica fue del este; opuesta a la corriente por marea de tormenta, induciendo una menor sobre-elevación en la costa en comparación con TS4.

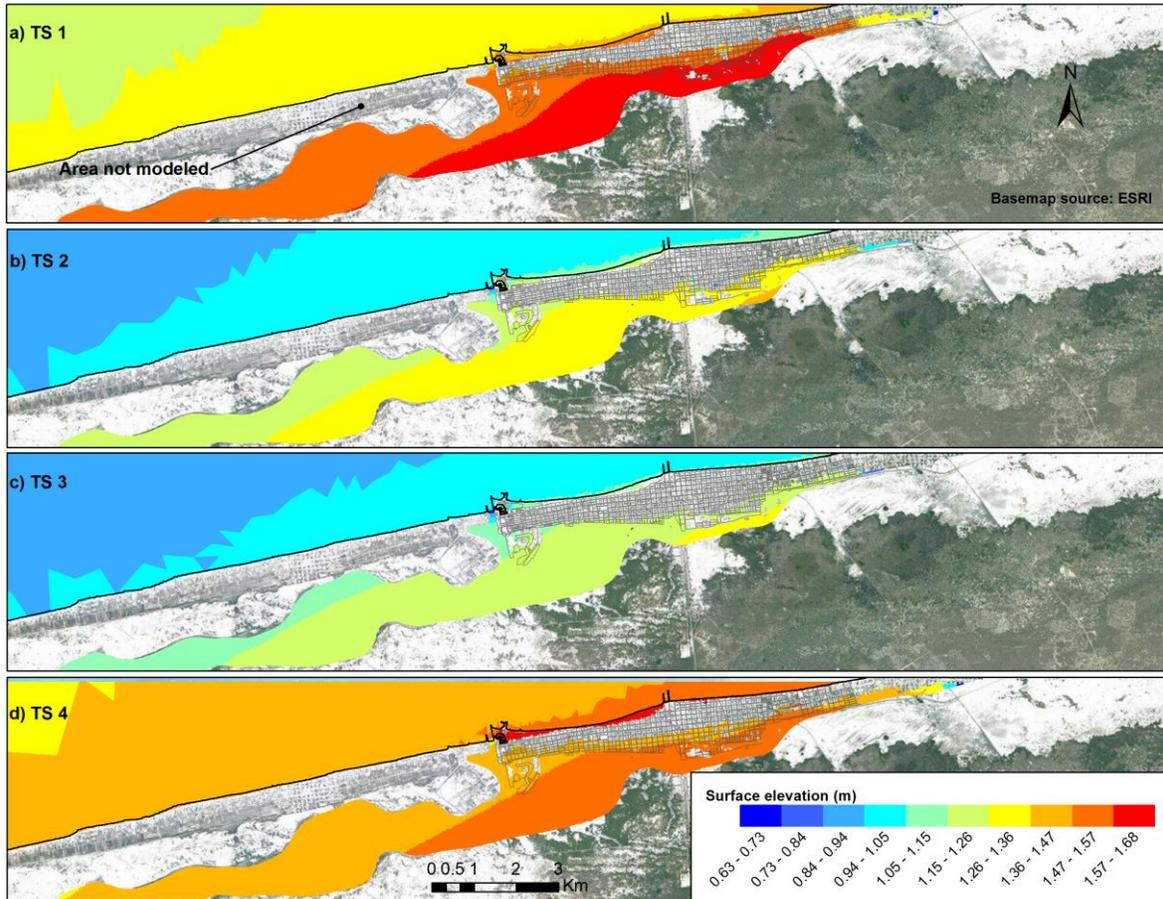


Figura 18. Mapas de inundaciones con el TSSE en Progreso bajo cuatro escenarios de marea para el Evento A: Máxima inundación para TS1(a). Máxima inundación para TS2 (b). Máxima inundación para TS3 (c). Máxima inundación para TS4 (d).

Sin embargo, dentro de la laguna el máximo TSSE para TS1 ocurrió durante el pico del viento local (07:00), el cual generó una gran sobre-elevación del agua mientras que, para TS4 el máximo TSSE ocurrió 4 horas más tarde cuando el viento local había disminuido y por ende, se produjo una menor sobre-elevación (Figura 6). Por lo tanto, cuando la dirección del viento se acerca a la dirección del eje principal de la laguna de Chelem, se produce un apilamiento de agua en el este de la misma. Los resultados de TS2 en comparación con TS3, respecto a los máximos niveles del mar ocurrieron al mismo tiempo en la bocana (07:00, ver Figura 19, panel inferior) pero fueron mayores para TS2, particularmente dentro de la laguna (Figura 18). Esto se debe al hecho de que para TS2 la contribución a la inundación por marea

astronómica fue mayor. Además, se produjo una mayor contribución por *set-up* del oleaje a través de la bocana (Figura 19, panel superior, eje derecho). Esto concuerda con lo descrito por Dodet et al. (2013) quienes plantean que, en las bocanas lagunares, durante el reflujó (bajamar y nivel del mar cercano a cero) las olas rompen sobre los bajos de marea produciendo valores mayores del tensor de radiación que durante corrientes por flujo (ver *wave set-up for TS1* en la Figura 19) y como resultado se da una mayor contribución del *set-up* del oleaje al interior de la laguna.

En resumen, la fase de la marea astronómica durante el paso de las tormentas es un factor muy importante a considerarse en la inundación no sólo por el nivel de marea sino también por la interacción de los contribuyentes que aportan al TSSE. Como ejemplo, la Figura 18 muestra las áreas (manzanas) de Progreso afectadas por diferentes escenarios de marea, enfatizando que una tormenta con las características del Evento A hubiese inundado una mayor área o causado mayores daños si hubiese ocurrido en pleamar o marea ascendente, TS1 y TS4, respectivamente.

3.2.6 Efecto de la fase de la marea astronómica en la marea residual y *set-up* del oleaje

De manera análoga a la sección anterior, en este apartado se investiga por medio de simulaciones numéricas el papel que juega la fase de marea astronómica en la modulación de la marea residual y del incremento del nivel del mar inducido por oleaje (*wave set-up*) durante el paso de los eventos de Norte. Para este ejercicio, las simulaciones se realizaron igualmente para el Evento A (más energético) y el análisis se llevó a cabo para la zona de Progreso.

En el panel superior de la Figura 19 se muestra el residual de marea (eje izquierdo) y el *set-up* del oleaje (eje derecho) para el Evento A bajo los cuatro escenarios de marea mencionados (TS1 a TS4), así como la magnitud de la velocidad del viento costa afuera (panel intermedio, eje izquierdo) y la altura de ola significativa (H_s , panel intermediario, eje derecho) usadas como forzantes para el experimento numérico. En el panel inferior se expone el TSSE (eje izquierdo) y la componente de la velocidad perpendicular a la costa, V (eje derecho). El residual de marea se obtuvo a través de un análisis armónico con el programa T_Tide (Pawlowicz et al., 2002) para cada uno de los niveles del mar generados numéricamente con el modelo HD para cada escenario, utilizando como condiciones de frontera la Configuración 4 descrita en la sección 3.1.3.

A partir de estos experimentos numéricos se encontró que para Progreso el residual de marea es, durante el Norte, mayor si la marea astronómica es descendente (TS2) o se encuentra en bajamar (TS3) mientras que, es más pequeña cuando la marea astronómica es ascendente (TS4) o se encuentra en pleamar (TS1). Lo anterior es una variación no lineal que concuerda con otros estudios (Lin et al., 2012; Rego & Li, 2010) que atribuyen este comportamiento a efectos no lineales entre la fricción de fondo y el *momentum* advectivo en la marea de tormenta debido a la presencia de la marea astronómica. Esto también fue confirmado por Horsburgh & Wilson (2007), quienes en un estudio para la costa de Gran Bretaña encontraron que la marea de tormenta máxima nunca coincide con la pleamar.

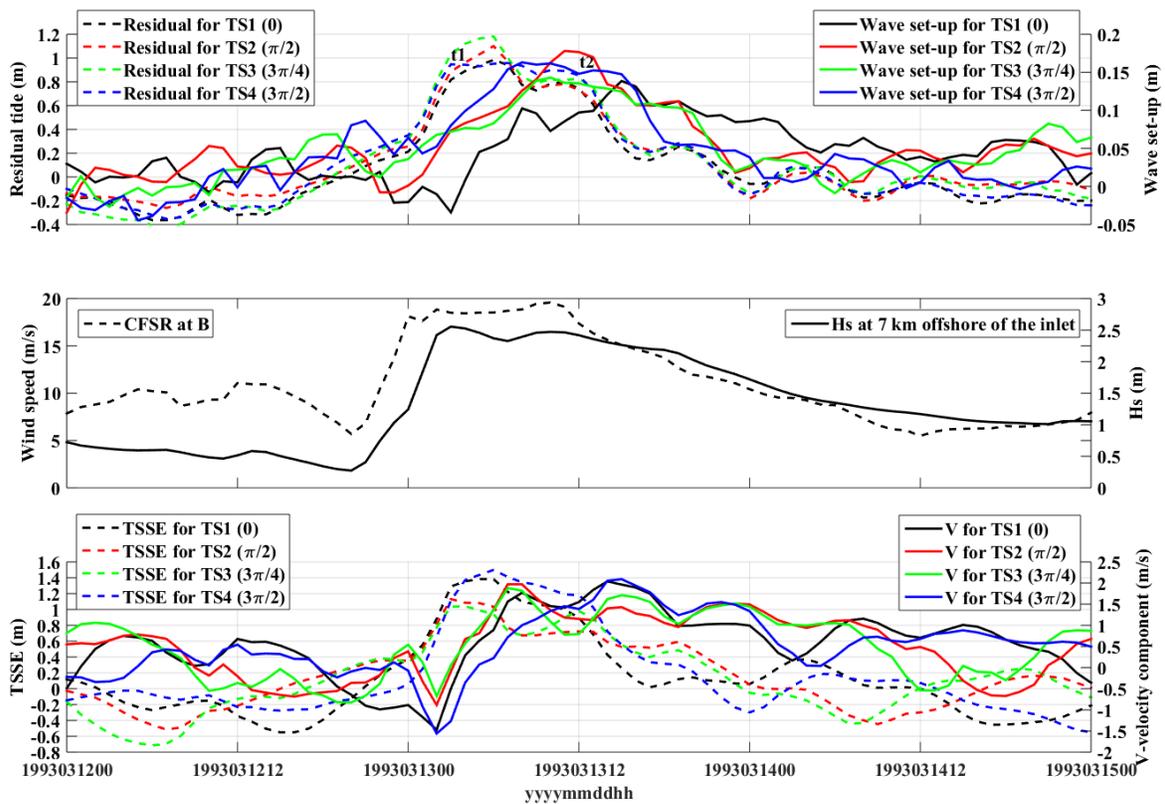


Figura 19. Modulación del residual de marea y set-up del oleaje por la marea astronómica. Panel superior: residual de marea y set-up del oleaje para los cuatro escenarios. Panel intermedio: magnitud de la velocidad del viento a 10m sobre nmm y Hs usados como forzantes del modelo HD. Panel inferior. TSSE (generado por el modelo HW) y la componente de la velocidad perpendicular (V) a la bocana de Chelem.

Como se mencionó en la sección 3.1.3, mientras que el viento local contribuyó a la sobre-elevación del nivel del agua dentro de Chelem, la magnitud del viento costa afuera se correlaciona muy bien con el residual de marea en Progreso durante el

paso del Evento A. Por ejemplo, el segundo pico de viento en el nodo B (ver su localización en la Figura 4, a 161 km de la costa) se presenta como un segundo pico en todos los escenarios del residual de marea así como en Hs. Por otro lado, los resultados del modelo muestran que el set-up del oleaje dentro de la laguna de Chelem es modulado por la marea como fue encontrado en otros estudios para otros sitios (Smith et al., 2000; Smith & Smith, 2001; Olabarrieta et al., 2011; Dodet et al., 2013). La Figura 19 sugiere que el máximo set-up del oleaje ocurrió durante el refluo (valores positivos para la componente V de la velocidad) y se mantuvo por el tiempo en que el refluo fue lo suficientemente fuerte, tal como pasó con TS4 (línea sólida azul en los paneles superior e inferior). Dodet et al. (2013) encontró un comportamiento similar de la hidrodinámica en bocanas lagunares a partir de observaciones y modelación numérica en la laguna Albufeira (en Portugal). Estos autores encontraron que durante el pico del refluo (cuando el nivel del mar es cercano al nivel medio del mar), la corriente puede cancelar la velocidad de grupo intrínseca. Como consecuencia, las olas se refractan en la bocana y se incrementa la altura de ola. Por ende, se da una mayor liberación de energía durante la rotura, lo cual conlleva a una mayor aportación del set-up del oleaje al interior de la laguna. Similarmente, Gonzalez et al. (1985) observaron para un caso de estudio en el río Columbia que en la bocana la altura de ola se incrementa durante el refluo y disminuye durante la llenante. Cuando las corrientes se oponen a la propagación de las olas, el avance de estas se retarda e incluso su energía es bloqueada cuando la componente perpendicular de la velocidad de grupo es igual a la velocidad de la corriente por refluo; por el contrario, las corrientes durante la llenante intensifican el avance de las olas (Olabarrieta et al., 2011) pero no contribuye significativamente al *set-up* del oleaje.

Además, Olabarrieta et al. (2011) identificaron los efectos de la interacción oleaje-corriente en la circulación de la bahía de Willapa (en el Estado de Washington), encontrando que el *set-up* del oleaje dentro de los estuarios se incrementa con la energía del oleaje en aguas profundas. Sin embargo, Malhadas et al. (2009) sugieren que no sólo la altura de ola es significativa en profundidades indefinidas sino también la morfología (principalmente la profundidad y longitud) de la bocana induce una mayor o menor aportación del *wave set-up* en los estuarios. Por medio de soluciones numéricas de modelos simples idealizados, encontraron que entre más somera y larga sea la morfología, mayor será la aportación por *wave set-up* al interior de la laguna. De hecho, es el caso del presente estudio (la bocana de Chelem), la cual tiene un ancho de alrededor de 130m y una longitud del canal principal de aproximadamente 1.2 km; la profundidad en la bocana es de alrededor 3 m y en el canal principal la profundidad tiende a disminuir hacia el interior de la

laguna. Por ende, la laguna tiene las características para que se den importantes aportes del *set-up* del oleaje en su interior durante eventos de tormenta.

Por otro lado, de la Figura 19, se observa que el máximo del residual de marea y el máximo del *set-up* del oleaje no ocurrieron al mismo tiempo en la bocana de la laguna para ninguno de los cuatro escenarios de fase de marea estudiados, pero esto no resultó determinante para los máximos niveles de inundación. En cambio, lo que sí parece tener un rol importante es la duración de estos valores máximos del residual de marea y del *set-up* del oleaje. En efecto, los valores más grandes del TSSE en la bocana – y con mayor duración –, ocurrieron en el escenario de marea TS4, lo cual se debe principalmente a: (a) una mayor duración del residual y *set-up* del oleaje y (b) al nivel de la marea astronómica durante la tormenta (lunante y pleamar), lo cual se traduce en mayor nivel de marea y la generación de corrientes del este por marea que contribuye a la anomalía del nivel del mar. En este estudio se encontró que las principales contribuciones en orden de importancia durante el paso de los Nortes sobre la Península de Yucatán son: el residual de marea, la marea astronómica, la sobre-elevación por viento local y por *set-up* del oleaje (dentro de la laguna) y la descarga del acuífero de Yucatán.

3.2.7 Periodos de retorno de inundación

En lo relacionado con los procesos no lineales que contribuyen a la inundación y a los periodos de retorno, el análisis extremal del nivel del mar muestra que la marea astronómica tiene un importante efecto en la estimación de los periodos de retorno del nivel del mar. De hecho, los Nortes pueden presentarse en cualquier fase de marea astronómica y por lo tanto, el residual de marea inducido por los Nortes es, desde el punto de vista de ocurrencia, independiente de la fase de marea. Sin embargo, la interacción entre la marea astronómica y el residual de marea es importante y no debe omitirse.

Si dicha interacción fuese lineal, la probabilidad de ocurrencia de cualquier valor de TSSE sería igual para cualquier fase de marea y sería simplemente la suma del residual de marea y de la marea astronómica, lo cual significa independencia entre ellas y permitiría el uso de métodos de probabilidad conjunta. Estos métodos podrían ser utilizados dado que la inundación rara vez está en función de una sola fuente (por ejemplo, *set-up* del oleaje, precipitación, marea de tormenta, descarga de ríos y acuíferos). Además, proveen la probabilidad de que varias fuentes se presenten al mismo tiempo y creen un escenario donde el evento de inundación podría ocurrir. Sin embargo, la probabilidad conjunta sólo puede usarse cuando los eventos en estudio son independientes (Chini & Stansby, 2012).

Por ejemplo, Zhong et al. (2013) despreciando las no-linealidades, asumió independencia entre la marea astronómica y el residual de marea para estimar la probabilidad de TSSE a través de un método de probabilidad conjunta. Sin embargo, los experimentos numéricos realizados en el presente estudio sugieren que la marea astronómica y el residual de marea interactúan de manera no lineal, razón por la cual no es adecuado aplicar este método. Una aproximación pragmática y simplista podría consistir en el uso de series largas del nivel del mar (por ejemplo, los 30 años del reanálisis del nivel del mar implementado en este estudio) con lo que se puede asumir que hay un suficiente número de combinaciones entre marea astronómica y marea residual, con la cual se pueda desarrollar un análisis extremal del nivel del mar como única variable; que fue lo que se llevó a cabo en la sección 3.2.2, seleccionando los niveles máximos anuales del reanálisis y las mareas de tormenta máximas para el análisis extremal.

Empero, de quererse cuantificar los efectos no lineales para Progreso existen otros métodos para estimar la probabilidad de TSSE dada una altura y fase de marea cuando la tormenta toca tierra (asumiendo que la marea de tormenta puede ocurrir en cualquier fase de marea astronómica con igual probabilidad), tal como la metodología propuesta por Lin et al. (2012). Estos autores desarrollaron una función empírica con base en 200 eventos extremos (ciclones tropicales con simulaciones para el TSSE y marea de tormenta para todo un rango de fases de marea) para la ciudad de Nueva York. La implementación de este método para el presente estudio va más allá de los objetivos de esta investigación dado que, el principal objetivo es estudiar la hidrodinámica y estimación de áreas vulnerables a ser inundadas durante el paso de los Nortes, así como la estimación del riesgo a la inundación para los eventos A y B tanto en Progreso como en Sisal. Sin embargo, esta investigación encuentra la necesidad de desarrollar una función de probabilidad empírica con base en los datos para esta área y así estimar la probabilidad de ocurrencia de niveles del mar dada la combinación de una marea de tormenta (generada por eventos de Norte) y una fase de marea astronómica así como la dirección e intensidad del viento respecto al eje principal de la laguna.

3.2.8 Riesgo a la inundación por los eventos A y B en Progreso

En la Figura 20 se muestra la distribución del tirante de agua (panel superior) con máximos de hasta de 1.6 m, la vulnerabilidad (panel intermedio) con un rango entre 0.02 y 0.45 (al interior de la laguna) y el riesgo a la inundación (panel inferior), usando la metodología del CENAPRED, para el Evento A en Progreso. El total de manzanas afectadas fue de 157 (25% del área en superficie), donde 8 están localizadas en la playa y 149 en el lado de la laguna. Las pérdidas económicas por

lote resultan desde \$247.5 hasta \$79,200. Al sumarse las pérdidas de cada lote se obtiene una pérdida total de \$8,067,345.00 para todo Progreso. El mapa de vulnerabilidad (vulnerability) representa el porcentaje de pérdida del valor del menaje en cada edificación acorde al tirante de agua alcanzado en dicha edificación o lote. Por ende, a pesar de que el mapa de peligro (el cual varía espacialmente) muestra mayor área, en los mapas de vulnerabilidad y de riesgo solo se muestran los lotes que fueron afectados por la inundación.

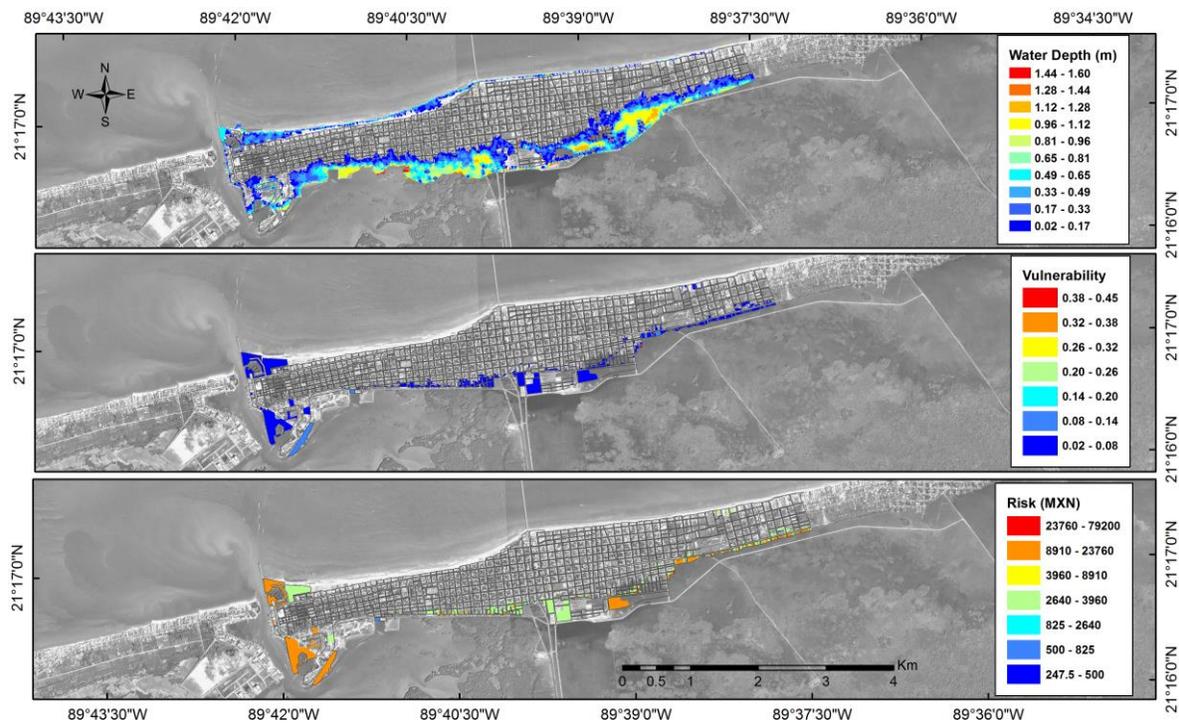


Figura 20. Evaluación del riesgo a la inundación durante Evento A en Progreso. Tirante de agua (panel superior). Vulnerabilidad (panel central). Riesgo (panel inferior).

Para el caso del Evento B, la Figura 21 muestra el tirante de agua (panel superior), con máximos de hasta 1.5 m, la vulnerabilidad (panel intermedio) con un rango entre 0.02 y 0.4, un poco menor al caso A, porque los tirantes de agua fueron menores que en A (al menos dentro de la laguna), y el riesgo (panel inferior). El número de manzanas afectadas fue de 110 (18% del área en superficie, 18 en la playa y 92 en la parte de la laguna). Las pérdidas económicas por lote están entre \$247.5 y \$118,800, para una pérdida total en todo Progreso de \$6,371,268.75.

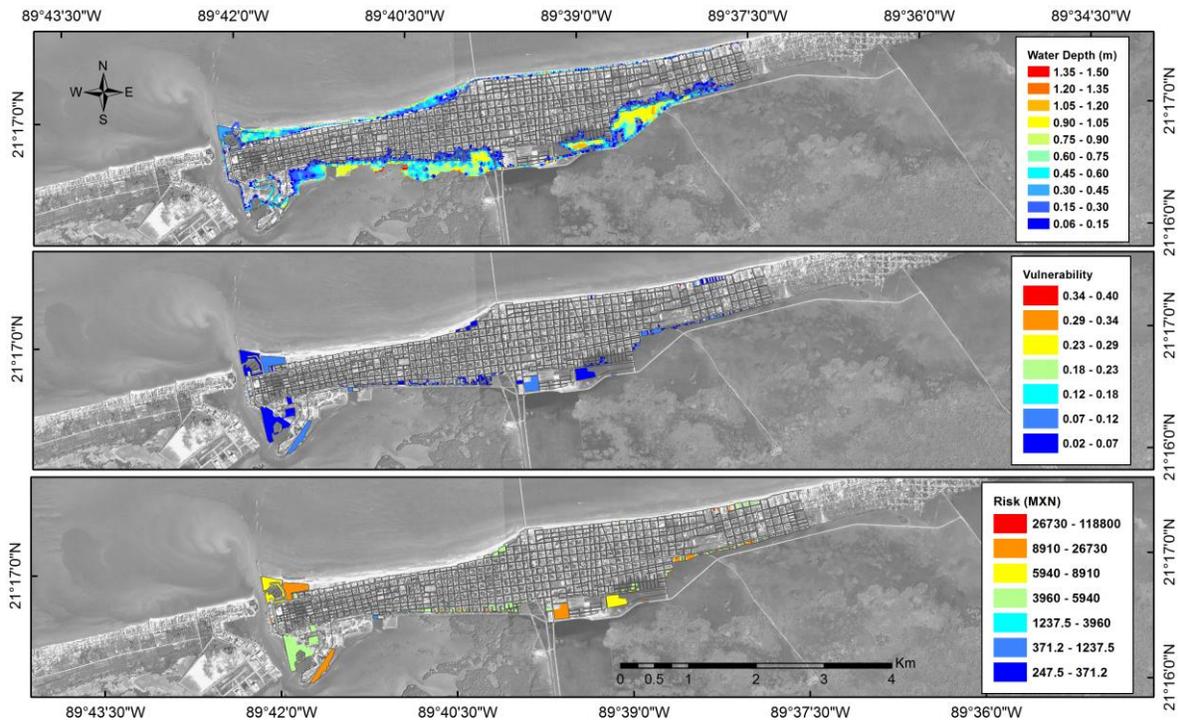


Figura 21. Evaluación del riesgo a la inundación durante Evento B en Progreso. Tirante de agua (panel superior). Vulnerabilidad (panel central). Riesgo (panel inferior).

Para el análisis de riesgo a la inundación se utilizó el análisis extremal del método D2 (sección 3.1.3) porque en este caso, nos interesa el tirante total de agua, independientemente del fenómeno que lo generó. En este sentido, el nivel del mar (costa afuera y sin contribución por el *set-up* del oleaje) para los eventos A y B en Progreso tienen un periodo de retorno de 3 y 78 años, respectivamente. Curiosamente el Evento A con menor periodo de retorno, presenta mayor número de casas afectadas y por ende, mayores pérdidas que el Evento B, el cual tiene un periodo de retorno mayor. Una breve explicación del porqué de esta situación se expone a continuación:

- a) La serie del nivel del mar de 30 años utilizada para el análisis extremal fue extraída de los resultados del modelo HD (Configuración 4, sin olas) para el mismo lugar donde se encuentra el mareógrafo (costa afuera). El máximo nivel del mar (sin contribución por el *set-up* del oleaje) para los eventos A y B fue de 0.79m y 1.16m, respectivamente.
- b) En el reanálisis de 30 años de corrientes y nivel del mar, ni la laguna de Chelem ni las contribuciones por el *set-up* del oleaje fueron tomadas en cuenta debido al costo computacional que ello implicaba. La inclusión de

lo antes expuesto es computacionalmente inviable para implementar un reanálisis.

- c) En cambio, los eventos A y B si tomaron en cuenta la laguna de Chelem y la contribución por el *set-up* del oleaje. Para ambos eventos se encontró que los valores de TSSE dentro de la laguna fueron mayores (ver Figura 17) a los generados costa afuera, dado el *set-up* del oleaje y los esfuerzos del viento en la superficie de la laguna, los cuales apilaron agua en la zona este de la misma. Esto sugiere que dado que el análisis extremal no contiene información de los niveles del mar que se generaron al interior de la laguna (como consecuencia de los procesos que se generaron en el interior de la misma) se subestimó la intensidad de la inundación con este método.

De lo anterior, se puede concluir que para futuros análisis extremales se debe tener en cuenta los niveles del mar registrados al interior de las lagunas costeras, lo cual se hace complicado para el caso de las costas mexicanas donde los datos de nivel del mar de larga duración son escasos. A simple vista se espera que los lotes más vulnerables en los poblados costeros a ser inundados son aquellos cercanos a la playa. Sin embargo, por medio de este estudio se encontró que debido a la pequeña capacidad que tiene la laguna de Chelem para regular volúmenes de agua que entran a través de la bocana, aunado a sobre-elevaciones del nivel del agua por efecto del esfuerzo del viento sobre la laguna, especialmente con direcciones paralelas a su eje principal (como es el caso del Evento A), los lotes aledaños a la zona este de la laguna son los más vulnerables a ser inundados y por ende, es donde el riesgo es más alto. El Evento A es considerado como la tormenta del siglo por lo que, a pesar de haber coincidido con una marea baja, los vientos a nivel local indujeron un apilamiento de agua muy significativo en el este de la laguna de Chelem, donde se encuentran varios asentamientos (algunos irregulares).

Por lo tanto, a pesar de que costa afuera el nivel del mar (sin contribución del *set-up* del oleaje) para el Evento A no fue comparable con el del Evento B; dentro de la laguna, la contribución del *set-up* del oleaje, marea de tormenta y sobre-elevaciones debido al viento local fue mayor para A que para B. Como resultado, las pérdidas económicas totales fueron mayores en A. De lo anteriormente expuesto, se recomienda a futuro, la inclusión de las lagunas costeras en la evaluación de la inundación de los poblados costeros que están al margen de las mismas. Dada la forma de las lagunas costeras la norte de la Península y la dirección de los vientos durante eventos de Norte, las casas aledañas a las lagunas parecen ser más vulnerables a ser inundadas que las que se encuentran a lo largo de la costa.

3.2.9 Riesgo a la inundación por los eventos A y B en Sisal

En la Figura 22 y Figura 23 se presenta el tirante de agua (panel superior), vulnerabilidad (panel intermedio) y riesgo (panel inferior) para los eventos A y B, respectivamente en el puerto de Sisal. Se puede observar que para ambos eventos, en el área de la playa no se inundaron viviendas excepto parte de las instalaciones de la Unidad Académica Yucatán de la UNAM. La dársena del puerto de abrigo permite que el agua marina ingrese e inunde áreas aledañas a la misma durante eventos de tormenta. Al darse un apilamiento de agua en la dársena, se producen desbordamientos que inundan la parte sur de Sisal. Al contrario de lo que ocurrió en Progreso, en Sisal debido a que la dársena no es lo suficientemente grande como laguna de Chelem, los apilamientos por el viento local no fueron tan importantes y dado que el Evento B fue el que coincidió con la pleamar, éste fue el que aportó más agua hacia el interior de la dársena generando tirantes de agua mayores a los generados en el Evento A.

Las pérdidas totales calculadas para los eventos A y B en Sisal fueron \$1,512,364.86 y \$4,974,476.73, respectivamente.

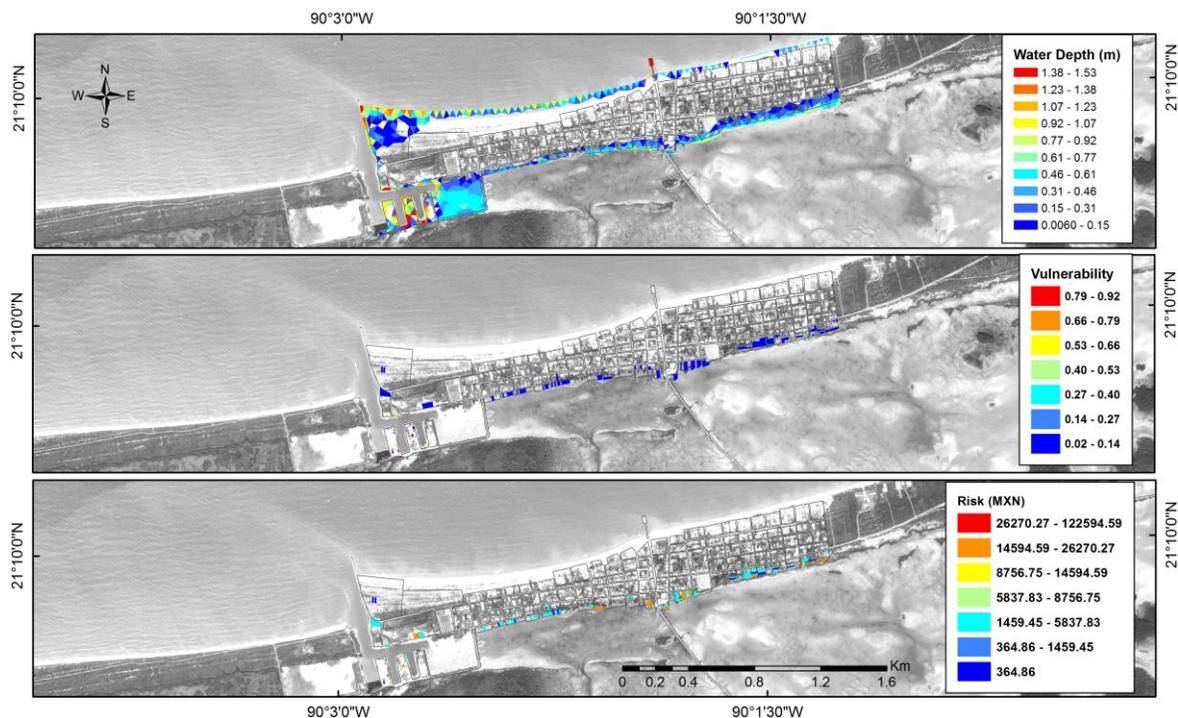


Figura 22. Evaluación del riesgo a la inundación durante Evento A en Sisal. Tirante de agua (panel superior). Vulnerabilidad (panel central). Riesgo (panel inferior).

De este análisis es claro deducir que en poblados con lagunas costeras, son muy importantes a tomar en cuenta los procesos que ocurren dentro de la laguna para

la estimación de áreas de inundación mientras que, en poblados sin lagunas el análisis puede ser más simple dado que, sólo consiste en atender a los procesos que ocurren costa afuera.

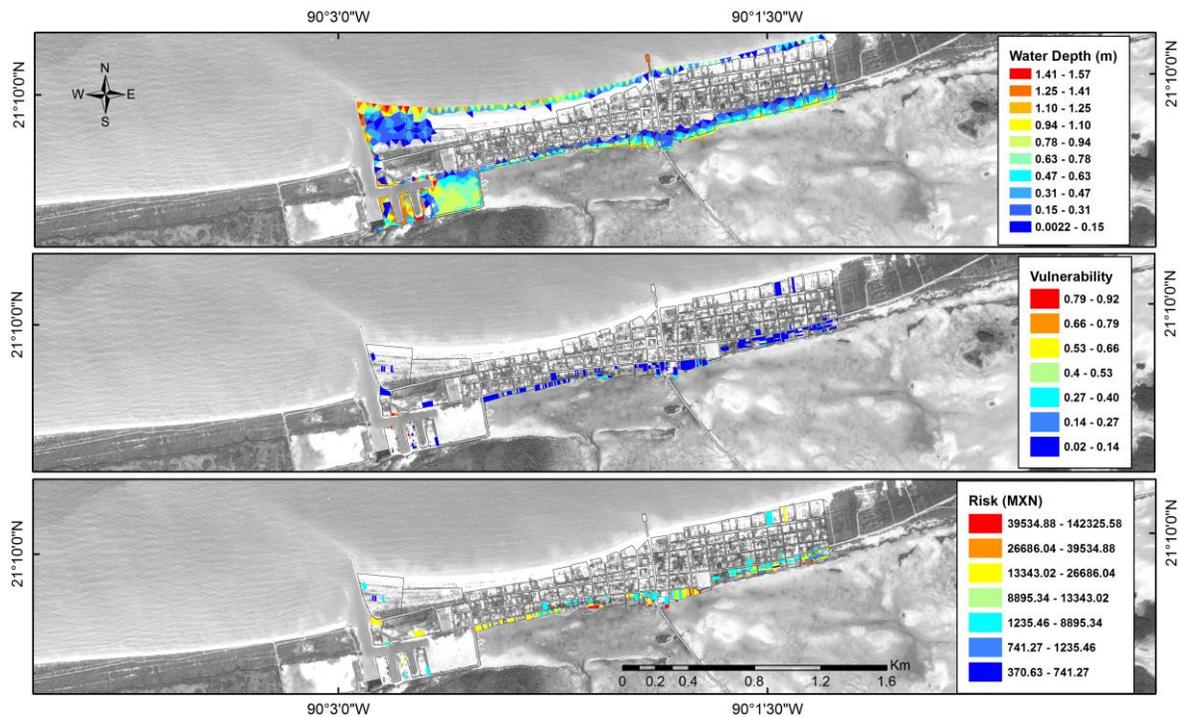


Figura 23. Evaluación del riesgo a la inundación durante el Evento B en Sisal. Tirante de agua (panel superior). Vulnerabilidad (panel central). Riesgo (panel inferior).

3.3 Conclusiones

En este capítulo se desarrolló un reanálisis del nivel del mar utilizando un modelo HD forzado con marea astronómica, corrientes de mesoescala así como campos de viento y de presión de la base de datos *CFSR*, así como descarga del acuífero de Yucatán. Este reanálisis permitió identificar los niveles extremos del mar usando la distribución de probabilidad GEV. Además, se investigó el rol del *set-up* del oleaje para dos eventos de tormenta seleccionados, los cuales corresponden al residual máximo (Evento A) y al TSSE máximo (Evento B).

Los resultados del modelo HD (usando cuatro diferentes configuraciones de condiciones de frontera) para los eventos A y B sugieren que: (a) el *set-up* del oleaje y la marea de tormenta en el Evento A fueron mayores debido a que la duración de la tormenta fue mayor. Además, el evento A ocurrió durante el reflujó en la bocana de la laguna, aumentando la contribución del *set-up* del oleaje al interior de la

laguna; (b) en términos de TSSE, la inundación fue mayor en la parte marina para el Evento B porque este evento ocurrió durante marea alta, pero en la parte lagunar fue mayor en el Evento A principalmente debido a la sobre-elevación inducida por el esfuerzo del viento local y al agua que ingresó a través de la bocana. Debido a que la parte de Progreso que bordea la laguna es el área más poblada, el Evento A causó mayores pérdidas económicas.

Dentro de las lagunas, el viento local juega un papel muy importante, especialmente cuando la componente del viento en la dirección del eje principal de la laguna no es despreciable. En términos de inundación, las áreas más afectadas por los eventos de tormenta (A y B) ocurrieron en el este de la laguna debido a contribuciones importantes tanto por el *set-up* del oleaje como por apilamiento de agua debido al esfuerzo del viento. En este sentido, el TSSE dentro de la laguna de Chelem durante el paso de Nortes no es únicamente por el intercambio de agua a través de la bocana sino también al rol del esfuerzo del viento sobre la laguna.

A pesar de que los Nortes generan menor marea de tormenta que los huracanes, su ocurrencia es mucho mayor (15-20 por año) por lo que, son fundamentales los estudios de peligro a la inundación inducidos únicamente por estos eventos.

Con base en los resultados de simulación de la hidrodinámica para los eventos A y B, se investigó el rol de la fase de marea en el residual de marea, el *set-up* del oleaje y las áreas inundables en Progreso durante el paso de Nortes. Se encontró que el *set-up* del oleaje y el residual de marea son modulados por la marea, el máximo *set-up* del oleaje ocurre durante el reflujó en la bocana cuando el nivel del mar es cercano cero, y la dirección del oleaje incidente es perpendicular a la costa. El residual de marea fue máximo durante la bajamar o marea descendente y menor en pleamar y marea ascendente. Sin embargo, la inundación máxima ocurrió cuando el pico de la tormenta coincidió con la pleamar o marea ascendente (escenarios TS1 y TS4). De igual forma, los máximos para los residuales de marea y el *set-up* del oleaje no ocurrieron al mismo tiempo en ninguno de los experimentos. De esta manera, la fase de marea a la hora del arribo de la tormenta puede llegar a determinar la duración de la inundación y la intensidad (tirante de agua).

Si el Evento A hubiese ocurrido durante la pleamar en lugar de la bajamar, los porcentajes de las manzanas inundadas hubieran incrementado del 25% al 60%. Esto puntualiza la necesidad de estimar con mayor precisión la probabilidad de los residuales y niveles de marea aunada al viento y *set-up* del oleaje para una estimación del peligro a la inundación por Nortes más confiable. Esto requerirá el desarrollo de una función de probabilidad empírica, específica para el área, con

base en la amplitud y fase de marea astronómica, marea de tormenta y sobre-elevaciones del nivel del agua por viento local y *set-up* del oleaje.

Los eventos A y B no tuvieron impactos similares en Progreso y Sisal. Mientras que en Progreso el evento que causó más pérdidas, de acuerdo a las estimaciones de este estudio, fue el evento A, en Sisal fue el evento B, debido primordialmente a la presencia de la laguna de Chelem en Progreso y la inundación que se genera desde la laguna. Las pérdidas totales para los eventos A y B en Progreso fueron estimados en \$8,067,345.00 y \$6,371,268.75, respectivamente, lo cual está directamente relacionado con los apilamientos de agua al interior de la laguna de Chelem por efecto del viento local, así como con un flujo intenso por la bocana y una baja capacidad de la laguna de regularlo (dada su batimetría somera), produciendo la inundación de muchos lotes aledaños a la laguna. Las pérdidas totales para los eventos A y B en Sisal fueron \$1,512,364.86 y \$4,974,476.73, respectivamente, lo cual se relaciona con los procesos costa afuera. Debido a la pequeña dimensión de la dársena, los procesos generados afuera de la misma fueron más importantes.

4 Estudio de inundación por ciclones tropicales

Este capítulo presentan la metodología, los resultados, las discusiones y conclusiones de la estimación del riesgo a la inundación por ciclones tropicales en los Estados de Yucatán y de Campeche. El término de ciclón tropical (CT) se refiere colectivamente a los huracanes, tifones, tormentas tropicales, y depresiones tropicales, todos ellos se forman sobre el océano en regiones tropicales (Knutson, 2015).

Para hacer un análisis extremal utilizando únicamente sobre-elevaciones del nivel del mar por CT históricos en los Estados de Yucatán y de Campeche es complicado debido a que estos no presentan una alta periodicidad y por ende, es difícil establecer periodos de retorno para tales eventos de inundación. Ante esta situación se optó por el uso de CT hipotéticos, los cuales sirvieron como forzantes del modelo hidrodinámico *Sea, Lake and Overland Surges from Hurricanes* (SLOSH) del *National Hurricane Center* de EEUU. Estos eventos fueron creados con base en la climatología de la Península, tomando en cuenta la mayoría de trayectorias posibles y características del ciclón al impactar la Península. Utilizando este método, se evaluó el potencial de inundación; aún cuando para esta metodología no es claro cómo establecer periodos de retorno para este tipo de inundaciones, se provee información de las áreas con potencial de inundación durante el paso de los CT. Posteriormente, se estimó un índice de vulnerabilidad obtenido a partir de indicadores socio-económicos de la población y finalmente se obtuvo el riesgo a la inundación para estos dos Estados mediante el producto entre el peligro (tirante de agua) y la vulnerabilidad.

4.1 Metodología

4.1.1 Caracterización del peligro

El peligro a la inundación por CT fue caracterizado mediante la modelación numérica. Para ello, se implementó el modelo SLOSH tomando en cuenta los

siguiente pasos: a) creación del mallado, b) poblamiento del mallado con datos topobatimétricos, c) definición de flujos, barreras y cortes (*cuts*) en el mallado, y d) validación del modelo. Posteriormente, se creó una base de datos de CT hipotéticos lo cuales sirvieron como forzantes en el modelo para estimar el potencial de inundación. Una vez obtenidos los resultados de modelación de inundación por CT se calcularon los *Maximum Envelope of Water* (MEOWs) y los *Maximum of the Maximum Envelope of Water* (MOMs).

Dada la forma de la Península de Yucatán y debido a que la mayoría de los huracanes que la golpean entran por el sureste de la misma, se decidió crear el mallado hasta cubrir parte del mar Caribe (para tener en cuenta las condiciones de frontera en esa área). A pesar de que se modeló la inundación para todo el sureste mexicano, se descartó el Estado de Quintana Roo debido a la carencia de topografía de alta resolución para ese Estado. En la Figura 24 se muestra el mallado elíptico seleccionado para este estudio, creado por medio de un *script* en Phyton 2.7. La mayor resolución del mallado fino se dio para el norte de la Península, dado que es el área donde se cuenta con la topo-batimetría de mayor resolución.

El siguiente paso consistió en preparar todos los datos topo-batimétricos disponibles para poblar el dominio de cómputo. Para este estudio se contó con datos de: topografía LIDAR de alta resolución espacial (1m x 1m) para una franja (aprox. 1.6 km de ancho) de la costa del Estado de Yucatán obtenido en 2011; perfiles topobatimétricos a lo largo del Estado, desde la cota 1.8m hasta la isóbata -8m obtenidos en 2011; también se integró la batimetría para la Laguna de Términos (proporcionada por el Dr. Jorge Zavala de Ciencias de la Atmósfera, UNAM), la ría de Celestún, laguna La carbonera y laguna de Chelem, así como datos de topografía LIDAR en Ciudad del Carmen y gran parte del Estado de Campeche proveídos por INEGI con una resolución de 5x5 m. En la isla de Holbox, se llevó a cabo una campaña de campo para realizar un levantamiento topográfico de gran parte de la isla (especialmente la zona poblada) y de la batimetría en la laguna Yalahau. En lugares donde no se contaba con mediciones topo-batimétricas se complementó con la base de datos ETOPO1.

Posteriormente, estos datos se transformaron a una misma referencia tanto espacial (zona 16 UTM) como en la vertical (modelo geoidal GGM06) y se convirtieron a formato *raster*. Para el caso específico del puerto de Sisal, el GGM06 está 20 cm por debajo del nivel medio del mar. Una vez recopilada toda esta información, se tuvo en cuenta zonas de transición donde se unieron datos medidos y ETOPO1 para evitar saltos topo-batimétricos.

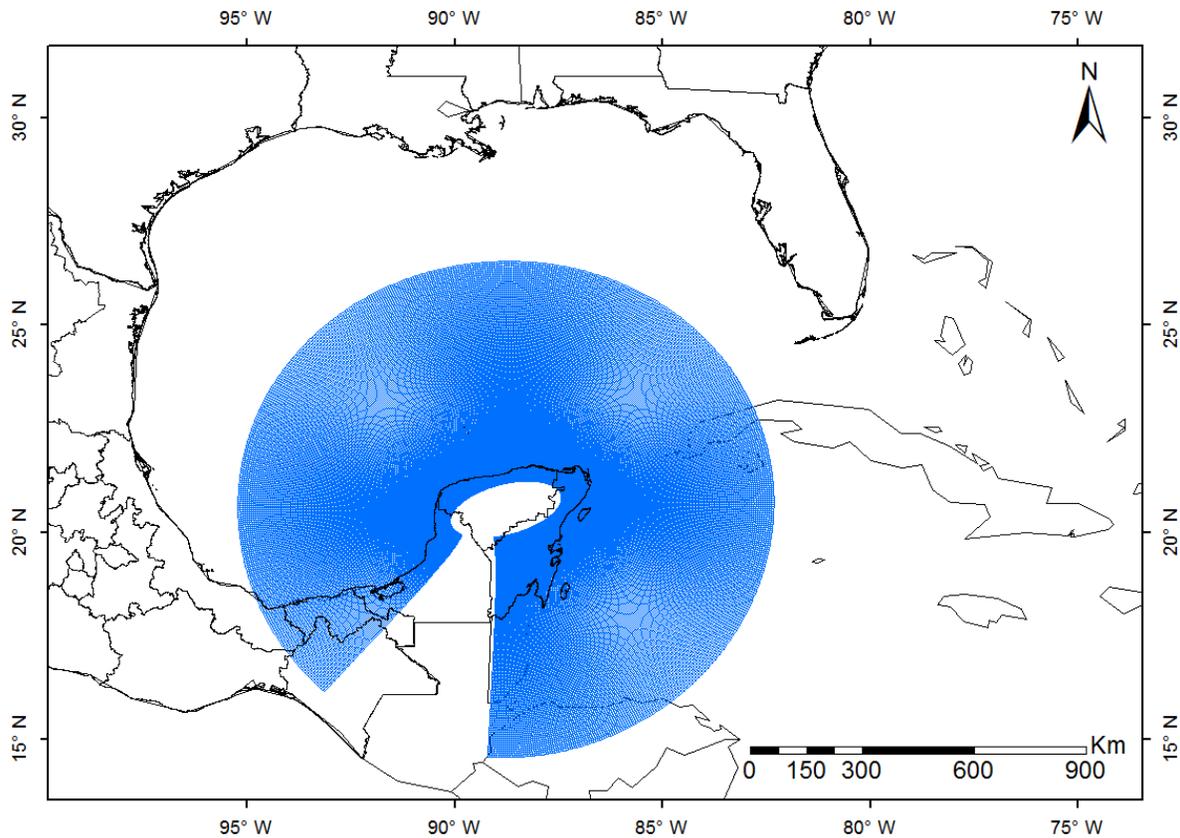


Figura 24. Mallado de SLOSH para el este mexicano.

La resolución espacial del mallado SLOSH a lo largo de la costa norte de la Península es de 600 m y de 490 m en su interior. Para estimar la altura topobatemétrica para cada celda, se calculó el valor promedio de los valores en el interior de cada celda con un *script* en Python 2.7. En zonas de traslape entre archivos *raster*, se eligió para el proceso de promediado el archivo que tuviese mayor resolución espacial, y en zonas donde no existían datos medidos, el promedio se efectuó con datos de la ETOPO1.

Para compensar las carencias de alta resolución del mallado, se definieron en la zona propensa a la inundación: los flujos, los cambios de amplitud de un canal entre dos celdas adyacentes (*cut*), y las barreras (en zonas donde existan islas de barrera por medio de un sistema de información geográfico).

Existen dos tipos de flujo en el mallado SLOSH: de celda completa (cuando la celda se inunda, el flujo es través de toda la celda) y con canales (cuando la celda se inunda, el flujo es través de una porción de la celda). Para marcar el flujo en una celda se debe utilizar el concepto de *momentum point*, el cual es definido como la máxima altura (topo-batemétrica asignada a cada celda) de las cuatro celdas que

tienen un nodo en común. Los flujos son establecidos en el mallado SLOSH para permitir el flujo entre celdas cuando el *momentum point* lo impide.

El flujo de celda completo debe ser marcado en una celda cuando la máxima altura de dos celdas adyacentes sea menor que el valor mínimo de los dos *momentum point* que tienen en común dichas celdas. En la Figura 25 se muestran los casos para los cuales fue necesario definir flujos de celda completa, lo cual nuevamente se logró por medio de un *script* en *Python 2.7*. Esto se realizó en toda la zona inundable del dominio de cómputo, teniendo en cuenta el concepto de *momentum point*. En este sentido, las celdas fueron marcadas con el valor de -1 en el centro de la celda.

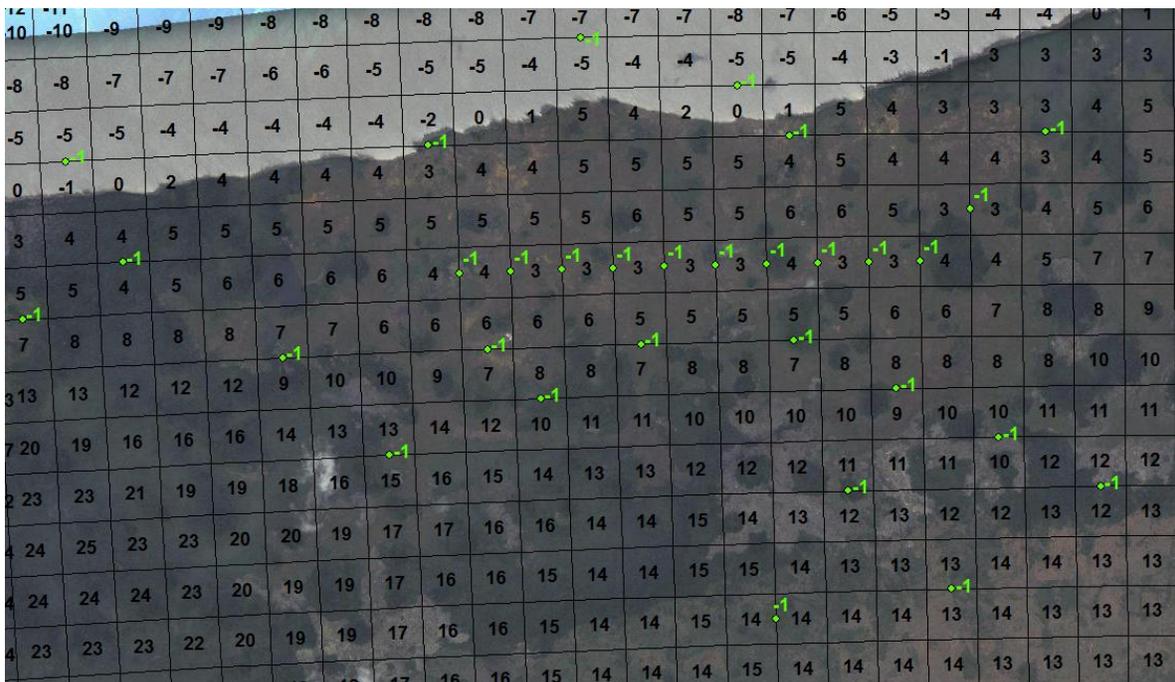


Figura 25. Ejemplo de celdas marcadas con flujo de celda completa.

La definición de flujos con canal es más compleja dado que, se deben identificar todos los ríos, lagunas y arroyos que se encuentran en el interior del dominio de cómputo de forma manual. En este caso lo que se suele hacer es colocar como mapa de fondo (en una herramienta de *GIS*) del mallado SLOSH una imagen satelital e identificar los lugares donde sea necesario definir flujos con canal. De contar con la batimetría para dicho canal, se debe asignar el valor promedio a dicha celda o estimar dicho valor en caso de no tener información disponible. En la Figura 26 se muestra un ejemplo de flujo con canal para el caso de Río Lagartos (localizado al noreste del Estado de Yucatán), donde el valor asignado oscila entre 0.1 y 0.9 (valores en color verde) del ancho de la celda que, corresponde a la fracción de la

celda por donde el flujo de agua se puede mover a la celda adyacente. Para canales que abarcan completamente una celda (marcadas con -1) no es necesario definir el flujo con canal, pero se debe tener en cuenta el concepto de *momentum point* para establecer si es necesario o no marcar dicha celda con flujo de celda completa. Sin embargo, cuando hay cambios de amplitud en un río, laguna o arroyo que abarca varias celdas se debe marcar la celda donde se da ese cambio con un *cut*.

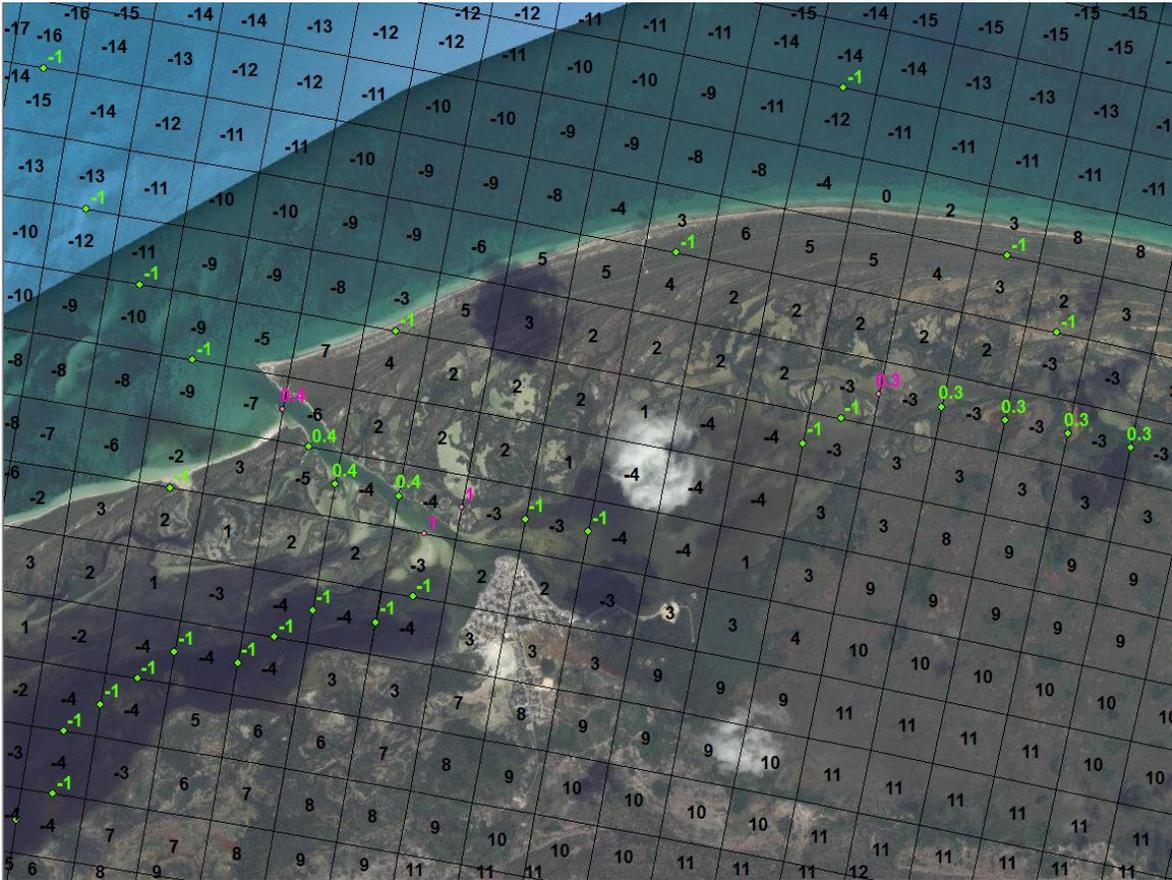


Figura 26. Ejemplo de definición de corte (*cut*) en la zona de Río Lagartos, Yucatán.

En la celda donde se genera el cambio de amplitud del canal se deben marcar dos *cut* (*cut1* y *cut2*), donde *cut1* indica el ancho que traía el canal hasta ese punto y *cut2* indica el ancho que el canal tomará desde ese punto hacia adelante. Para determinar la posición de cada uno de ellos en celdas adyacentes se debe tener en cuenta las coordenadas del mallado (i, j). El valor del *cut* varía de 0.1 a 1. En la Figura 26 se muestran las posiciones de diferentes ejemplos del *cut*, el primero de ellos, se ubica en la bocana indicando un cambio de amplitud del canal del 100% (*cut 1* en el mar, no mostrado) al 40% de la celda (*cut2*, 0.4 en color rosa). Los dos *cut* en la parte inferior de la Figura 26 indican un cambio del canal del 40% (*cut 1* =0.4 no mostrados) al 100% (*cut2*=1 en color rosa). Por último, el *cut* ubicado en la

parte este de la Figura 26 indica un cambio en el canal del 100% ($cut1=1$, no mostrado) al 30% ($cut2=0.3$ en color rosa). A continuación, se fijan flujos con canal a través del 30% de las celdas.

También se editó manualmente a lo largo de la costa los lugares donde fue necesario establecer barreras para impedir que el agua se moviese entre celdas adyacentes hasta que se alcanzase el valor de la altura de la barrera. En la Figura 27 se muestra una porción del mallado en la que fue necesario establecer barreras (valor en color rojo). Por medio de la topografía LIDAR se determinaron los valores de la barrera en cada nodo, el cual cumple con la función de modificar el *momentum point*. Las barreras son una representación típica de las islas de barrera, las cuales impiden que el mar avance hacia las lagunas costeras hasta darse un rebase en función del nivel de agua y altura de la duna.

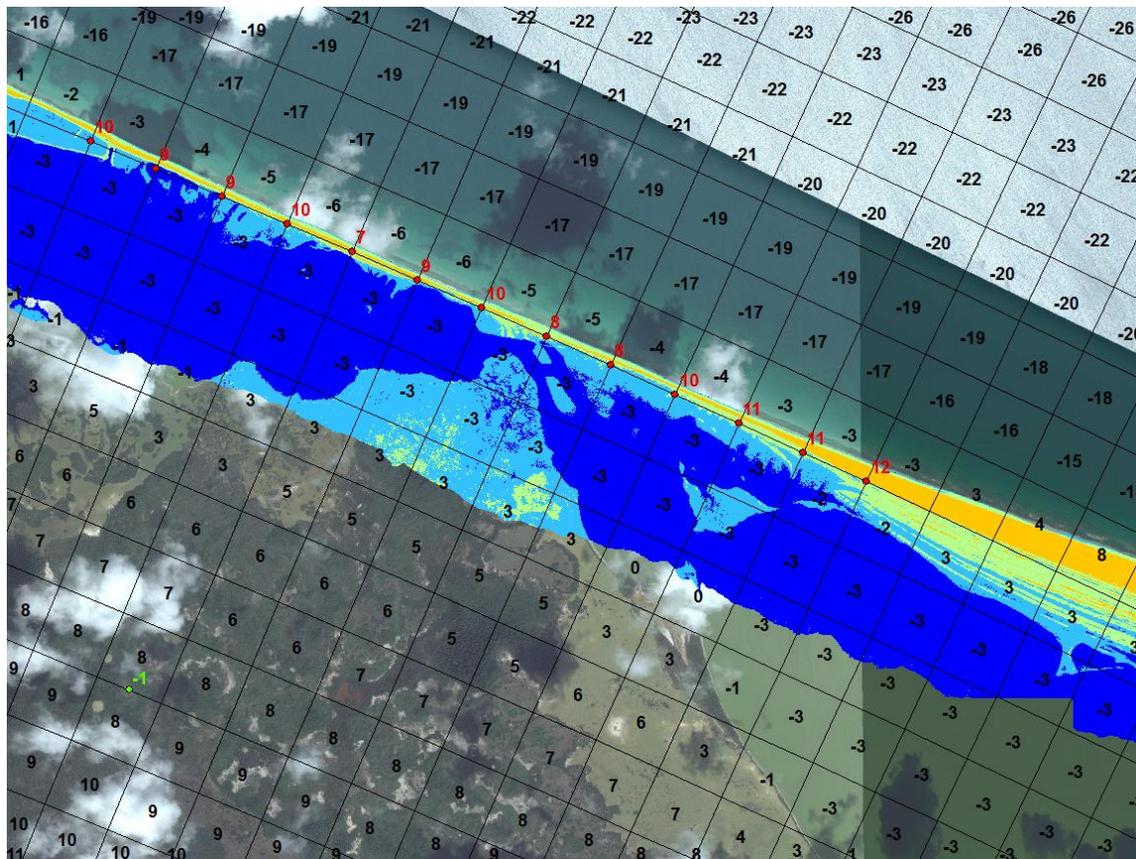


Figura 27. Ejemplo de definición de de barreras en el mallado (valores en rojo).

Otro aspecto importante a tomar en cuenta es la información de la clasificación del uso de suelo (en formato *raster*), con la cual se asigna un valor de fricción en los *momentum point*. Esta fricción es importante dado que, es un término adicional del esfuerzo del viento, el cual ofrece un estimado de la fricción del viento debido a la

vegetación, cuerpos de agua o superficies artificiales. Para el presente estudio se utilizó la clasificación global de uso de suelo (Figura 28) del *National Geomatic Center of China* (NGCC, Chen et al., 2014), la cual tiene una resolución espacial de 30 m.

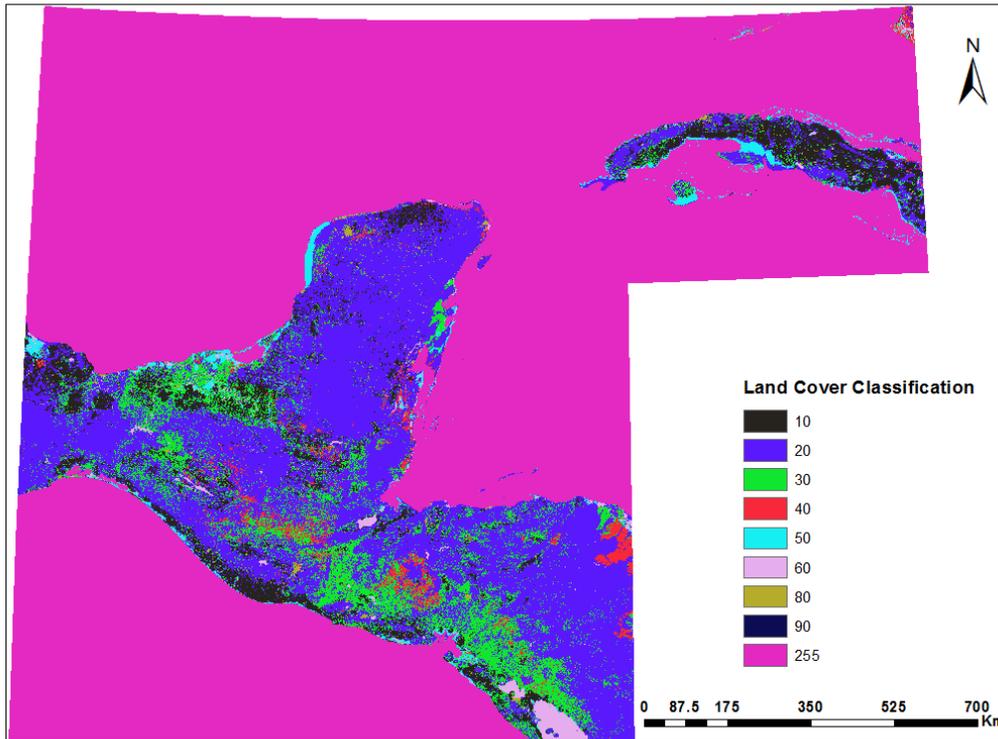


Figura 28. Mapa de clasificación de uso de suelo obtenido del NGCC.

Finalmente, luego de haber terminado todo el procesamiento de datos anteriormente mencionado, se convirtieron los diferentes *shape files* (mallado, flujos, *cuts*, barreras y clasificación de uso de suelo) a un único archivo con el formato de SLOSH, el cual sirve como uno de los dos archivos de entrada para el modelo SLOSH. El otro archivo de entrada es el que contiene los parámetros principales de la tormenta con los cuales el modelo calcula los campos de viento y de presión que junto con un valor constante de nivel de marea son utilizados para forzar el modelo hidrodinámico.

En esta etapa se deben realizar varias simulaciones de prueba de la malla con eventos de huracanes hipotéticos (tomando en cuenta las trayectorias y características de la tormenta con la cual puede golpear el área de estudio) para encontrar aquellas áreas en las cuales el modelo es inestable. Una vez encontrada y corregida la razón de la inestabilidad, se repite el proceso hasta asegurar que el

mallado no es inestable bajo ningún escenario. Esto es muy importante dado que, para fines operacionales (fin principal del uso de SLOSH), el modelo no debe ser inestable bajo ninguna circunstancia. La predicción de los parámetros de un huracán no es perfecta por lo que, al generar campos de viento y presión con esta predicción, pueden resultar irregularidades, causando que el modelo se vuelva inestable. Los resultados de predicción de sobre-elevación del mar por el paso de huracanes son la base para la toma de decisiones, de las cuales depende la vida de cientos de seres humanos que viven en zonas costeras propensas a inundación.

En la Tabla 2 se describe el tipo de suelo asignado a cada uno de los valores de la leyenda del mapa de la Figura 28.

Tabla 2. Clasificación del uso de suelo para el sureste de México.

Clase	Nombre de clase
10	Terreno cultivable
20	Bosque
30	Pastizales
40	Matorrales
50	Humedales
60	Cuerpos de agua
70	Tundra
80	Superficie antropogenizada
90	Suelo semidesértico
100	Terreno cubierto permanentemente por nieve o hielo
255	Aguas abiertas

Para el cálculo del paso de tiempo idóneo para el modelo, se utilizó un subconjunto del total de las trayectorias de huracanes hipotéticos simulados para este estudio, y se seleccionó el mayor paso de tiempo que no generara inestabilidades del modelo, el cual resultó ser de 10 segundos. Posteriormente, todas las simulaciones fueron ejecutadas con este paso de tiempo, el cual es constante para todo el tiempo de cómputo.

Para el coeficiente de arrastre de viento se usó un valor constante de 3×10^{-6} , el cual es un valor empírico. Este coeficiente puede estar en función de la tormenta, la trayectoria, la vegetación, geometría de la cuenca, la velocidad del viento, etc. Sin embargo, existe una gran incertidumbre al respecto. Este parámetro podría ser seleccionado con base en observaciones en tormentas históricas o como proceso de una calibración para una tormenta específica. Empero, no se garantiza que este mismo coeficiente servirá para tormentas alternas y en diferentes regiones. Sin embargo, el modelo SLOSH toma un coeficiente muy general que sirva para todas

las tormentas en cualquier región, aún cuando los resultados no sean los mejores para una tormenta específica (Jelesnianski et al., 1992).

En cuanto a las condiciones de frontera, se debe tener en cuenta que el SLOSH fue diseñado para pronóstico. Por ende, se desconoce los valores del nivel del mar o corrientes para un evento en particular. Debido al desconocimiento de las condiciones de frontera, éstas se tienen que generar. Cuando las fronteras se encuentran en aguas profundas (mayores a 45m) y lejos de la costa (comparada con el tamaño de la tormenta), la superposición de niveles hidrostáticos (generados por la misma tormenta) a lo largo de la frontera actúan como condición de frontera inicial. Este tipo de fronteras sirven siempre y cuando la tormenta sea pequeña y tenga una velocidad de traslación rápida. En cambio, cuando las tormentas son grandes y se mueven muy lento, dado los tiempos de residencia se sobre-estiman los niveles del agua y por ende, este tipo de fronteras necesitan de un tratamiento de inicialización diferente lo cual es discutido en Jelesnianski et al. (1992).

4.1.1.1 Validación del modelo SLOSH

En vista de que los registros de sobre-elevación del nivel del mar durante el paso de ciclones tropicales en el sureste mexicano son escasos, para este estudio se contó únicamente con una marca del máximo nivel del mar durante el paso del huracán Wilma (2005) en una casa ubicada en la isla de Holbox. Para determinar la cota de dicha marca, se utilizó un GPS diferencial y se refirió dicha marca al GGM06. Una vez procesada la información se encontró que dicha cota fue de 2.4 m. Para los huracanes Gilberto e Isidoro, no se contó con información sobre la cota máxima de la inundación.

Para reproducir numéricamente dicha marca se realizaron simulaciones numéricas del huracán Wilma tanto con el modelo SLOSH como con el modelo MIKE 21 (con el dominio de cómputo mostrado en la Figura 4), con campos de viento y de presión reproducidos por medio del modelo paramétrico de viento incluido en el modelo SLOSH, alimentado con los parámetros principales del huracán, tomados de la base de datos *hurdat* (*best track*). En ninguna de las dos simulaciones se tuvo en cuenta la contribución por marea astronómica dado que, para el modelo SLOSH implica gran costo computacional, lo cual lo torna inoperativo. La Figura 29 muestra que para el pico máximo de marea de tormenta ambos modelos reproducen niveles similares, alrededor de 2.2 m.

La diferencia entre niveles de agua reproducida con los modelos y la marca registrada (2.4m) es de tan sólo 20 cm, y es comparable con el nivel de marea astronómica predicha para ese instante. Existen algunas diferencias entre los modelos al inicio del ascenso del pico de la marea de tormenta debido al esquema

que cada modelo usa para el secado y mojado de las celdas (SLOSH) o elementos (en el MIKE 21). La celda del dominio SLOSH de donde se extrajo esta serie de marea estaba seca antes de presentarse el huracán; es por ello que, en la marea de tormenta generada por SLOSH se ve un salto de 0 a 0.6 m, tanto en el ascenso del nivel del mar como en el descenso mientras que, en la marea generada por el MIKE 21 se presenta un comportamiento suave para ese mismo instante.

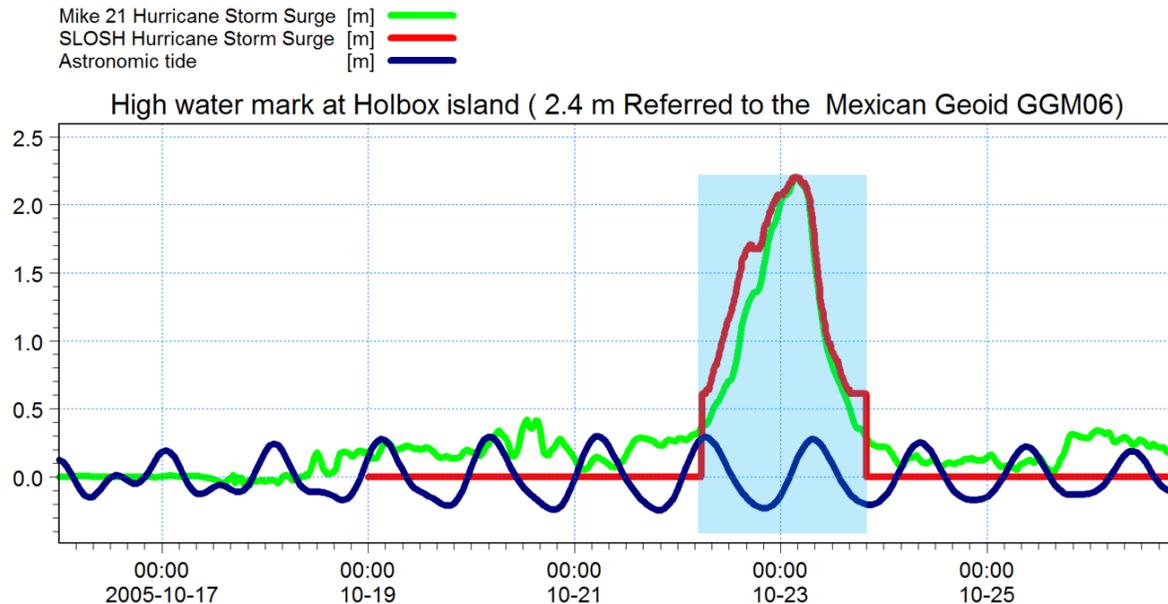


Figura 29. Validación del modelo SLOSH para el huracán Wilma. Los colores verde y rojo representan la marea de tormenta generada por los modelos MIKE 21 y SLOSH, respectivamente mientras que el color azul representa la predicción de marea astronómica. El sombreado azul corresponde al periodo del paso del huracán por la región.

El hecho de que ambos modelos reproduzcan resultados similares brinda cierto grado de seguridad respecto a los resultados del modelo SLOSH. Esto dado que la existencia de datos para la validación fue escasa. Por ende, una vez validado el modelo SLOSH, se realizaron todas las simulaciones propuestas.

4.1.1.2 Modelación de la inundación por el huracán Wilma en el sureste mexicano

La Figura 30 y la Figura 31 presentan la máxima inundación por marea de tormenta para toda la Península y para el noreste de la misma, respectivamente, durante el paso del huracán Wilma. Dada la trayectoria del huracán y la forma de la cuenca frente a la isla de Holbox (y laguna Yalahau), en esa zona se produce la máxima marea de tormenta (aprox. 3m). En Cancún se generaron niveles alrededor de 2 m, lo cual causó una inundación muy importante dentro de la ciudad acorde al modelo

y testigos de los hechos que presenciaron el evento. Sin embargo, otra contribución importante a la inundación – proveniente de tierra – durante el paso del huracán Wilma fue la precipitación, la cual no fue tomada en cuenta por el modelo SLOSH.

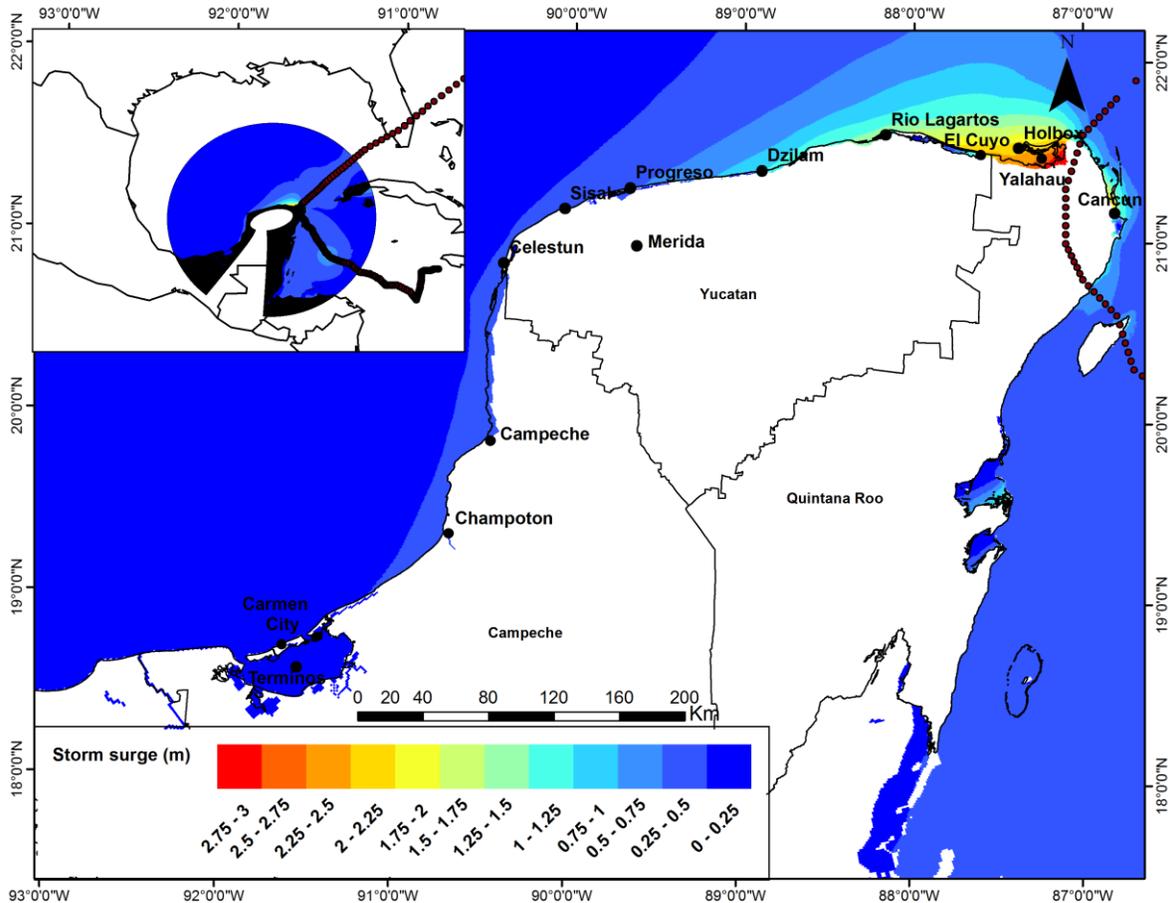


Figura 30. Máxima inundación por marea de tormenta en la Península de Yucatán durante el paso del huracán Wilma.

En efecto, la Figura 32 (Rosengaus, 2017) muestra la lámina de agua durante el paso del huracán Wilma sobre la Península de Yucatán. Esta se obtuvo con base en mediciones de las estaciones climatológicas convencionales (manuales) en la zona, interpoladas sobre una malla regular de $0.2^\circ \times 0.2^\circ$ (celdas de 493 km^2). La duración total del evento se consideró como el lapso de tiempo durante el cual los vientos de tormenta tropical estuvieron presentes a menos de 500 km de distancia de las costas de Quintana Roo (08:00/18 oct. 2005 a 08:00/25 oct. 2005, hora local). Los máximos de nivel de agua ocurrieron en Cancún y sus alrededores (aprox. 400 mm), lo cual aunado a la contribución por marea de tormenta inundó los poblados costeros de esta zona.

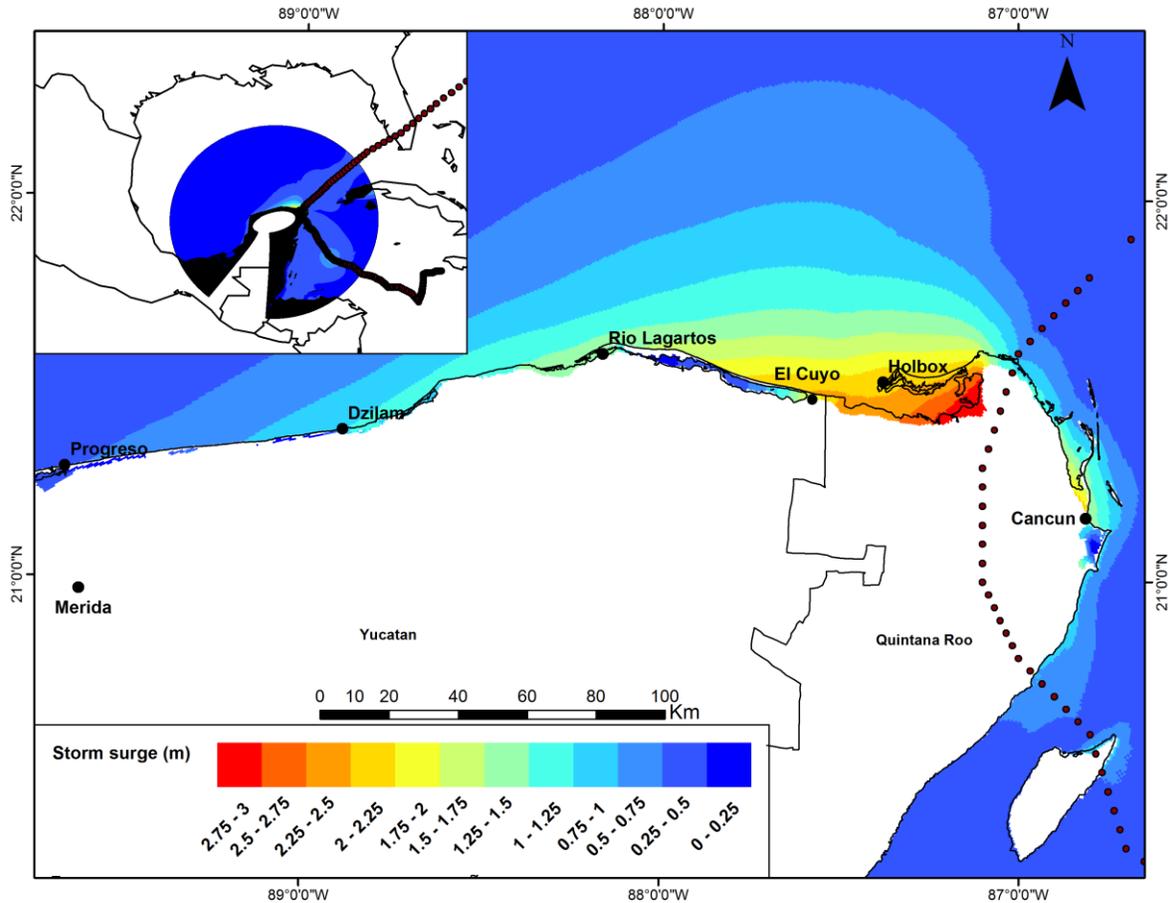


Figura 31. Máxima inundación por marea de tormenta en el noreste de la Península de Yucatán durante el paso del huracán Wilma.

A pesar de ello, es interesante ver que el pico de la sobre-elevación de tormenta por Wilma se produjo antes de que la precipitación alcanzara valores altos. En efecto, el pico de la marea de tormenta exhibido en la Figura 29 ocurrió alrededor de las 8 am del 23 de octubre del 2005, y la Figura 33 (proporcionada por Michel Rosengaus) muestra que la lámina de agua acumulada durante las 24 horas antes de este pico fue menor a 100 mm para los alrededores de Holbox. De las dos figuras anteriores se puede inferir que, al menos para el instante en que se presentó la máxima sobre-elevación por marea de tormenta, la contribución por precipitación no parece haber sido muy importante.

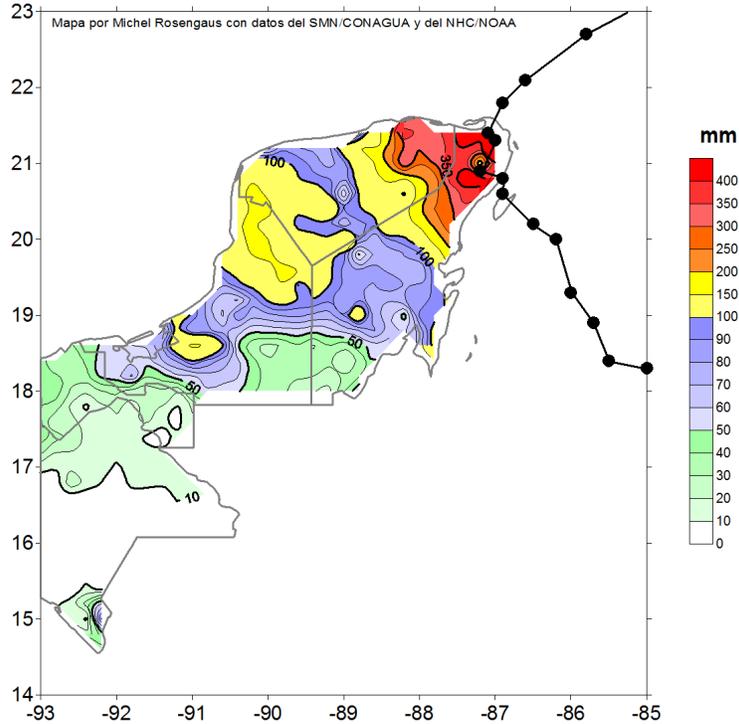


Figura 32. Lámina de agua acumulada durante el paso de Wilma de 08:00/18 Oct. 2005 a 08:00/25 Oct. 2005.

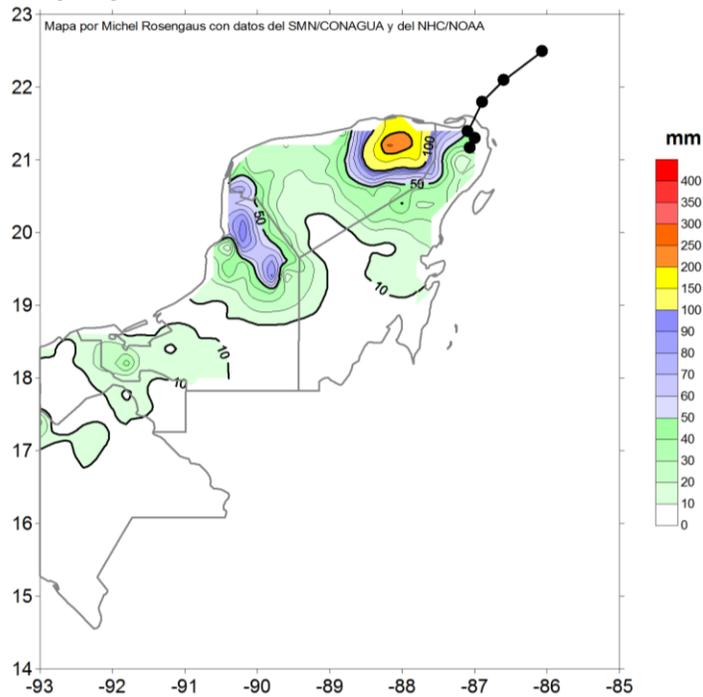


Figura 33. Lámina de agua acumulada de las 8 am del 22 de Octubre de 2005 hasta las 8 am del 23 de Octubre de 2005 durante el paso de Wilma.

4.1.2 Generación de base de datos de ciclones tropicales hipotéticos y método de estimación de MEOWs y MOMs

Los huracanes hipotéticos fueron creados con base en la climatología de la Península de Yucatán siguiendo la metodología de Zachry et al. (2015). Se eligieron 12 diferentes direcciones que variaron por latitud y longitud para cubrir las posibles direcciones de movimiento en las cuales el huracán pudiese tocar tierra en cualquier parte de la Península. Las 12 diferentes direcciones de trayectorias de huracán evaluadas en este estudio se muestran en la Figura 34.

Para cada una de esas 12 direcciones se simularon varias trayectorias rectilíneas y paralelas (distanciadas por 16 km cada una), variando de 30 a 68, dependiendo de la orientación y forma de la Península relativa a cada dirección, así como las áreas de influencia de los huracanes para cada dirección. Además, se usó un *buffer* que permite que la génesis de los vientos de la tormenta ocurra afuera del dominio de cómputo. Cada trayectoria está limitada a una duración de 100 horas. En la Figura 35 se muestra la dirección Este (#1) y ESE (#2) con 30 y 46 trayectorias paralelas, respectivamente.

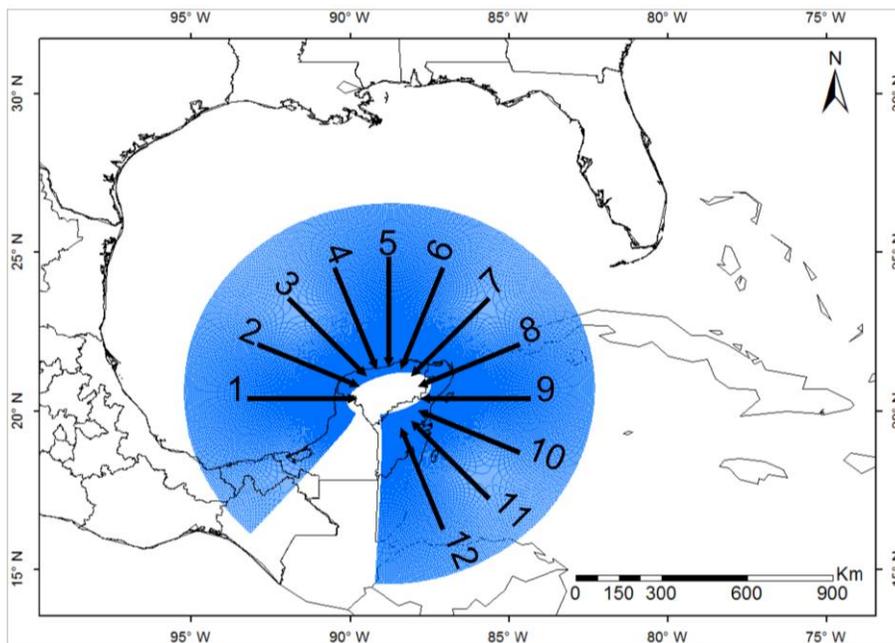


Figura 34. Direcciones de movimiento de los huracanes al impactar la Península.

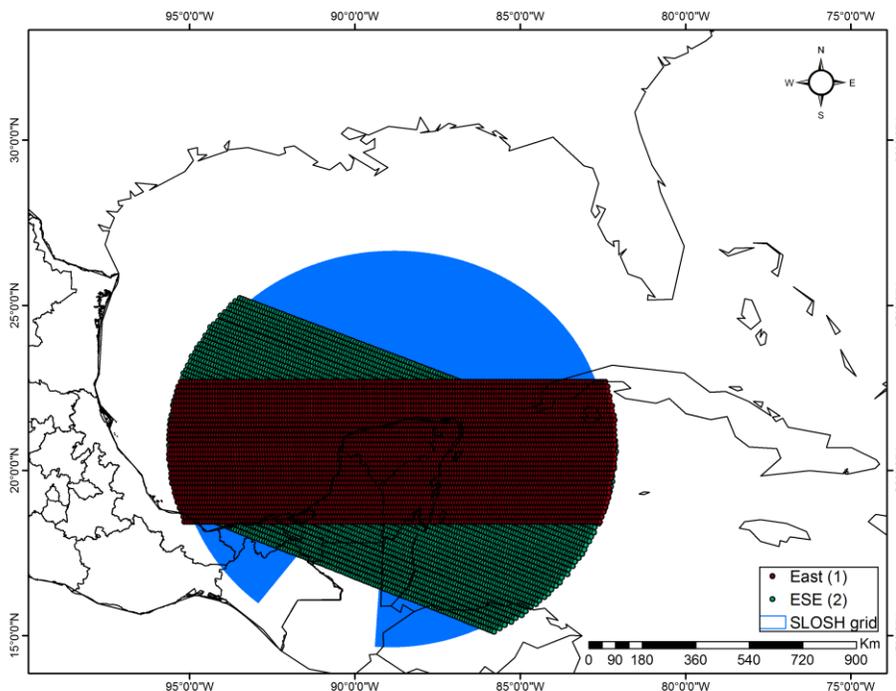


Figura 35. Ejemplo de las 30 y 46 trayectorias paralelas en la dirección Este (1) y ESE (2), respectivamente.

Además, para cada trayectoria se variaron los parámetros principales del huracán (radio máximo de vientos, velocidad de translación e intensidad). Para este estudio se utilizaron:

- 2 radios máximos de vientos (el cual se asocia con el tamaño de la tormenta): 20 millas (32.186 km) y 35 millas (56.327km),
- 3 velocidades de translación: 5 millas/h (8.04 km/h), 15 millas/h (21.14 km/h) y 25 millas/h (40.23 km/h) y
- 6 categorías de huracán, asociadas a 6 gradientes de presión: 20hPa (tormenta tropical), 28 hPa (huracán Cat. 1), 40 hPa (Cat. 2), 60 hPa (Cat. 3), 80 hPa (Cat. 4) y 100 hPa (Cat. 5).

Estos gradientes de presión son la diferencia entre la presión central y ambiental o isobara de presión más externa al centro del huracán. Por medio de la ecuación de balance fuerzas (Ecs. 18 y 19), con el gradiente de presiones y el radio máximo de vientos se estimó el viento máximo de cada huracán. Con éste último y el radio máximo de vientos, y usando el modelo paramétrico de vientos incluido en el modelo SLOSH (Ec. 20) se obtuvo el perfil de viento. El perfil radial de presiones fue generado a partir del perfil radial de vientos. Con base en estos dos perfiles se

reprodujeron los campos de viento y de presión para cada evento, los cuales sirven como forzantes del modelo SLOSH para reproducir el potencial de marea de tormenta y la amenaza a la inundación asociada a cada uno de estos eventos.

Aunado a lo anterior, para tomar en cuenta la contribución por marea astronómica en la inundación para cada evento, se tomaron en cuenta dos niveles del mar, siguiendo los criterios del NHC:

- Un valor de “marea baja”, equivalente al nivel de bajamar media es decir 0.0 m referido al geoide GGM06, y
- Un valor de “marea alta”, equivalente al nivel de pleamar media (MHW, por sus siglas en inglés), que para esta zona es de 0.44 m, referido al geoide GGM06.

Se utilizaron valores constantes del nivel del mar debido a que el tiempo de cómputo de SLOSH aumentaría demasiado si se forzara con valores del nivel del mar variantes en el tiempo y a lo largo de la frontera, lo cual impediría que fuera un modelo operacional.

En total se simularon 39,930 huracanes, resultantes de la combinación de 12 direcciones, con entre 30 y 68 trayectorias paralelas cada una (en la Tabla 3 se muestra el número de trayectorias simuladas para cada dirección), 2 radios máximos (para todas las categorías, excepto para las tormentas tropicales donde sólo se utilizó 1 debido a que causan menos inundación), 3 velocidades de translación, 6 gradientes de presión (equivalente a intensidades de tormenta) y finalmente 2 niveles de marea astronómica. A partir de esas simulaciones se obtuvieron los escenarios resultantes de inundación, por medio de las envolventes máximas del nivel del agua o *MEOW* en cada una de las celdas del mallado. De esa forma, se obtuvieron 432 *MEOWs*, los cuales corresponden a una dirección de propagación (que toma en cuenta las correspondientes trayectorias paralelas en esa dirección), una categoría de tormenta, una velocidad de traslación del ciclón y un nivel de marea astronómica (NHC, 2014a). El tamaño de la tormenta (radio máximo de viento) está incorporado en cada *MEOW*, es decir que cada *MEOW* corresponde al mayor nivel del agua resultante de los dos radios máximos simulados (20 y 35 millas). Por ejemplo, se obtuvieron 6 *MEOWs* con categoría de tormenta tropical (categoría 0), para la dirección #1 de la Figura 34 (tomando en cuenta las 30 trayectorias paralelas a esta dirección, Figura 35), para cada velocidad de traslación (5, 15 y 25 millas/h) y cada nivel de marea astronómica (alta y baja). Es decir, cada uno de estos 6 *MEOWs* comparte la misma categoría de tormenta y dirección, pero difieren en la velocidad de traslación y nivel de marea (i.e., 3 *MEOWs* para marea alta y 3 *MEOWs* para marea baja). Siguiendo esta lógica y teniendo 12 direcciones de trayectorias de huracán, 6 categorías de tormenta (0, 1, 2, 3, 4, 5) y

3 velocidades de traslación, se obtuvieron 216 *MEOWs* para marea alta y 216 *MEOWs* para marea baja. Por último, se definieron las máximas envolventes o los máximos de los *MEOWs* (o *MOMs*, *Maximum of the Maximum Envelope of High Water*) donde se incluyeron las envolventes del nivel del agua de todas las direcciones, velocidades de traslación y radio máximo, para cada categoría de huracán (NHC, 2014b). Los *MOMs* sólo difieren en la categoría de la tormenta y en el nivel de la marea astronómica (alta o baja). En este sentido se obtuvieron 6 *MOMs* para marea alta y 6 *MOMs* para marea baja, uno para cada categoría de ciclón.

Tabla 3. Descripción del número de trayectorias para cada una de las direcciones de movimiento de ciclones tropicales hipotéticos

Direcciones	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Número de trayectorias	30	46	55	59	54	62	68	57	47	50	43	34

El peligro se representó por medio de cada uno de los 12 *MOMs* (6 para marea alta y 6 para marea baja) estimados para considerar todo el espectro de peligro. Los *MOMs* para ciclones con categorías bajas son los más frecuentes, en cambio los de categorías altas tienen una recurrencia menor pero representan un peligro que puede existir en cualquier momento, lo cual es usado por el NHC.

4.1.3 Estimación de la vulnerabilidad a la inundación por ciclones tropicales

Para la estimación de la vulnerabilidad se utilizó una base de datos oficial con información socio-económica de un censo demográfico realizado en 2010 (INEGI, 2010). La base de datos tiene una resolución municipal y contiene 306 indicadores de los cuales se tomaron en cuenta 17. De acuerdo a investigaciones previas (Chen et al., 2013; Cutter et al., 2013; Nkwunonwo et al., 2015; Fernandez et al., 2016) 5 de estos de estos indicadores tienen una importancia mas significativa en la vulnerabilidad. Estos indicadores muestran desde el punto de vista socio-económico que tan vulnerables a la inundación son los habitantes de esta zona. Estos se dividieron en dos grupos: a) y b) de 12 y 5 indicadores, respectivamente. Para el grupo a) se tienen los siguientes indicadores: población desempleada, sin beneficios de salud, estado civil (divorciados o viudos), total de viviendas, casas habitadas, casas con piso en malas condiciones, casas sin baño, casas sin al menos un automóvil, casas sin radio ni televisión, casas sin teléfono ni celulares, casas sin internet ni computadoras, casas sin comunicación o acceso a tecnologías; y para el grupo b) los siguientes indicadores: total de habitantes, población menor a 14 años, población mayor a 64 años, población con capacidades diferentes, y población analfabeta mayor a 15 años. Cada uno de estos indicadores fue normalizado en una escala de 0 a 1, dividiendo el valor de cada indicador por el máximo de dicho indicador en todas las unidades (municipal) de área para la zona de estudio

(Estados de Yucatán y de Campeche). Este método de normalización ha sido usado en varios estudios de estimación del riesgo a la inundación (Chowdhury & Karim, 1996; Tingsanchali & Karim, 2005; Dinh et al., 2012). Posteriormente, a estos indicadores normalizados se les asignó un peso. Para ello, a cada uno de los dos grupos se les asignó un peso de 50%; esto debido a que los indicadores del grupo (b) han sido clasificados en estudios previos (Chen et al., 2013; Cutter et al., 2013) como los más importantes dentro de la vulnerabilidad socio-económica. Posteriormente, a cada uno de los indicadores del grupo a) se le asignó un peso del 4.16% mientras que, a cada uno de los indicadores del grupo b) se les asignó un peso del 10%. Una vez que a cada uno de estos indicadores se les asignó un peso, se sumaron (los 17 indicadores) y se obtuvo un solo indicador de vulnerabilidad socio-económica (entre 0 y 1).

Adicionalmente, dado que el anterior índice de vulnerabilidad es absoluto (en cuanto al número total de afectados por cada municipio), se estimó otro índice de vulnerabilidad relativo al número total de habitantes o viviendas – según sea el caso – por municipio, y así evaluar diferencias entre estos dos métodos. El primer índice está asociado al número total de afectaciones por municipio, y el segundo índice está asociado a las afectaciones por municipio, relativas a la población o viviendas totales del municipio. El primero es útil para cuantificar las afectaciones totales, lo cual puede ser traducido eventualmente en costo de la afectación, y el segundo es útil para evaluar qué porcentaje de la población de cada municipio será afectada por un escenario de inundación dado. La evaluación del segundo índice de vulnerabilidad consistió en: i) hacer una primera normalización (usando población total y número de viviendas totales por municipio, según corresponda en cada indicador); ii) hacer una segunda normalización considerando los valores máximos de i) por cada indicador. De esta manera, se tienen 15 indicadores, a diferencia de los 17 usados para el índice de vulnerabilidad “absoluta” ya que, se omitieron 2 (población total y número total de viviendas que fueron usados para normalizar los otros 15 indicadores). En este sentido, el grupo (a) quedó conformado por 11 indicadores y al grupo (b) por 4. A cada grupo se le asignó un peso de 50%. Es decir, a cada indicador del grupo (a) y (b) les correspondió un peso de 4.54% y 12.5%, respectivamente. Finalmente, se integraron los 15 indicadores en uno sólo por medio de una suma.

4.1.4 Estimación del riesgo

Para la estimación del riesgo a la inundación por huracanes se utilizó una metodología alterna a la del CENAPRED (empleada en la sección 3.1.5 para la estimación del riesgo a la inundación por Nortes) dado que:

(i) la información necesaria para aplicar la metodología del CENAPRED es inexistente o no se puede acceder a ella de manera sencilla para toda el área de estudio (Yucatán y Campeche). En efecto, no hay disponibilidad de planos catastrales actualizados para todos los poblados costeros de los Estados de Yucatán y de Campeche, ni tampoco información del tipo de vivienda de estos poblados costeros, y

(ii) debido a que la metodología del CENAPRED no toma en cuenta aspectos sociales. La información socio-económica existe para la zona de estudio en la base de datos de INEGI (2010) a nivel municipal (de acceso público).

La categorización del peligro a la inundación puede ser definida en función de la probabilidad de ocurrencia de los eventos, la cual describe la magnitud del potencial de daño por un determinado fenómeno en el tiempo (Chowdhury & Karim, 1996; Clark et al., 1998; Merz et al., 2007). Sin embargo, cuando hay una ausencia de series de tiempo de inundación, como es el caso del presente estudio, el análisis probabilístico no es posible (Chowdhury & Karim, 1996). En este caso la categorización del peligro se puede definir con base en las dificultades de la población para movilizarse y al daño a las propiedades por causa de la inundación (Tingsanchali & Karim, 2005; Dinh et al., 2012), tal como se muestra en la Tabla 4. Debido a que los doce MOMs para marea baja y alta no tienen periodos de retorno asociados, el tirante de agua fue normalizado (en un intervalo entre 0 y 1) para mostrar la distribución del peligro a la inundación (Merz et al., 2007). La categorización del peligro a la inundación es la misma que la propuesta por Dinh et al. (2012). Esta categorización fue elegida dado que la topografía de la zona de estudio es muy baja. Además, las aceras de la mayoría de las casas en la zona tienen una altura estandar de 0.15m. Por otro lado, en la zona costera las casas no son construidas como palafitos. Por ende, tan pronto como el agua de origen marino alcanza la superficie del terreno, las viviendas se inundan. En este sentido, el peligro a la inundación fue clasificado en cinco clases, tal como se muestra en la Tabla 4.

En lo concerniente a la categorización de la vulnerabilidad, se usó el método rupturas natural de Jenks (1963) para hacer cinco clases. En este método los cortes de clase se caracterizan por que agrupan mejor los valores similares y maximizan las diferencias entre las clases. Esta clasificación fue usada debido a que el indicador de vulnerabilidad absoluta (primer método) tiene valores entre 0 y 0.34 para todos los municipios, excepto para el municipio de Mérida, el cual tuvo un valor de 0.9. Esto se debe a que el municipio de Mérida es el que tiene mayor población en el área de estudio, 830,732 habitantes acorde al censo realizado en 2010 (INEGI, 2010) y dado que se utilizó una resolución municipal, la mayoría de los máximos de los indicadores se dan para el municipio de Mérida. Este indicador está dado en

términos absolutos (no relativo al tamaño de población o viviendas totales por municipio). Para la categorización (no mostrada) de la vulnerabilidad relativa (segundo método) también se usó el método de rupturas natural. Los valores del indicador estuvieron entre 0.37 y 0.57.

Tabla 4. Categorización del riesgo a la inundación

Tirante de agua (m)	Peligro	Vulnerabilidad absoluta	Riesgo	Zonas de Peligro/Vulnerabilidad/Riesgo
00.-0.2	0.0-0.04	0-0.03	0.0-0.0012	Very low
0.2-0.5	0.04-0.1	0.03-0.08	0.0012-0.008	Low
0.5-1.0	0.1-0.2	0.08-0.13	0.008-0.026	Medium
1.0-2.0	0.2-0.4	0.13-0.34	0.026-0.136	High
> 2.0	0.4-1.0	0.34-1.0	0.136-1.0	Very high

Con lo anterior, la estimación del riesgo a la inundación por huracanes para los Estados de Yucatán y de Campeche se estimó como el producto entre el peligro (representado por medio del tirante de agua de cada MOM, normalizado entre 0 y 1 en cada celda del mallado SLOSH) y la vulnerabilidad socio-económica (con valores entre 0 y 1).

En este sentido, el mayor riesgo existirá donde se alcance simultáneamente los mayores valores del tirante de agua y vivan los grupos más vulnerables desde el punto de vista socio-económico. Dado que, para este caso las unidades del riesgo son adimensionales, se crearon 5 categorías de riesgo: Muy bajo, bajo, medio, alto y muy alto.

4.2 Resultados

En esta sección se presentan los resultados obtenidos del estudio de inundación por ciclones tropicales. Es decir, la vulnerabilidad socio-económica, el peligro y riesgo a las inundaciones por ciclones tropicales en los Estados de Yucatán y Campeche.

4.2.1 Peligro a la inundación por ciclones tropicales en los Estados de Yucatán y de Campeche

En la Figura 36 se observa el mallado SLOSH poblado con datos topo-batimétricos. Mientras que la costa norte de la Península se caracteriza por la presencia de una plataforma muy somera, en el este de la misma la plataforma es más angosta. El polígono en color verde de esta figura representa las áreas con topografía LIDAR.

A pesar de que la mayoría de los huracanes entran por el sureste de la Península, el norte de ésta es más vulnerable a ser inundado debido a que el potencial de la

marea de tormenta en esta zona es mayor. Es de esperarse que huracanes que se propagan paralelos a la línea de costa (tal como el huracán Isidoro en 2002) causen una mayor inundación al norte de la Península. Empero, cuando un huracán coincide con un evento de Norte, éste se propaga hacia la Península, siendo uno de los peores escenarios de inundación debido al efecto de la plataforma de Yucatán en la marea de tormenta.

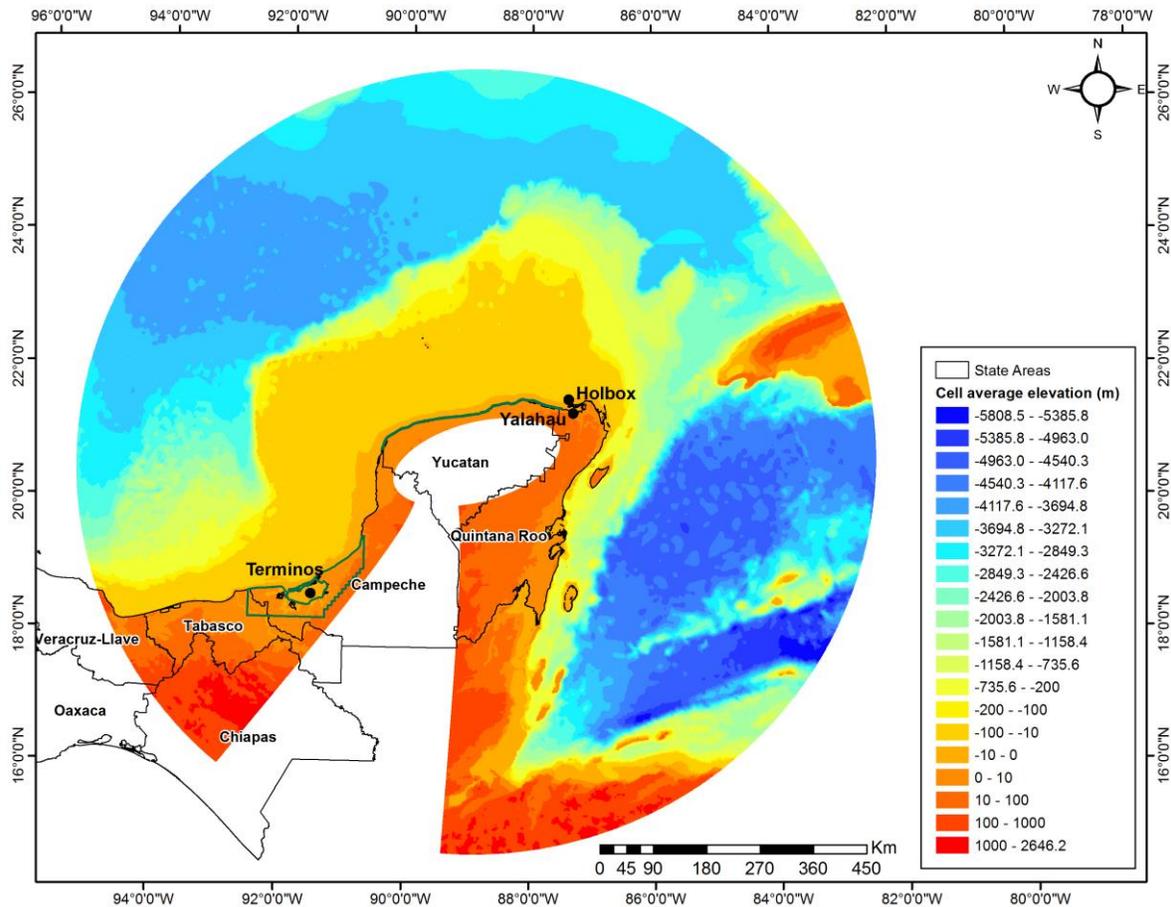


Figura 36. Poblamiento del mallado SLOSH con datos topo-batimétricos.

Los MOMs para tormentas tropicales y huracanes con categorías I y II durante marea alta y baja se presentan en la Figura 37 y para huracanes con categorías III, IV y IV en la Figura 38. De la Figura 36 se puede observar que las áreas alrededor de la laguna de Términos son las áreas topográficamente más bajas en la zona de estudio. Además, dada la plataforma ancha y somera de Yucatán y la forma cóncava de la costa en esa región, la inundación más severa se desarrolla en áreas aledañas a esta laguna. Se puede advertir que bajo el peor escenario, es decir, el MOM para huracanes con categoría V y en marea alta se alcanzan valores del tirante de agua de 12m, los cuales se generan específicamente con tormentas que se propagan del

noroeste, norte y noreste hacia la Península. Es necesario mencionar que, el área alrededor de laguna de Términos tiene la resolución más gruesa del mallado en la parte continental (zona inundable), aproximadamente 1.3 km. La parte norte de la Península tiene la resolución más fina (490-600m). Por ende, los resultados de este estudio se deben tomar como una primera aproximación.

Los tirantes de agua máximos (12m) alcanzados son bastante significativos. Sin embargo, a nivel regional se tiene registro de marea de tormenta con una amplitud bastante considerable durante el paso de ciclones. Por ejemplo, durante el paso de Camille en 1969 se observó una marea de tormenta de 7.32 m en el área de Gulfport, Mississippi, Estados Unidos (Jelesnianski et al., 1992) y de 7.6 m alrededor de la bahía St. Louis, Mississippi durante el paso del huracán Katrina en 2005 (Lin et al., 2010). A nivel mundial, de acuerdo con la Organización Meteorológica Mundial (WMO por sus siglas en inglés) la marea de tormenta registrada mas extrema fue de 13m (WMO, 2006) y se presentó el 5 de marzo de 1899 en el noreste de Australia, cerca de la bahía Bathurst durante el paso del ciclón tropical Mahina o también llamado huracán Bathurst Bay (Nott et al., 2014).

Como es de esperarse, cada vez que la tormenta aumenta de categoría, la mancha de inundación aumenta. La Tabla 5 muestra las áreas inundables de MOMs para diferentes categorías de huracán tanto en marea baja como en marea alta. Para cada MOM las áreas inundables en marea alta son mayores que en marea baja. Además, se puede ver que la máxima inundación posible por huracanes en el área de estudio ocurre con el paso de huracanes con categoría V que coincidan con marea alta (Figura 38 f). Con base en este peor escenario de inundación se obtuvo un porcentaje de dicha inundación para diferentes MOMs por ciclones con diversas categorías.

Tabla 5. Tamaño y porcentaje de áreas inundables para MOMs por ciclones con diferentes categorías y niveles de marea

Categoría del ciclón	Marea baja	Marea alta
Tormenta tropical	5,218 km ² (28.17 %)	7,189 km ² (38.81 %)
Categoría 1	7,252 km ² (39.15 %)	8,270 km ² (44.65 %)
Categoría 2	8,793 km ² (47.46 %)	10,258 km ² (55.38 %)
Categoría 3	12,201 km ² (65.86 %)	13,634 km ² (73.60 %)
Categoría 4	16,000 km ² (86.37 %)	16,816 km ² (90.78 %)
Categoría 5	17,993 km ² (97.13 %)	18,523 km ² (100 %)

La presencia de la plataforma de Yucatán y la baja topografía costera incrementan la vulnerabilidad física del sistema a ser inundado durante el paso de ciclones. A pesar de que la ocurrencia de las trayectorias de huracanes provenientes del norte y noroeste de la Península de Yucatán es muy baja, y sólo es posible al coincidir

con el paso de eventos de Norte, la marea de tormenta generada por estos eventos hace parte de un espectro amplio de peligro y por lo tanto debe tomarse en cuenta. Como ejemplo de estos eventos, se tienen al huracán Roxane en 1995 e Isidore en 2002, los cuales tras interactuar con eventos de Norte cambiaron su trayectoria hacia el sur por cierto periodo de tiempo.

A pesar de que aún no es claro cómo establecer periodos de retorno para este tipo de inundaciones, se proporciona una idea muy amplia y clara del potencial de inundación en esta zona inducida por los ciclones tropicales, lo cual es usado de manera oficial por el NHC de EEUU.

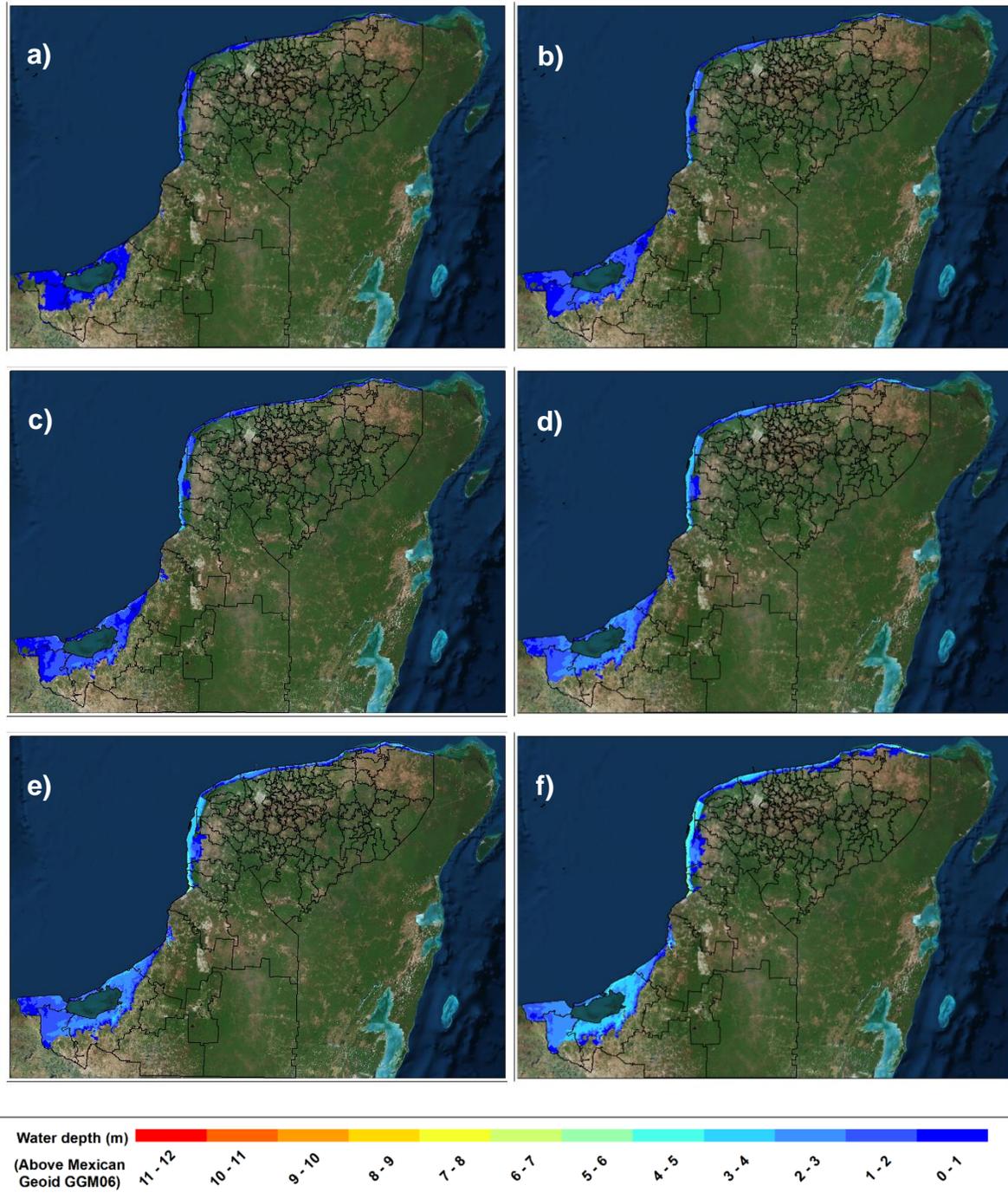


Figura 37. Mapas de inundación (m) para MOMs por tormenta tropical a huracán categoría II. (a)-(b) MOM por tormentas tropicales en marea baja y alta, respectivamente. (c)-(d) MOM por huracanes categoría I en marea baja y alta, respectivamente. (e)-(f) MOM por huracanes categoría II en marea baja y alta, respectivamente.

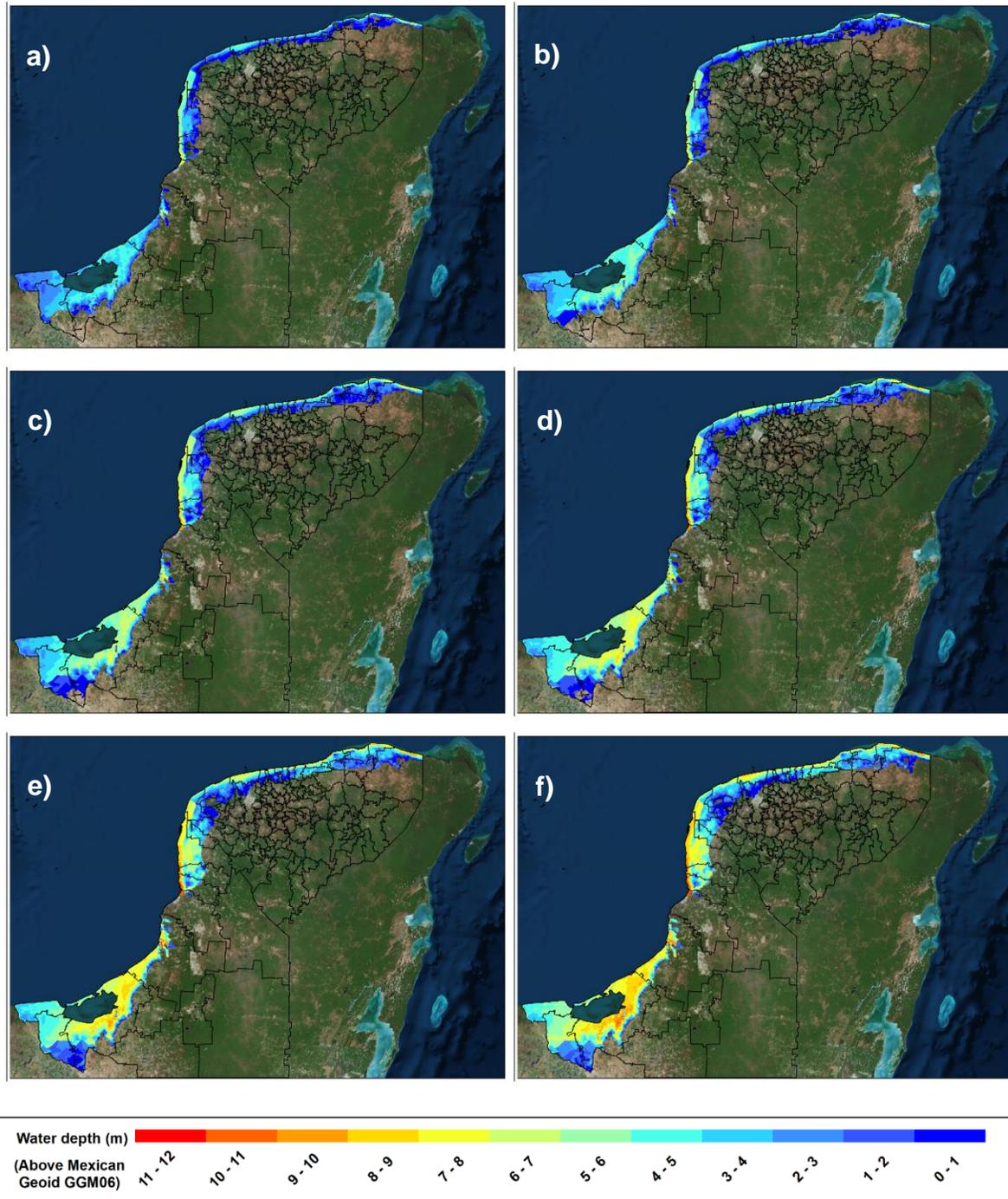


Figura 38. Mapas de inundación (m) para MOMs por huracanes con categorías III a V. (a)-(b) MOM por huracanes categoría III en marea baja y alta, respectivamente. (c)-(d) MOM por huracanes categoría IV en marea baja y alta, respectivamente. (e)-(f) MOM por huracanes categoría V en marea baja y alta, respectivamente.

4.2.2 Vulnerabilidad socio-económica para los Estados de Yucatán y de Campeche

En la Figura 39 se muestra la vulnerabilidad socio-económica para los Estados de Campeche y de Yucatán con el primer método (valores “absolutos”). Debido a la resolución espacial utilizada y dado que Mérida es el municipio con mayor población, este es el único que presenta una vulnerabilidad muy alta (very high). Los municipios con una vulnerabilidad alta (High) se encuentran al este del Estado de Yucatán y la mayor parte de la costa del Estado de Campeche. Por otro lado, la vulnerabilidad socio-económica relativa a la población total y viviendas totales (Figura 40) muestra que la mayoría de los municipios, que con el método anterior presentaban una vulnerabilidad alta y muy alta, ahora es baja o muy baja, lo cual sugiere que los municipios más poblados son menos vulnerables, relativos a su población total. Para la estimación del riesgo fue tomado en cuenta la vulnerabilidad absoluta, similar a lo realizado para la estimación del riesgo a la inundación por Nortes en Progreso y Sisal, donde se usó una vulnerabilidad absoluta asociada a la afectación de viviendas y traducida a valor económico.

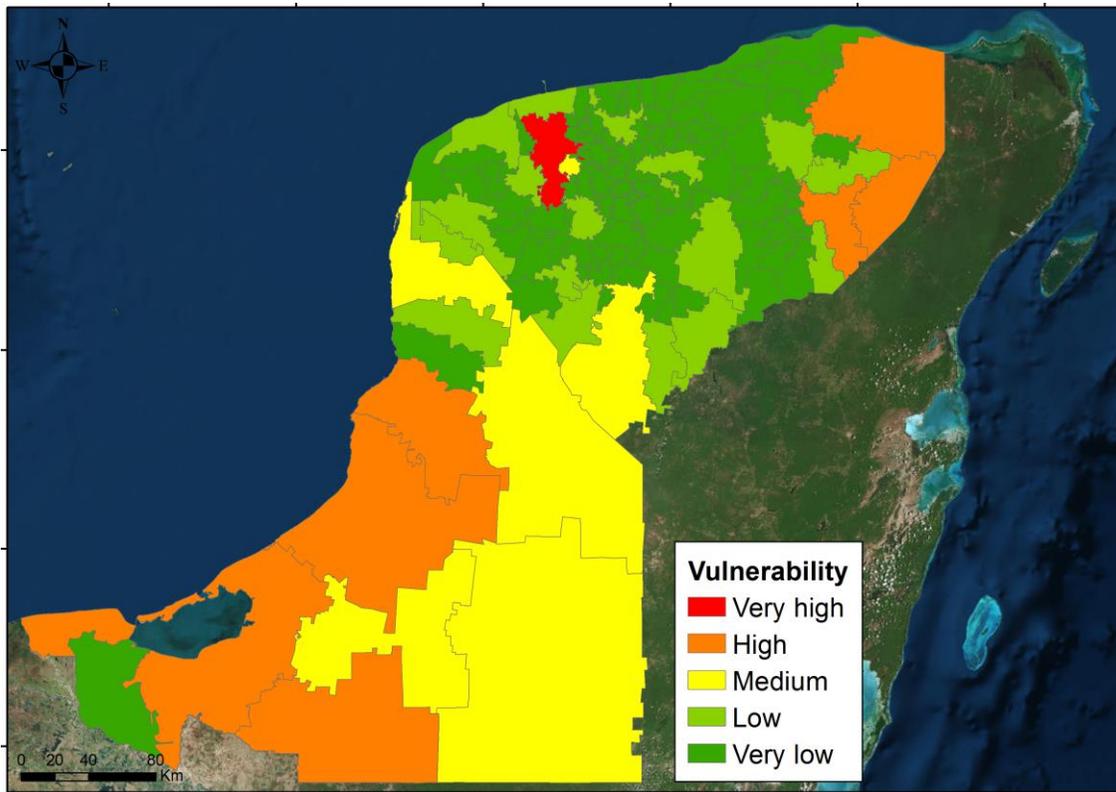


Figura 39. Vulnerabilidad socio-económica “absoluta” para los Estados de Yucatán y Campeche.

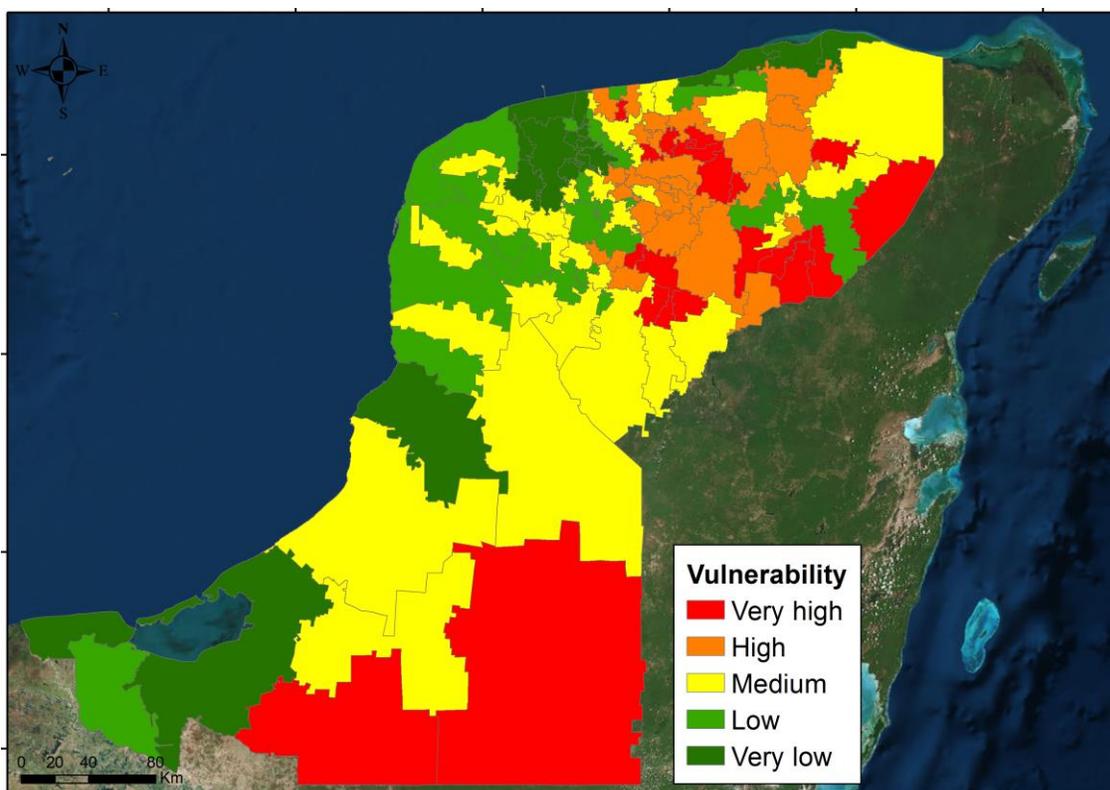


Figura 40. Vulnerabilidad socio-económica “relativa” para los Estados de Yucatán y de Campeche.

4.2.3 Riesgo a la inundación por ciclones tropicales en los Estados de Yucatán y de Campeche

El riesgo a la inundación con MOMs por tormentas tropicales y huracanes con categorías I y II en marea alta y marea baja se presentan en la

Figura 41 y para MOMs por huracanes con categorías III, IV y V se presentan en la Figura 42. De estas figuras se observa que en general el Estado de Campeche presenta un mayor riesgo a la inundación que el Estado de Yucatán. Al aumentar la categoría del huracán aumenta el tirante de agua, y por ende, el riesgo también aumenta con la categoría del ciclón.

Para MOMs por tormentas tropicales y huracanes categoría I el riesgo más significativo fue alcanzado a lo largo de la costa del Estado de Campeche y este del Estado de Yucatán. Para huracanes con categoría II, una pequeña área al norte de la ciudad de Campeche alcanza la categoría de riesgo muy alta (Very high). Para MOMs por huracanes con categorías III a V, se alcanzan todas las categorías de riesgo a lo largo de la zona de estudio.

Como ya fue mencionado con anterioridad, áreas con mayor riesgo a la inundación son aquellas donde se encuentra la población más vulnerable y donde se alcanzan los mayores tirantes de agua tales como las áreas circunvecinas a la Laguna de Términos, Champotón, y el este del Estado de Yucatán (Tizimín). Por otra parte, a pesar de que para el norte del estado de Yucatán se alcanzaron tirantes de agua significativos, dada la muy baja (very low) vulnerabilidad que presentan estos municipios costeros, se obtuvo un riesgo máximo con categoría medio (Medium) para esa área. Otros municipios de Yucatán tales como Progreso y Hunucmá con vulnerabilidad baja (low) alcanzaron un riesgo alto con MOMs por huracanes de categorías altas. El municipio de Mérida, único municipio con vulnerabilidad muy alta, alcanza todas las categorías de riesgo a lo largo de su área.

El mapa con el peor escenario de riesgo a la inundación es para el MOM por huracanes categoría V en marea alta (Figura 42 f). Las áreas de este escenario para las categorías de riesgo muy baja, baja, medio, alto y muy alto son 2,047.71, 3,594.80, 3,177.75, 5,264.48 y 3,599.39 km² y los porcentajes para dichas áreas son del 11.57%, 20.32%, 17.96%, 29.76%, 20.35%, respectivamente. De esto se concluye que el 50.12% de esta área cuenta con un riesgo a la inundación alto y muy alto.

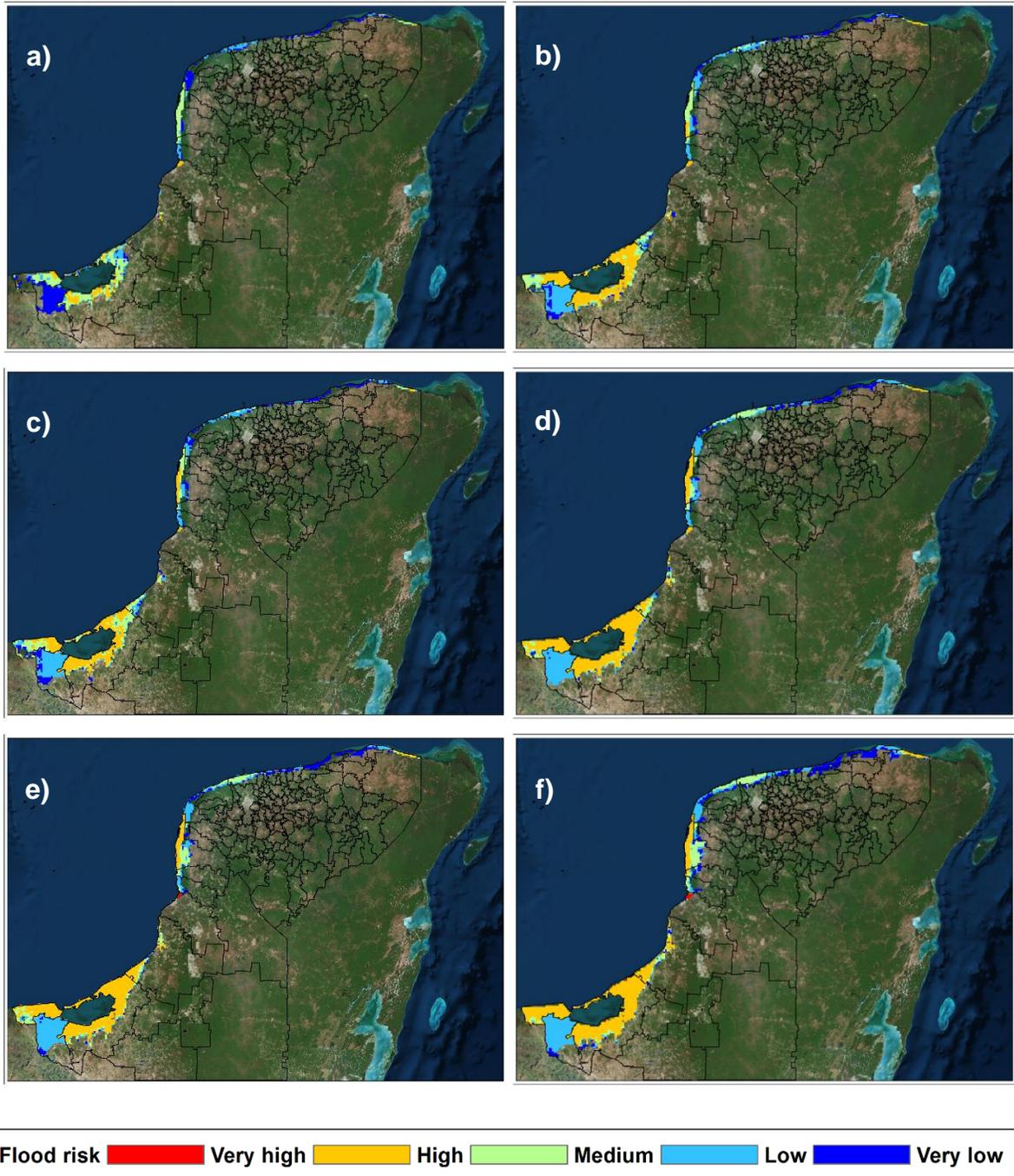


Figura 41. Mapas de riesgo a la inundación para MOMs por tormenta tropical a huracán categoría II. (a)-(b) riesgo a la inundación para el MOM por tormentas tropicales en marea baja y alta, respectivamente. (c)-(d) riesgo a la inundación para el MOM por huracanes categoría I en marea baja y alta, respectivamente. (e)-(f) riesgo a la inundación para el MOM por huracanes categoría II en marea baja y alta, respectivamente

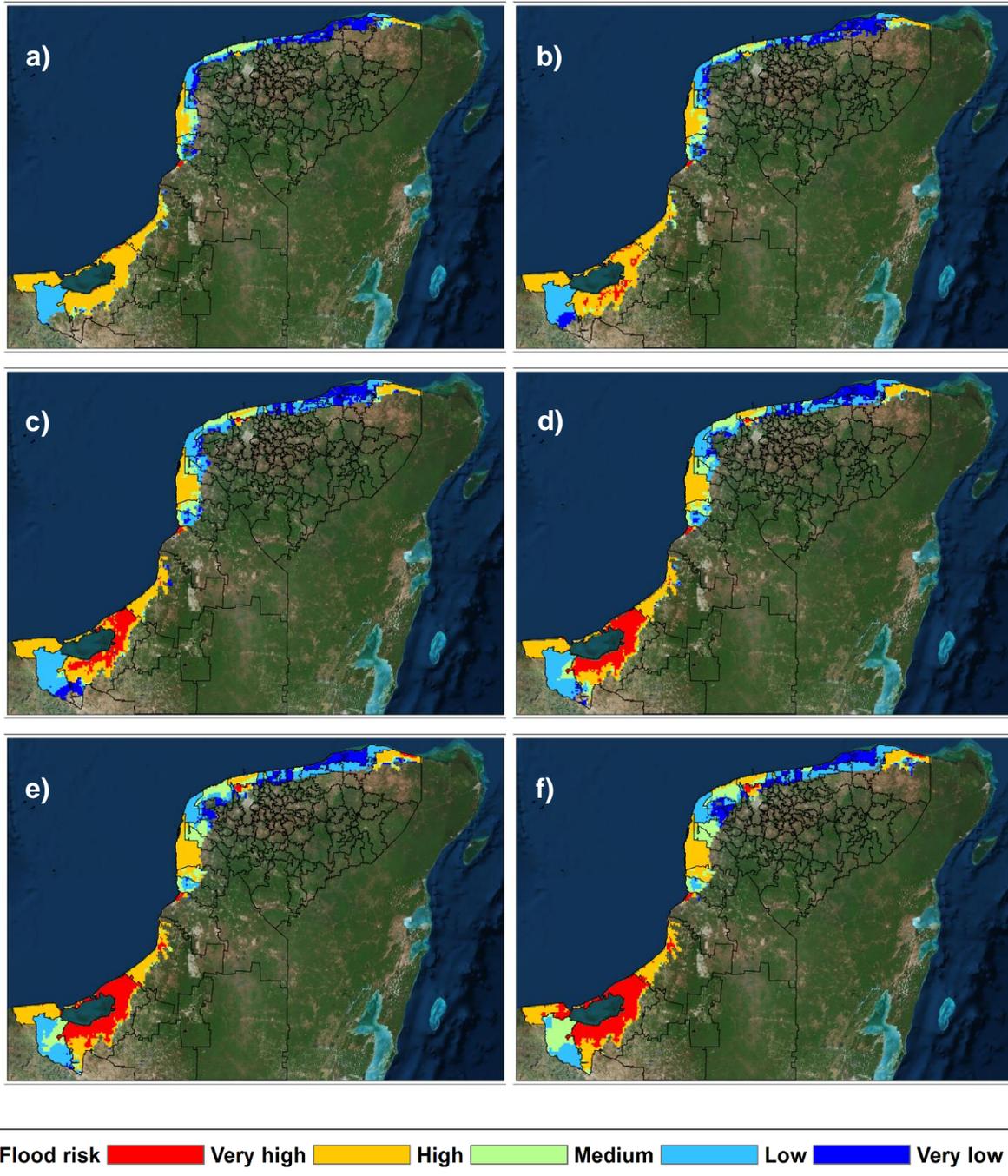


Figura 42. Mapas de riesgo a la inundación para MOMs por huracanes categoría III a V. (a)-(b) riesgo a la inundación para el MOM por huracanes categoría III en marea baja y alta, respectivamente. (c)-(d) riesgo a la inundación para el MOM por huracanes categoría IV en marea baja y alta, respectivamente. (e)-(f) riesgo a la inundación para el MOM por huracanes categoría V en marea baja y alta, respectivamente

4.3 Discusiones

Esta sección contiene las discusiones sobre los resultados del estudio con los ciclones tropicales en lo relacionado con la vulnerabilidad socio-económica, el peligro y el riesgo a la inundación en los Estados de Yucatán y de Campeche.

Es común entre la población la presunción errónea de que únicamente los huracanes de mayor intensidad (velocidad de viento máxima y gradiente de presión entre el ojo del CT y fuera de la influencia del CT) son los que mayor peligro de inundación presentan en las zonas costeras y por esta razón, cuando escuchan que se aproxima un ciclón de baja intensidad no le dan mucha importancia. Sin embargo, este estudio pone en evidencia que existen otros factores además de la intensidad, que inducen a una mayor inundación durante el paso de estos eventos tales como la velocidad de traslación y tamaño del CT. Estos parámetros se correlacionan muy bien con la magnitud de la marea de tormenta (Lin et al., 2010). Aunado a lo anterior, las características geofísicas de la costa y la existencia de infraestructura para mitigación influyen en la extensión del área inundable.

Los mayores tirantes de agua por CT para este estudio se alcanzaron en el Estado de Campeche debido a características topobatemétricas de la costa (cóncava para varias áreas y baja topografía). Además, la existencia de algunos ríos que son tomados en cuenta en el modelo, y a pesar de que la única aportación es marina, se generaron tirantes de agua (columna de agua) en la zona de inundación hasta de 12m (aledaños a ríos) para los huracanes de mayor intensidad. Para el Estado de Yucatán los mayores tirantes de agua ocurrieron al este del Estado (debido a la forma cóncava que presenta la línea de costa) y en zonas con baja topografía y lagunas costeras (Celestún, La Carbonera, Chelem que fueron consideradas en la implementación del mallado).

El concepto de marea de tormenta generada por CT no es fácil de interpretar y poco entendida por la población en general. Sin embargo, cuando ésta es proyectada en un medio visual como un mapa mostrando el tirante de agua y la extensión de la inundación es fácilmente comprendida por todos (Zachry et al., 2015). Morrow et al. (2015) mencionan la importancia de la visualización como medio de comunicación para que la comunidad en general entienda las advertencias e información y de esta manera reducir la pérdida de vidas y propiedades. No obstante, a pesar de que el mapa de peligro es una herramienta muy útil, no es suficiente para la implementación de medidas de mitigación por lo que, se hace necesario su combinación con el mapa de vulnerabilidad para la determinación del riesgo (Dinh et al., 2012).

A pesar de las limitaciones en la topografía de alta resolución en las zonas costeras inundables de México, este estudio presenta una primera aproximación a la estimación del potencial de inundación en las zonas costeras de los Estados de Yucatán y de Campeche. Esta metodología de la estimación de MEOWs y MOMs (Zachry et al., 2015) ha sido ampliamente usada y aceptada en las costas de los Estados Unidos. En este sentido, este trabajo, representa una herramienta didáctica que puede presentarse al público en general y ser entendida de manera fácil en una escala internacional. De esta manera, complementa otros estudios (Posada-Vanegas et al., 2011; Meza-Padilla et al., 2015) en los cuales se ha modelado la marea de tormenta por huracanes en la zona, pero no se ha modelado inundación. Además, dado que esta metodología tuvo en cuenta miles de escenarios de trayectorias de movimiento de CT, se pudo obtener un amplio espectro de peligro a la inundación.

En cuanto a pronóstico, este estudio permite hacer un estimado de la inundación para un futuro CT que se aproxime a la Península. Esto es posible al comparar las características de todos los MEOWs en la base de datos con las del CT. El MEOW con características más cercanas a las del CT es seleccionado para hacer un estimado de la inundación a priori a la llegada del CT. Es necesario recordar que los MEOWs no son escenarios de inundación por trayectorias de ciclones individuales sino por un conjunto de trayectorias paralelas a una dirección. El otro método disponible en este estudio para predecir inundaciones por ciclones consiste en el uso de la base de datos con 39,930 simulaciones para inundación. En este sentido, una vez se conozcan las características de ciclón que se aproxime a la Península, se podrá buscar en dicha base de datos aquella simulación que contenga el evento que mas se aproxime a dichas características. De esta manera se podrá conocer con anticipación el potencial de inundación a dicho evento. Sin embargo, dado que la trayectoria del ciclón puede cambiar al aproximarse a tierra, el MEOW suele ser mas usado por el Centro Nacional de Huracanes para pronóstico de inundación por ciclones.

Es importante señalar que, con base en datos históricos, no se ha detectado hasta la fecha una tendencia clara de incremento de la frecuencia anual de CT (Emanuel, 2005). Sin embargo, la disipación neta de la energía también es un buen indicador de la amenaza por CT al igual que la frecuencia ciclónica, y se correlaciona muy bien con la temperatura superficial del mar en el Atlántico (Knutson, 2015; Emanuel, 2005). Es decir que, por efecto del cambio climático, la frecuencia ciclónica parece disminuir un poco, pero cada vez que se presenten lo harán con categorías más altas y por ende, mayores podrán ser las consecuencias. Esto en cierta forma ya fue cubierto en este estudio, al tomar en cuenta un amplio espectro del potencial de inundación, con un gran rango de características y trayectorias de movimiento de

CT en los Estados de Yucatán y de Campeche. Algunas trayectorias e intensidades simuladas en este estudio son poco probables (en particular las provenientes de sector 1-5 ver Figura 35), pero no imposibles, similar a lo que ocurrió con el Huracán Sandy en Nueva York en 2012, o mismo los huracanes Roxanne (1995) e Isidoro (2002), que al interactuar con Nortes presentaron trayectorias no comunes.

Este estudio ha sido considerado por el NHC como un prototipo para evaluar las capacidades de SLOSH (en costas diferentes a la de los Estados Unidos) y las limitantes ante la carencia de datos topográficos de alta resolución en las zonas costeras de México. Además, por medio de esta investigación se abren las puertas para que posiblemente el gobierno federal mexicano implemente el modelo SLOSH con fines operacionales en las costas mexicanas.

Por otro lado, la vulnerabilidad a la inundación usada por el CENAPRED (Fuentes-Mariles et al., 2006) toma en cuenta solamente los bienes que tiene la población dentro de sus viviendas, conocida como menaje. Además, asume que las inundaciones ocurren lentamente, y da tiempo para que las personas puedan desalojar sus viviendas, y así sus vidas no corran peligro, concentrándose principalmente en cuantificar las pérdidas económicas, despreciando otras dimensiones de la vulnerabilidad tales como las sociales, ambientales (UNISDR, 2009; Merz et al., 2010), culturales e institucionales (Hernández-Aguilar, 2014) que son igualmente importantes de considerar. En la Figura 43 y Figura 44 se muestran algunas afectaciones económicas (pérdida de infraestructura costera, pesquera, eléctrica y de vías terrestres) y sociales (desplazamiento de población) durante el paso del huracán Gilberto (1988) por la Península de Yucatán. De igual manera, en la Figura 45 se muestran algunas afectaciones económicas y sociales en la isla de Hollbox durante el paso del huracán Wilma en el 2005. A pesar de que en México existen medidas de desalojo, los habitantes no evacúan fácilmente durante los eventos de inundación, y es allí cuando suelen haber graves consecuencias, resultando no sólo en pérdidas económicas sino también de vidas humanas. Como ejemplo de lo anterior, se tienen los casos de los huracanes Gilberto en 1988 e Isidoro en 2002. Durante el paso del huracán Gilberto por el Estado de Yucatán, de acuerdo a testigos de los hechos, muchos de los habitantes del puerto de Progreso se quedaron en sus casas esperando a que la tormenta terminase. Sin embargo, al poco tiempo tuvieron que salir de sus hogares nadando hacia otros lugares que contasen con segundos pisos, usados como albergues, donde esperaron a que el nivel del agua disminuyese. Acorde a lo reportado por el Diario de Yucatán (del 1 al 16 de septiembre de 1988) durante el paso de Gilberto por Progreso el nivel del mar aumentó 2 m, y hubo 10 muertos. Para el huracán Isidoro, de acuerdo a lo reportado por el Diario de Yucatán (22 al 30 de septiembre de 2002), se contabilizaron 70 desaparecidos, 11 muertos, más de 500 personas fueron desalojadas de El Cuyo y

Río Lagartos. “Sin embargo, otras 980 personas aún se negaban a abandonar sus viviendas en San Felipe, El Cuyo, Río Lagartos, a pesar de la insistencia del Ejército”. Lo anterior responde a i) un alto índice de saqueos y daño a propiedades casa-habitación que son desafortunadamente comunes durante y después del impacto de fenómenos naturales; ii) la desconfianza de la población ante las autoridades que son consideradas poco eficientes ante estas contingencias; iii) la subestimación ante los efectos de un fenómeno natural.

Lo antes expuesto es un claro reflejo de una vulnerabilidad, tanto social como institucional que la metodología del CENAPRED no toma en cuenta. Empero, con el método de vulnerabilidad utilizado en este estudio se consideran aspectos de movilidad (edad), educación, vivienda, y acceso a la información, entre otros, cuya consideración es de vital importancia durante eventos de inundación (Chen et al., 2013).

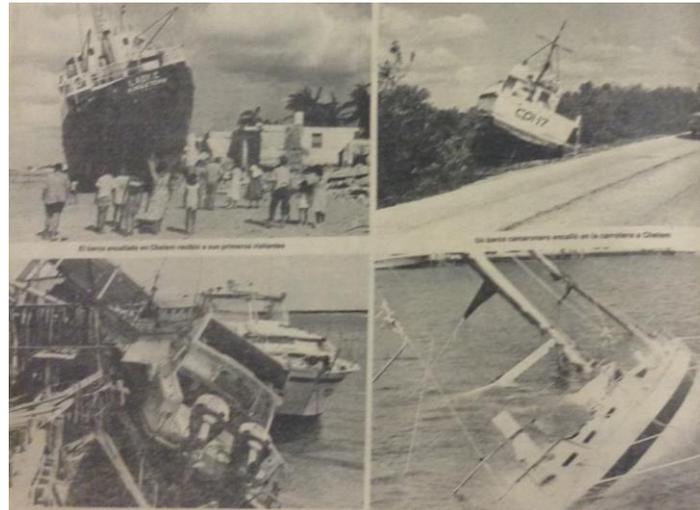


Figura 43. Estragos del huracán Gilberto en Progreso (tomada del Diario de Yucatán, del 1 al 16 de septiembre de 1988).



Figura 44. Estado de las vías terrestres y afectaciones sociales en Champotón, Campeche tras el paso del huracán Gilberto (tomada del Diario de Yucatán, del 1 al 16 de septiembre de 1988).

La experiencia aprendida de las inundaciones causadas por los huracanes Katrina, Rita e Ike en la costa de los Estados Unidos recalca la importancia del impacto de las inundaciones en la sociedad (Cutter et al., 2013). Estos aspectos son más fáciles de expresar de forma cualitativa que de manera cuantitativa (económica).



Figura 45. Afectaciones económicas y sociales por el huracán Wilma en la isla de Holbox.

Debido a que en este estudio a los indicadores de población se les dio un mayor peso y dado que las ciudades costeras en el Estado de Campeche tienen mayor población que las ciudades costeras del Estado de Yucatán, Campeche es más vulnerable desde el punto de vista social. Es decir, mientras más población esté expuesta ante el peligro, mayor será la vulnerabilidad (Dinh et al., 2012). Mérida, capital del Estado de Yucatán y municipio con mayor población en la zona de estudio (único con vulnerabilidad muy alta) no es un municipio costero por lo que, para MOMs por ciclones con categorías bajas es un municipio fuera de la zona de riesgo. Lo ideal es tener en cuenta todas las dimensiones de la vulnerabilidad, tal como el trabajo de Hernández-Aguilar (2014) para Chetumal y Mahaual en el Estado de Quintana Roo, en el cual se tuvo en cuenta la vulnerabilidad física (referida a elementos expuestos, espacio ocupado, población, infraestructura urbana y actividades urbanas); vulnerabilidad ambiental (desde la susceptibilidad y fragilidad de áreas naturales protegidas, cuerpos de agua, ríos, residuos sólidos y cambio en el uso de suelo); vulnerabilidad social (población, vivienda, servicios básicos, educación y recursos para emergencias); vulnerabilidad económica (población y actividades económicas); vulnerabilidad cultural (percepción del riesgo, lengua y planes, y programas de estudio); vulnerabilidad institucional (decisión local, planes y programas, y protección financiera). Sin embargo, abarcar la vulnerabilidad desde esta perspectiva implica realizar un estudio interdisciplinario en el cual se necesita reunir a un grupo de expertos de diversas disciplinas para hacer una discusión acerca de la asignación de pesos de importancia a los indicadores de cada dimensión. Además, esto implicaría la recabación de gran parte de la información necesaria debido a su inexistencia para algunos poblados, lo cual va más allá de los objetivos de este trabajo.

Los estudios de evaluación de riesgo a la inundación a nivel regional son escasos. Sin embargo, a escala global esta metodología ha sido ampliamente usada debido a que provee herramientas muy útiles para el manejo adecuado de las inundaciones. Existen muchos estudios en los cuales el riesgo a la inundación ha sido evaluado con base al peligro a la inundación y a la vulnerabilidad social (Chowdhury & Karim, 1996; Tingsanchali & Karim, 2005). Otros estudios han tomado en cuenta otras dimensiones de la vulnerabilidad: social y ambiental (Clark et al., 1998), hidrogeológicas, socio-económicas, político-administrativas (Dinh et al., 2012) y física (Balica et al., 2013)

Este estudio estima por primera vez el riesgo a la inundación por CT en los Estados de Yucatán y de Campeche tomando en cuenta el potencial de inundación (tirante de agua) para cada categoría de CT, una topografía de alta resolución en la costa (levantamientos LIDAR) y la vulnerabilidad socio-económica de la población. Debido a que la vulnerabilidad está dada a una resolución municipal y el tirante de agua

tiene una resolución variable a lo largo de la costa entre 490 m y 600 m, en este caso los cambios espaciales del riesgo están principalmente influenciados por el tirante de agua. Dado que, para el Estado de Campeche se alcanzaron los mayores tirantes de agua y a la vez se tiene una vulnerabilidad alta para la mayor parte de su costa, este Estado es el que se encuentra en mayor riesgo. A pesar de que el municipio de Mérida presenta un alto riesgo para MOMs por ciclones con categorías mayores a III, estos resultados se deben tomar con reserva debido a que para áreas inundables cubiertas por el modelo, especialmente aquellas que están más allá de 1.6 km de la costa en el Estado de Yucatán, la topografía existente y usada es de baja resolución (ETOPO 1). Por ende, los MEOws y MOMs sobre estas áreas se deben de tomar con cierta cautela y estos resultados se deben considerar como una primera aproximación que podrá mejorar cuando exista una topografía de alta resolución que abarque todo el dominio de cómputo SLOSH. Sin embargo, para el Estado de Campeche se cuenta con información de mayor resolución tanto batimétrica como topográfica con mayor cobertura en la zona inundable. Es por esto que los resultados para el Estado de Campeche podrían tomarse con menos reserva que para áreas alejadas de la costa en Yucatán. Los resultados de riesgo a la inundación podrán servir a la comunidad y entidades gubernamentales para concientizarlos de la vulnerabilidad que la zona presenta a la inundación por CT. Con base en esto, se podrán definir estrategias de mitigación a la inundación de zonas costeras.

El mapeo de zonas de riesgo a la inundación es de gran valor para establecer correctamente los planes de ordenamiento territorial y de evacuación. Estos mapas a nivel regional son muy importantes para resaltar aquellas áreas que necesitan mayor atención (Clark et al., 1998). Sin embargo, para ciudades costeras ya construidas en zona de alto riesgo existe un mayor reto, donde los entes gubernamentales deben invertir mucho en medidas estructurales (Patro et al., 2009). Sin embargo, el caso de la inundación por el huracán Katrina en la costa de los EEUU nos recuerda que las medidas estructurales reducen el riesgo pero no lo eliminan completamente (Cutter et al., 2013). Además, la implementación de estas medidas son muy costosas, y difícilmente implementables en países en vía de desarrollo.

4.4 Conclusiones

Del estudio de inundación por ciclones tropicales se puede concluir que:

Las zonas con mayor potencial de inundación están localizadas alrededor de laguna de Términos (que pertenece al municipio del Carmen) y áreas aledañas a cuerpos de agua costeros (ríos y lagunas) a lo largo de la costa de ambos Estados. Además, la baja topografía, lo somero y ancho de plataforma de Yucatán, el ángulo de aproximación de los CT respecto a la configuración de la cuenca, contribuyeron a que el mayor potencial de inundación se diera en la costa del Estado de Campeche.

Los MEOWs podrán ser utilizados como herramienta predictiva de inundación a futuro. Conocidas las características de cualquier tormenta que se aproxime a la Península, se podrá elegir el MEOW generado con las características más similares a dicha tormenta, lo cual proporcionará una idea de las zonas inundables para tal evento de forma anticipada. Esto resulta ser una alternativa ante la carencia de sistemas operacionales que monitorean las inundaciones costeras. Mejor será cuando se pueda implementar el modelo SLOSH para las costas de México, lo cual permitirá simular de manera muy rápida los escenarios más probables de evolución de los CT con varias horas de anticipación (18-24 horas, o más) y con ello, tomar las medidas de prevención y preparación pertinentes.

Los resultados del modelo SLOSH resaltan la necesidad de adquirir datos topográficos de alta resolución en las costas de México, especialmente en la porción este de la Península de Yucatán para mejorar los resultados en la inundación por CT.

Se utilizó el índice de vulnerabilidad que está asociado al número total de afectaciones por municipio en el cálculo del riesgo a la inundación, lo cual es útil para cuantificar las afectaciones totales, similar a lo hecho para la estimación del riesgo a la inundación por Nortes en Progreso y Sisal.

A pesar de que aún no es claro cómo calcular los periodos de retorno para inundaciones por CT hipotéticos, estos escenarios brindan información valiosa para la identificación de zonas propensas a la inundación, con un amplio espectro de riesgo. Con base en estos escenarios y la vulnerabilidad socio-económica se identificaron zonas en las cuales se encuentran grupos vulnerables y que a su vez presentan potencial de inundación.

5 Conclusiones generales y líneas futuras de investigación

La presente investigación estudió las inundaciones por Nortes en los puertos de Sisal y Progreso y por ciclones tropicales en los Estados de Yucatán y de Campeche de forma independiente debido a (i) la recurrencia e intensidad con el que la que cada uno de estos fenómenos se presenta, (ii) a la falta de bases de datos de viento que reproduzcan satisfactoriamente los huracanes y (iii) a la falta de información catastral detallada a nivel de los estados de Yucatán y de Campeche. Para ambos casos, se realizó una caracterización del peligro y la vulnerabilidad que estas áreas de estudio presentan a las inundaciones; para luego, hacer una estimación del riesgo a la inundación, en función de la información de calidad disponible – o producible – en cada caso. Cada metodología presenta ventajas particulares:

- El estudio con Nortes se realizó con un modelo de alta resolución y permitió analizar de manera detallada la hidrodinámica costera y la relativa importancia de los distintos procesos que se presentan. Además, la evaluación del riesgo, igualmente de alta resolución y usando la metodología del CENAPRED, permitió estimar el riesgo de pérdida económica, lote por lote para dos eventos específicos, en los poblados de Progreso y Sisal, lo cual es un ejemplo de lo que se puede lograr con esta metodología.
- El estudio con huracanes, de menor resolución pero mayor cobertura, es la primera aplicación en México de la ampliamente aceptada metodología del Centro Nacional de Huracanes (NHC) de EEUU, utilizando un modelo operacional con un amplio espectro de posibles afectaciones. La evaluación del riesgo permitió estimar las posibles afectaciones socio-económicas, incluyendo diversos indicadores sobre el nivel socio-económico de la población.

El peligro a la inundación por Nortes fue caracterizado resaltando la importancia que tiene la fase de la marea astronómica en las inundaciones costeras, la cual modula la no despreciable sobre-elevación por oleaje, el residual de marea y por ende, la extensión de la inundación. Además, se encontró que los procesos hidrodinámicos que ocurren al interior de las lagunas costeras son muy importantes de considerar en la estimación de la inundación en ciudades aledañas a esos cuerpos costeros. Para este caso, las áreas de Progreso al margen de la laguna de Chelem presentaron un mayor potencial de inundación que las áreas localizadas en la zona marina.

En cuanto al peligro a la inundación por ciclones tropicales, dada la escasez de datos históricos de ciclones tropicales se recurrió al uso de eventos hipotéticos con

los cuales se pudieron evaluar todos los posibles escenarios de trayectorias e intensidades en la cercanía de la Península de Yucatán. Estos eventos fueron usados como forzantes del modelo hidrodinámico SLOSH para evaluar el potencial de inundación en los Estados de Yucatán y de Campeche. Con este potencial se establecieron las áreas vulnerables a la inundación, lo cual puede ser de ayuda para el pronóstico, prevención y mitigación de zonas inundables por futuras tormentas tropicales que pasen por esta zona.

Para la estimación de la vulnerabilidad a la inundación por Nortes se usó la metodología del CENAPRED, la cual se basa principalmente en cuantificar la susceptibilidad de daño a cada casa con base al tirante agua. Sin embargo, para la estimación de la vulnerabilidad a la inundación por ciclones tropicales se usó una vulnerabilidad socio-económica, con la cual se estimó la susceptibilidad de la población a ser afectada debido a inundaciones por ciclones.

Para la estimación de riesgo a la inundación por Nortes se utilizó igualmente la metodología del CENAPRED, la cual se basa en cuantificar las pérdidas económicas asociadas a los eventos de inundación mientras que, para el caso de los ciclones se usó un método alternativo para evaluar cualitativamente las afectaciones a la sociedad debido a la inundación, zonificando las áreas en función del grado de peligro y de donde se encuentran los grupos de personas y viviendas vulnerables.

Para futuras líneas de investigación queda pendiente el unir indicadores de dimensiones de la vulnerabilidad física, económica, social, ambiental, cultural e institucional, en un solo indicador con el ánimo de proporcionar un índice integral que brinde información consolidada para los tomadores de decisiones; lo cual es posible, involucrando a un grupo interdisciplinario para realizar un análisis multicriterio y evaluar los pesos de importancia que corresponde a los indicadores de cada dimensión.

Por otro lado, se deja abierta la posibilidad de seguir trabajando en la caracterización del peligro a la inundación por Nortes, creando una distribución de probabilidad en la cual se involucre en el análisis probabilístico y extremal la contribución de la marea astronómica en los niveles totales del mar durante eventos de tormenta. En esta investigación se encontró que el tenerla en cuenta cambia significativamente los periodos de retorno, en particular para los Nortes, cuyos rangos de marea de tormenta son comparables a la amplitud de la marea astronómica. Para ello, será necesario la simulación de cientos de eventos de inundación con diferentes fases y amplitudes de mareas, cuyos resultados serán la base para formular una nueva distribución de probabilidad que tenga en cuenta la fase y amplitud de la marea.

Por último, es deseable en el futuro poder contar con una metodología operativa común para cualquier tipo de evento meteorológico extremo (Nortes y ciclones tropicales), que además tome en cuenta el potencial de inundación por precipitación. Para ello es necesario definir la resolución y precisión deseados del modelo numérico (sea un modelo de alta resolución como el MIKE21 con un alto costo computacional, sea un modelo más rápido pero de menor resolución), además de información topo-batimétrica actualizada de alta resolución para toda la zona de interés (regional, estatal o municipal), así como información detallada para evaluar las diversas dimensiones de la vulnerabilidad. Hay un largo camino por delante.

6 Referencias

- Abascal, J. et al., 2003. Analysis of flow variability in the Yucatan Channel. *Journal of Geophysical Research*, 108(C12), pp.1–18.
- Alcántara-Ayala, I., 2002. Geomorphology , Natural Hazards , Vulnerability and Prevention of Natural Disasters in Developing Countries. *Geomorphology*, 47(September 2016), pp.107–124.
- Andersen, O.B., 1995. Global ocean tides from ERS 1 and TOPEX/POSEIDON altimetry. *Journal of Geophysical research*, 100(95), pp.25249–25259.
- Appendini, C.M., 2017. *Extreme waves and climate change in the gulf of Mexico*. Ph.D. thesis, Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, pp. 94.
- Appendini, C.M. et al., 2012. Longshore Sediment Transport on the Northern Coast of the Yucatan Peninsula. *Journal of Coastal Research*, 28(6), pp.1404–1417.
- Appendini, C.M. et al., 2015. Wave energy potential assessment in the Caribbean Low Level Jet using wave hindcast information. *Applied Energy*, 137(January), pp.375–384.
- Appendini, C.M. et al., 2013. Wave modeling performance in the Gulf of Mexico and Western Caribbean: Wind reanalyses assessment. *Applied Ocean Research*, 39, pp.20–30.
- Appendini, C.M., Pedrozo-Acuña, A. & Valle-Levinson, A., 2014. Storm surge at a western Gulf of Mexico site: variations on Tropical Storm Arlene. *International Journal of River Basin Management*, 0(May 2013), pp.1–8.
- Arcement, G.J. & Schneider, V.R., 1989. *Guide for Selecting Manning's Roughness Coefficients for Natural Channels and Flood Plains*, U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 2339. Washington, pp.38.
- Athié, G. et al., 2011. Yucatan Current variability through the Cozumel and Yucatan channels. *Ciencias Marinas*, 37(4A), pp.471–492.
- Balica, S.F. et al., 2013. Parametric and physically based modelling techniques for flood risk and vulnerability assessment: A comparison. *Environmental Modelling and Software*, 41, pp.84–92. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.envsoft.2012.11.002>.

- Batts, M.E. et al., 1980. *Hurricane wind speeds in the United States, Rep. BSS-124, Natl. Bur. of Stand., U.S. Dep. of Commer, Washington, D. C.*
- Bauer-Gottwein, P. et al., 2011. Review: The Yucatán Peninsula karst aquifer, Mexico. *Hydrogeology Journal*, 19(3), pp.507–524.
- Blain, C.A., Westerink, J.J. & Luettich, R.A., 1994. The influence of domain size on the response characteristics of a hurricane storm surge model. *Journal of Geophysical research*, 99, pp.18467–18479.
- Bosart, L.F. et al., 1996. Large-Scale Antecedent Conditions Associated with the 12–14 March 1993 Cyclone (“Superstorm “93”) over Eastern North America”. *Monthly Weather Review*, 124, pp.1865–1891.
- Bretschneider, C.L., 1972. A Non-Dimensional Stationary Hurricane Wave Model. En *Offshore Technology Conference*. Houston, Texas.: Offshore Technology Conference.
- Bronstert, A., 2003. Floods and climate change: Interactions and impacts. *Risk Analysis*, 23(3), pp.545–557.
- Chavas, D.R., Lin, N. & Emanuel, K., 2015. A Model for the Complete Radial Structure of the Tropical Cyclone Wind Field. Part I: Comparison with Observed Structure*. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 72(9), pp.3647–3662. Available at: <http://dx.doi.org/10.1175/JAS-D-15-0014.1>.
- Chen, J. et al., 2014. Global land cover mapping at 30 m resolution: A POK-based operational approach. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 103, pp.7–27. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2014.09.002>.
- Chen, W. et al., 2013. Measuring social vulnerability to natural hazards in the Yangtze River Delta region, China. *International Journal of Disaster Risk Science*, 4(4), pp.169–181.
- Chini, N. & Stansby, P.K., 2012. Extreme values of coastal wave overtopping accounting for climate change and sea level rise. *Coastal Engineering*, 65, pp.27–37. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.coastaleng.2012.02.009>.
- Chow, V. Te, 1959. *Open channel hydraulics* McGraw-Hill, ed.,
- Chowdhury, J.U. & Karim, M.F., 1996. A Risk-Based Zoning of Storm Surge Prone Area of The Ganges Tidal Plans. *Journal of Civil Engineering, Institution of Engineering, Bangladesh*, 24(2), pp.221–233.
- CINVESTAV, 2007. *Programa de ordenamiento ecológico del territorio costero del Estado de Yucatan*, Merida, Yuc.Mex, pp.41.
- Clark, G.E. et al., 1998. Assessing the vulnerability of coastal communities to extreme storms: The case of revere, MA., USA. *Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change*, 3(1), pp.59–82.

- Cob-Chay, J., Tzec-Valle, G. & Can-Tec, M., 2013. Susto por el norte “huracanado”: Inundaciones y daños de Celestún a Dzilam de Bravo. *Diario de Yucatán*, p.1. Available at: <http://yucatan.com.mx/yucatan/susto-por-el-norte-huracanado> [Consultado enero 13, 2017].
- Coronado, C. et al., 2007. On the circulation in the Puerto Morelos fringing reef lagoon. *Coral Reefs*, 26(1), pp.149–163.
- Cuevas-Jiménez, A. & Euán-Ávila, J., 2009. Morphodynamics of carbonate beaches in the Yucatán Peninsula. *Ciencias Marinas*, 35, pp.307–319.
- Cutter, S.L. et al., 2008. A place-based model for understanding community resilience to natural disasters. *Global Environmental Change*, 18(4), pp.598–606.
- Cutter, S.L. et al., 2013. Integrating social vulnerability into federal flood risk management planning. *Journal of Flood Risk Management*, 6(4), pp.332–344.
- DHI, 2014a. *Mike 21 Flow model FM: Hydrodynamic module, user guide*, DHI Water & Environment. Hoersholm, Denmark, pp.134.
- DHI, 2014b. *MIKE 21 SW: Spectral Waves FM Module, user Guide*, DHI Water & Environment. Hoersholm, Denmark, pp.122.
- DHI, 2014c. *MIKE 21 Toolbox: Global Tide Model-Tidal prediction*, DHI Water & Environment. Hoersholm, Denmark, pp.20.
- DHI, 2014d. *Mike 21 toolbox: User guide*, DHI Water & Environment. Hoersholm, Denmark, pp.268.
- DiMego, G.J., Bosart, L.F. & Endersen, G.W., 1976. An Examination of the Frequency and Mean Conditions Surrounding Frontal Incursions into the Gulf of Mexico and Caribbean Sea. *Monthly Weather Review*, 104(6), pp.709–718.
- Dinh, Q. et al., 2012. Climate change impact on flood hazard , vulnerability and risk of the Long Xuyen Quadrangle in the Mekong Delta Climate change impact on flood hazard , vulnerability and risk of the Long Xuyen. *International Journal of River Basin Management*, 10(1), pp.103–120.
- Dodet, G. et al., 2013. Wave-current interactions in a wave-dominated tidal inlet. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(3), pp.1587–1605.
- Dorrestein, R., 1961. Wave set-up on a beach. En *Proc. 2nd Tech. Conf. on Hurricanes, Miami Beach, FL., Nat. Hurricane Res. Proj. Rep. 50*. US Dept. of Commerce, pp. 230–241.
- Emanuel, K. et al., 2006. A statistical deterministic approach to hurricane risk assessment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87(3), pp.299–314.

- Emanuel, K., 2005. Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years. *Nature*, 436(7051), pp.686–688. Available at: <http://www.nature.com/doi/10.1038/nature03906>.
- Emanuel, K., 2004. Tropical cyclone energetics and structure. *Atmospheric Turbulence and Mesoscale Meteorology*, (1944), pp.165–191. Available at: http://wind.mit.edu/~emanuel/tropical/Lilly_KE_ver2.pdf.
- Emanuel, K. & Rotunno, R., 2011. Self-Stratification of Tropical Cyclone Outflow. Part II: Implications for Storm Intensification. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 69(3), pp.988–996.
- Emanuel, K., Sundararajan, R. & Williams, J., 2008. Hurricanes and global warming: Results from downscaling IPCC AR4 simulations. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 89(3), pp.347–367.
- Enriquez, C., Mariño-Tapia, I.J. & Herrera-Silveira, J.A., 2010. Dispersion in the Yucatan coastal zone: Implications for red tide events. *Continental Shelf Research*, 30(2), pp.127–137.
- Fernandez, P., Mourato, S. & Moreira, M., 2016. Social vulnerability assessment of flood risk using GIS-based multicriteria decision analysis. A case study of Vila Nova de Gaia (Portugal). *Geomatics, Natural Hazards and Risk*, 7(4), pp.1367–1389. Available at: <http://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/19475705.2015.1052021>.
- Flather, R.A., 2001. Storm Surges. En J. H. Steele, S. A. Thorpe, & K. K. Turekian, eds. *Encyclopedia of Ocean Sciences*. Academic, San Diego, Calif., pp. 2882–2892.
- Fuentes-Mariles, Ó.A. et al., 2006. *Guía básica para la elaboración de atlas estatales y municipales de peligros y riesgos*, Mexico.
- Gallopin, G.C., 2006. Linkages between vulnerability, resilience, and adaptive capacity. *Global Environmental Change*, 16(3), pp.293–303.
- Garratt, J.R., 1977. Review of Drag Coefficients over Oceans and Continents. *Monthly Weather Review*, 105(7), pp.915–929.
- Gonzalez, F.I. et al., 1985. SLAR and in-situ observations of wave-current interaction on the Columbia River Bar. En Y. Toba & H. Mitsuyasu, eds. *The Ocean Surface*. New York.: D. Reidel, pp. 303–310.
- Guza, R.T. & Feddersen, F., 2012. Effect of wave frequency and directional spread on shoreline runup. *Geophysical Research Letters*, 39(11), pp.1–5.
- Harris, D.L., 1956. Some Problems Involved in the Study of Storm Surges. *National Hurricane Research Project Report 4. United States Department of Commerce. Office of Meteorological Research, U.S. Weather Bureau, Washington, DC. USACE Technical Library, Jacksonville, FL.*, p.38.

- Henry, W.K., 1979. Some aspects of the fate of cold fronts in the Gulf of Mexico. *Monthly Weather Review*, 107, pp.1078–1082.
- Hernández-Aguilar, M.L., 2014. *Evaluación del riesgo y vulnerabilidad ante la amenaza de huracanes en zonas costeras del Caribe Mexicano: Chetumal y Mahahual*. Tesis de doctorado, División de Ciencias e Ingeniería, Universidad de Quintana Roo, pp.423.
- Hernández-Lasheras, J., 2015. *Identificación y clasificación de Nortes en función del oleaje asociado en el Golfo de México*. M.S. thesis, Department of Ciencias y técnica del agua y del medio ambiente, Cantabria University, pp.40.
- Ho, F.P. et al., 1976. *Storm tide frequency analysis for the open coast of Virginia, Maryland, and Delaware*, NOAA Technical Memorandum NWS HYDRO-32, Department of commerce, Silver Spring, MD.
- Holland, G.J., 1980. An analytical model of the wind and pressure profiles in hurricanes. *Monthly Weather Review*, 108(8)(8), pp.1212–1218.
- Holland, G.J., Belanger, J.I. & Fritz, A., 2010. A Revised Model for Radial Profiles of Hurricane Winds. *Monthly Weather Review*, 138(12), pp.4393–4401.
- Holthuijsen, L.H., Booij, N. & Herbers, T.H.C., 1989. A prediction model for stationary, short-crested waves in shallow water with ambient currents. *Coastal Engineering*, 13(1), pp.23–54.
- Horsburgh, K.J. & Wilson, C., 2007. Tide-surge interaction and its role in the distribution of surge residuals in the North Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 112(8), pp.1–13.
- INEGI, 2010. Censo de Población y Vivienda 2010. *INEGI*. Available at: <http://www.beta.inegi.org.mx/proyectos/ccpv/2010/> [Consultado mayo 25, 2017].
- INEGI, 2002. *Estudio hidrológico del estado de Yucatán*, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. Aguascalientes, Mexico, pp.92.
- Jarvinen, B.R., Neumann, C.J. & Davis, M.A.S., 1984. *A tropical cyclone data tape for the North Atlantic basin, 1886–1983: Contents, limitations, and uses*. NOAA Tech. Memo NWS NHC 22, NOAA/Tropical Prediction Center, Miami, Fla.
- Jelesnianski, C., Chen, J. & Shaffer, W., 1992. SLOSH: Sea, lake, and overland surges from hurricanes. *NOAA Technical Report NWS 48, United States Department of Commerce, NOAA/AOML Library, Miami, Florida*, p.71.
- Jelesniansky, C.P., 1967. Numerical Computations of Storm Surges With Bottom Stress. *Monthly Weather Review*, 95(11), pp.740–756. Available at: <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493%281967%29095%3C0740%3ANCOSW%3E2.3.CO%3B2#.VonGCVxzYik.mendeley>.

- Jelesniasnki, C. et al., 1984. SLOSH - A hurricane storm surge forecast model. En *Oceans '84 Conference*. Washington, DC.: Marine Technology Society, pp. 314–317.
- Jenkinson, A.F., 1969. *Estimation of Maximum Floods. Report of a working group of the Commission for Hydrometeorology*, World Meteorological Office Technical Note 98, pp.208.
- Jenks, G.F., 1963. Generalization in statistical mapping. *Annals of the Association of American Geographers*, 53(1), pp.15–26.
- Kerr, P.C. et al., 2013. U.S. IOOS coastal and ocean modeling testbed: Inter-model evaluation of tides, waves, and hurricane surge in the Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(10), pp.5129–5172.
- Knutson, T.R., 2015. *TROPICAL CYCLONES AND HURRICANES | Tropical Cyclones and Climate Change* Second Edi., Elsevier. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/B9780123822253005089>.
- Komac, B., Zorn, M. & Kušar, D., 2012. New possibilities for assessing the damage caused by natural disasters in Slovenia - The case of the Real Estate Record. *Geografski Vestnik*, 84(1), pp.113–127.
- Komen, G.J. et al., 1994. *Dynamics and Modelling of Ocean Waves*, Cambridge University Press UK, pp.560.
- Kurihara, Y., Tuleya, R.E. & Bender, M. a., 1998. The GFDL Hurricane Prediction System and Its Performance in the 1995 Hurricane Season. *Monthly Weather Review*, 126(5), pp.1306–1322.
- Lankford, R.R., 1976. Coastal lagoons of Mexico: their origin and classification. En M. Wiley, ed. *Estuarine Processes*. New York, N.Y: Academic Press, pp. 182–215.
- Large, W.G. & Pond, S., 1981. Open Ocean Momentum Flux Measurements in Moderate to Strong Winds. *Journal of Physical Oceanography*, 11(3), pp.324–336.
- Lin, N. et al., 2012. Physically based assessment of hurricane surge threat under climate change. *Nature Climate Change*, 2(6), pp.462–467. Available at: <http://dx.doi.org/10.1038/nclimate1389>.
- Lin, N. et al., 2010. Risk assessment of hurricane storm surge for New York City. *Journal of Geophysical Research*, 115(D18), pp.1–11.
- Lin, N. & Chavas, D., 2012. On hurricane parametric wind and applications in storm surge modeling. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 117(9), pp.1–19.
- Longuet-Higgins, M.S. & Stewart, R., 1963. A note on wave set-up. *J. Mar. Res.*,

21, pp.4–10.

- López-Méndez, J.V., 2009. *Análisis del evento metereológico del 2007 relacionado con la inundación de Tabasco*. M.S. thesis. Department of Centro de ciencias de la Atmosfera. UNAM University, pp.117.
- Malhadas, M.S. et al., 2009. Effect of coastal waves on sea level in Óbidos Lagoon, Portugal. *Continental Shelf Research*, 29(9), pp.1240–1250.
- Massey, W.G. et al., 2007. History of Coastal Inundation Models. *Marine Technology Society Journal*, 41(1), pp.7–17.
- Mendoza, E.. et al., 2013. Storm characterization and coastal hazards in the Yucatan Peninsula. En D. C. Conley et al., eds. *Proc. 12 th International Coastal Symposium*. Plymouth, England, pp. 790–795. Available at: http://ics2013.org/papers/Paper4071_rev.pdf.
- Merz, B. et al., 2010. Fluvial flood risk management in a changing world. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, pp.509–527.
- Merz, B., Thielen, A.H. & Gocht, M., 2007. Flood Risk Mapping At the Local Scale : Concepts and Challenges. En S. Begum, M. J. F. Stive, & J. . Hall, eds. *Advances in natural and technological hazards research*. Dordrecht, Netherlands: Springer, pp. 231–251.
- Mesinger, F. et al., 2006. North American regional reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87(3), pp.343–360.
- Meza-Padilla, R., Appendini, C.M. & Pedrozo-Acuña, A., 2015. Hurricane-induced waves and storm surge modeling for the Mexican coast. *Ocean Dynamics*, 65(8), pp.1199–1211.
- Morey, S.L. et al., 2006. Remote forcing contribution to storm-induced sea level rise during Hurricane Dennis. *Geophysical Research Letters*, 33(19), pp.1–5.
- Morrow, B.H. et al., 2015. Improving storm surge risk communication: Stakeholder perspectives. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(1), pp.35–48.
- Myers, V. a & Malkin, W., 1961. Some properties of hurricane wind fields as deduced from trajectories. *National Hurricane Research Project Report No. 49, National Oceanic and Atmospheric Administration, U.S. Department of Commerce*, p.43.
- NCH, 2014. Storm Surge Overview. Available at: <http://www.nhc.noaa.gov/surge/> [Consultado mayo 5, 2017].
- NHC, 2014a. Storm Surge Maximum Envelope of Water (MEOW). Available at: <http://www.nhc.noaa.gov/surge/meowOverview.php> [Consultado mayo 5, 2017].
- NHC, 2014b. Storm Surge Maximum of the Maximum (MOM). Available at:

- <http://www.nhc.noaa.gov/surge/momOverview.php> [Consultado mayo 5, 2017].
- Nkwunonwo, U., Whitworth, M. & Baily, B., 2015. Relevance of Social Vulnerability Assessment to Flood Risk Reduction in the Lagos Metropolis of Nigeria. *British Journal of Applied Science & Technology*, 8(4), pp.366–382. Available at: <http://www.sciencedomain.org/abstract.php?iid=1072&id=5&aid=8949>.
- Nott, J. et al., 2014. The world record storm surge and the most intense southern hemisphere tropical cyclone: New evidence and modeling. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95(5), pp.757–765.
- Olabarrieta, M., Warner, J.C. & Kumar, N., 2011. Wave-current interaction in Willapa Bay. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 116(12), pp.1–27.
- Patro, S. et al., 2009. Flood inundation modeling using MIKE FLOOD and remote sensing data. *Journal of the Indian Society of Remote Sensing*, 37(1), pp.107–118.
- Pawlowicz, R., Beardsley, B. & Lentz, S., 2002. Classical tidal harmonic analysis including werror estimates in MATLAB using T_TIDE. *Computers and Geosciences*, 28(8), pp.929–937.
- Penning-Rowsell, E. et al., 1994. Flood hazard assessment, modelling and management: results from the EUROflood project. En M. Penning-Rowsell, E Fordham, ed. *Floods across Europe: flood hazard assessment, modelling and management*. Middlesex: University Press, London, pp. 37–72.
- Perry, E. et al., 1989. Geologic and environmental aspects of surface cementation, north coast, Yucatan, Mexico. *Geology*, 17(9), pp.818–821.
- Plate, E.E.J., 2002. Flood risk and flood management. *Journal of Hydrology*, 267, pp.2–11. Available at: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S002216940200135X>.
- Platzman, G., 1963. The Dynamic prediction of Wind Tides on Lake Erie. *Meteorological monographs. American meteorological society*, 4, p.44.
- Posada-Vanegas, G. et al., 2011. Vulnerability to coastal flooding induced by tropical cyclones. *Proc. Coastal Engineering*, 1(32), p.14.
- Powell, M. et al., 2005. State of Florida hurricane loss projection model: Atmospheric science component. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, 93(8), pp.651–674.
- Powell, M.D. et al., 1998. The HRD real-time hurricane wind analysis system. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, 77–78, pp.53–64.
- Powell, M.D., Vickery, P.J. & Reinhold, T.A., 2003. Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones. *Nature*, 422(March), pp.279–283.

- Queensland Government, 2001. *Queensland climate change and community vulnerability to tropical cyclones: Ocean hazards assessment - stage 1. Department of Natural Resources and Mines, Brisbane, Queensl., Australia, pp.383.*
- Reding, P.J., 1992. *The Central American cold surge: An observational analysis of the deep southward penetration of North American cold fronts.* M.S. thesis, Department of Meteorology, Texas A&M University, pp.177.
- Rego, J.L. & Li, C., 2010. Nonlinear terms in storm surge predictions: Effect of tide and shelf geometry with case study from Hurricane Rita. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 115(6), pp.1–19.
- Rey, W. et al., 2016. Hurricane Storm Surge Risk Assessment for the Yucatan State Coastal Area. En *Proc. 32st Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology*. San Juan, Puerto Rico: American Meteorology Organization, p. 1. Available at: <https://ams.confex.com/ams/32Hurr/webprogram/Paper293952.html>.
- Rey, W. et al., 2017. The role of tidal modulation in coastal flooding on a micro-tidal coast during Central American Cold Surge events. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, p.1–29. In review. Available at: <http://www.nat-hazards-earth-syst-sci-discuss.net/nhess-2017-64/>.
- Rosengaus-Moshinsky, M., Jiménez-Espinosa, M. & Vázquez-Conde, M.T., 2002. *Atlas climatológico de ciclones tropicales en México*, México: Centro Nacional de Prevención de Desastres. Instituto Mexicano de Tecnología del Agua. Ciudad de México, pp.108.
- Rosengaus, M., 2017. Hidrometeorología, ciclones tropicales, etc. Available at: <http://ciclotrop.com/previo-a-2011.html> [Consultado mayo 22, 2017].
- Ruiz-Salcines, P., 2013. *Campos de viento para hindcast de oleaje: reanálisis, paramétricos y fusión.* M.S. thesis, Department of Ciencias y técnica del agua y del medio ambiente, Cantabria University, pp.84.
- Saha, S. et al., 2010. The NCEP climate forecast system reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91(8), pp.1015–1057.
- Salles, P. et al., 2013. Hydrodynamics over sand dunes in the northern Yucatan Peninsula coast. En *Proc. 7th Coastal Dynamics Conference*. Arcachon, France, pp. 1407–1416.
- Schmitter-Soto, J.J. et al., 2002. Hydrogeochemical and biological characteristics of cenotes in the Yucatan Peninsula (SE Mexico). *Hydrobiologia*, 467, pp.215–228.
- Schultz, D., Bracken, W. & Bosart, L., 1998. Planetary and synoptic scale signatures associated with Central American cold surges. *Monthly Weather Review*, 126(1997), pp.5–27.

- Schultz, D.M. et al., 1997. The 1993 Superstorm Cold Surge: Frontal Structure, Gap Flow, and Tropical Impact. *Monthly Weather Review*, 125(1), pp.5–39.
- Smith, J.M., Bermudez, H.E. & Ebersole, B.A., 2000. Modeling Waves at Willapa Bay, Washington. En *Proc. 27 th International Conference on Coastal Engineering*. Reston, Va.: Eng., Am. Soc. Civ., pp. 826–839.
- Smith, S.J. & Smith, J., 2001. Numerical Modeling of Waves at Ponce de Leon Inlet, Florida. *Journal of Waterway Port Coastal and Ocean Engineering*, 127(3), pp.176–184.
- Sørensen, O.R. et al., 2004. A third-generation spectral wave model using an unstructured finite volume technique. En *Proc. 29th Intern. Conf. on Coastal Eng.* pp. 894–906.
- Strauss, D., Mirferendesk, H. & Tomlinson, R., 2007. Comparison of two wave models for Gold Coast, Australia. *Journal of Coastal Research*, 2007(50), pp.312–316.
- Stringfield, V.T. & LeGrand, H.E., 1974. Karst Hydrology of Northern Yucatan Peninsula, Mexico. En A. E. Weidie, ed. *Proc. Field Seminar on Water and Carbonate Rocks of the Yucatan Peninsula, Mexico*. New Orleans: New Orleans Geological Society, pp. 192–210.
- Swail, V.R. & Cox, A.T., 2000. On the use of NCEP-NCAR reanalysis surface marine wind fields for a long-term North Atlantic wave hindcast. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 17(4), pp.532–545.
- Tingsanchali, T. & Karim, M.F., 2005. Flood hazard and risk analysis in the southwest region of Bangladesh. *Hydrological Processes*, 19(10), pp.2055–2069.
- Torres-Freyermuth, A. et al., 2014. Nearshore Coastal Dynamics on a Sea-Breeze Dominated Micro-Tidal Beach (NCSAL). En *Proc. American Geophysical Union*. San Francisco, USA.
- UNISDR, 2009. *UNISDR-Terminology on Disaster Risk Reduction*, Geneva, Switzerland, pp30. Available at: <https://www.unisdr.org/we/inform/terminology>.
- Vickery, P.J. et al., 2009. A hurricane boundary layer and wind field model for use in engineering applications. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48(2), pp.381–405.
- Vickery, P.J., Skerjil, P.F. & Twisdale, L.A., 2000. Simulation of hurricane risk in the U.S. using empirical track model. *Journal of Structural Engineering*, 126(October), pp.1222–1237.
- Weidie, A.E., 1985. Geology of Yucatan Platform. En W. C. Ward, A. E. Weidie, & W. Back, eds. *Geology and hydrogeology of the Yucatan and Quaternary geology of northeastern Yucatan peninsula*. New Orleans, Louisiana: New

Orleans Geological Society, p. 160.

White, R.R., 2004. Managing and interpreting uncertainty for climate change risk. *Building Research & Information*, 32(5), pp.438–448. Available at: <http://www.scopus.com/inward/record.url?eid=2-s2.0-4344679665&partnerID=40&md5=8557ac25ddc16e7a3e1b2c677d7291e0>.

Wind, H.G. et al., 1999. Analysis of flood damages from the 1993 and 1995 Meuse floods. *Water Resources Research*, 35(11), pp.3459–3465.

WMO, 2006. World Meteorological Organization's World Weather & Climate Extremes Archive. Available at: <https://wmo.asu.edu/> [Consultado mayo 19, 2017].

Wu, J., 1994. The sea surface is aerodynamically rough even under light winds. *Boundary-Layer Meteorology*, 69(1–2), pp.149–158.

Wu, J., 1980. Wind-Stress Coefficients over Sea Surface near Neutral Conditions—A Revisit. *Journal of Physical Oceanography*, 10(5), pp.727–740.

Young, I.R., 1999. Wind Generated Ocean Waves. En R. Bhattacharyya & M. E. McCormick, eds. *Ocean Engineering Book Series*. Amsterdam: Elsevier.

Zachry, B.C. et al., 2015. A National View of Storm Surge Risk and Inundation. *Weather, Climate, and Society*, 7(2), pp.109–117.

Zavala-Hidalgo, J., Morey, S.L. & O'Brien, J.J., 2003. Seasonal circulation on the western shelf of the Gulf of Mexico using a high-resolution numerical model. *Journal of Geophysical Research*, 108(C12), pp.1–19.

Zhong, H., van Overloop, P.-J. & van Gelder, P.H. a. J.M., 2013. A joint probability approach using a 1-D hydrodynamic model for estimating high water level frequencies in the Lower Rhine Delta. *Natural Hazards and Earth System Science*, 13(7), pp.1841–1852.