



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

EFFECTOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO SOBRE EL CLIMA MARÍTIMO Y
REPERCUSIONES EN LA MORFOLOGÍA LAGUNAR: CASO DE LA RÍA DE
CELESTÚN, YUCATÁN

TESIS
QUE PARA OPTAR EL GRADO DE:
DOCTOR EN INGENIERÍA

PRESENTA:
ROGELIO TORRES MOTA

TUTOR PRINCIPAL
PAULO SALLES AFONSO DE ALMEIDA

COMITÉ TUTOR
OSCAR FUENTES MARILES
CARLOS ESCALANTE SANDOVAL
JORGE ZAVALA HIDALGO
ALEC TORRES FREYERMUTH

MÉXICO, D. F. ENERO 2013

RESUMEN de la tesis de **Rogelio Torres Mota**, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de **DOCTOR EN INGENIERÍA CIVIL** opción: HIDRÁULICA. Ciudad Universitaria, México, D.F. Enero de 2013.

EFFECTOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN EL CLIMA MARÍTIMO Y SUS REPERCUSSIONES EN LA MORFOLOGÍA LAGUNAR, CASO DE ESTUDIO: LA RÍA DE CELESTÚN, YUCATAN

Resumen aprobado por:

Dr. Paulo Salles Afonso de Almeida

Director de tesis

En este estudio se evaluaron los efectos de un potencial incremento del nivel medio del mar sobre la dinámica del sistema lagunar de la Ría de Celestún por medio del análisis de estabilidad de la boca lagunar; para llevar a cabo lo anterior, el estudio se dividió en varias fases: primeramente se realizó un análisis estadístico del clima marítimo normal y extremal por medio de las series de tiempo obtenidas como resultados de retroanálisis históricos para conocer la historia del clima marítimo de la zona. Paralelamente, se realizaron campañas de campo para medir las condiciones hidrodinámicas actuales (dentro y fuera del sistema), con el fin de obtener datos batimétricos y medir las condiciones de marea, el clima del oleaje y las corrientes. Los datos medidos fueron utilizados para alimentar un modelo numérico hidrodinámico con el cual fueron elaborados mapas de vulnerabilidad a la inundación, evaluados con dos escenarios propuestos de aumento del nivel medio del mar (50 y 100 años basados en estimaciones emitidas por el IPCC). Por último, se estudió la respuesta hidrodinámica de la Ría a cada escenario, fueron evaluadas las condiciones de inundación en el área alrededor del estuario, así como también la estabilidad de la boca, haciendo énfasis en: cambios en el sistema de corrientes, descarga residual y prisma de marea, capacidad de transporte de sedimento y distorsión de la marea. El sistema costero de Celestún cuenta con una capacidad adaptativa relativa ante un aumento del nivel medio del mar, desde un punto de vista de la asimetría de la marea y de la capacidad de transporte de sedimento a través de su boca: al principio, con un aumento del nivel del mar menor a 35 cm, la estabilidad del sistema se pone en riesgo por una disminución relativa de la capacidad de exportar sedimento durante el refluo, sin embargo, el sistema logrará mantenerse abierto después de esa etapa debido a un incremento relativo en la capacidad de exportación de sedimento. Los resultados sugieren que los cambios en la distorsión de la marea (debidos a la inundación de nuevas áreas adyacentes) producirán una disminución en la duración del flujo, lo que representa un aumento en su velocidad y por ende una importación de sedimentos más eficiente (azolvamiento desestabilizador del sistema), al aumentar el nivel medio del mar, acompañadas de un aumento de las velocidades máximas en la boca.

Índice general

Índice general	III
Índice de figuras	VII
Índice de cuadros	XI
1. Introducción	1
1.1. Motivación	4
1.2. Hipótesis	8
1.3. Objetivo general	10
1.3.1. Objetivos particulares	10
1.4. Aportaciones	11
1.4.1. Teóricas y de investigación de base	11
1.4.2. Métodos	11
1.4.3. Prácticas	11
1.5. Organización de la tesis	12
2. Antecedentes y estado del arte	17
2.1. Nivel del mar	17
2.2. Oleaje	20
2.3. Morfología costera	22
2.4. Ordenamiento costero	24
2.5. Estuarios	26
2.5.1. Alcance de marea	30
2.5.2. Zona intermareal	30
2.6. Asimetría de la marea	31
2.7. Procesos sedimentarios	33
2.7.1. Escalas en el espacio y tiempo de los procesos sedimentarios en estuarios	33
2.7.2. Dinámica sedimentaria a corto plazo en estuarios	33
2.8. Modelos hidráulicos y morfológicos analíticos en estuarios	37

2.8.1.	Estratificación de estuarios	37
2.8.2.	Impacto de la intensificación del clima marítimo en la circulación estuarina y configuración morfológica de los estuarios	41
2.9.	Modelos numéricos hidrodinámicos aplicados a estuarios	42
2.9.1.	Modelos	42
2.10.	Modelos numéricos morfodinámicos aplicados a estuarios	45
2.10.1.	Introducción	45
2.10.2.	Características de la modelación morfodinámica	46
2.10.3.	Modelos de procesos a macro y mesoescala, en una, dos y tres dimensiones	48
2.11.	Estabilidad en las bocas de marea	51
2.12.	Investigaciones y estudios realizados en la Ría de Celestún	53
3.	Descripción del área de estudio	57
3.1.	Localización y origen	57
3.2.	Geomorfología e hidrogeología	59
3.3.	Características oceanográfico-atmosféricas	61
3.4.	Características biológicas	64
4.	Metodología	65
4.1.	Introducción	65
4.2.	Análisis de datos	66
4.2.1.	Análisis estadístico	67
4.2.2.	Análisis extremal	69
4.3.	Muestreo y métodos para el análisis de variables ambientales	71
4.3.1.	Topohidrografía	72
4.3.2.	Marea	73
4.3.3.	Corrientes y oleaje	78
4.4.	Modelo hidrodinámico	84
4.4.1.	Ecuaciones de gobierno	84
4.4.2.	Implementación para la Ría de Celestún	88
4.4.3.	Calibración del modelo hidrodinámico	92
4.5.	Escenarios del IPCC de aumentos del nivel del mar	99
4.5.1.	Modos de simulación (modificación de la batimetría contra modificación del forzamiento)	100
4.6.	Análisis de tendencias de transporte de sedimento y estabilidad en la boca	101
4.6.1.	Simplificación de la estimación de transporte de sedimentos	101

5. Resultados	105
5.1. Análisis de datos	105
5.1.1. Oleaje	105
5.1.2. Viento	116
5.2. Variables ambientales	119
5.2.1. Topohidrografía	119
5.2.2. Resultados de la corrección de la batimetría y topografía .	123
5.2.3. Marea	126
5.2.4. Corrientes	152
5.2.5. Oleaje	156
5.3. Simulación hidrodinámica	163
5.3.1. Modelo numérico	163
5.3.2. Calibración del modelo numérico	165
5.3.3. Caracterización hidrodinámica de la Ría de Celestún . . .	172
5.3.4. Simulación de escenarios de incremento del nivel medio del mar	174
5.4. Análisis de estabilidad de boca lagunar	177
5.4.1. Escenarios	177
6. Conclusiones	185
6.1. Datos y variables ambientales	186
6.1.1. Topobatimetría	186
6.1.2. Oleaje	186
6.1.3. Marea y corrientes	187
6.1.4. Temperatura y salinidad	188
6.2. Simulación hidrodinámica	188
6.2.1. Calibración	188
6.2.2. Análisis de distorsión de la marea y estabilidad de la boca lagunar	189
6.3. Trabajo futuro	191
7. Bibliografía	193
.	
Apéndices.	
A. Anexos	209
A.1. Análisis extremal	209
A.1.1. Funciones de probabilidad	209
A.1.2. Formas de punteo en papeles probabilísticos	212
A.1.3. Función de distribución de Gumbell	213
A.1.4. Función de distribución de Weibull	214

A.2. Resultados del análisis extremal	215
A.3. Método de inferencias	221

Índice de figuras

2.1. Clasificación de estuarios de acuerdo con su hidrodinámica, en términos de los parámetros de circulación y estratificación.	38
2.2. Compatibilidad de las escalas temporal y espacial para la modelación morfodinámica costera.	49
3.1. Localización del área de estudio (SEMAR).	58
4.1. Punto de extracción de la serie de tiempo de oleaje.	68
4.2. Localización de los puntos de extracción de marea en la Ría de Celestún.	74
4.3. Malla de cálculo de la Ría de Celestún.	89
4.4. Diagrama de caja y bigotes de los rangos de marea obtenidos de la serie de tiempo medida en la zona marina de la Ría.	91
4.5. Rosa de viento para el mes de octubre de 2008, se indica de donde viene el viento.	92
4.6. Mapa de coeficientes de rugosidad de Manning.	93
5.1. Serie de tiempo de la altura de ola significativa y periodo para la estación de primavera del retroanálisis, años 1979 a 2008.	112
5.2. Rosa de oleaje de la serie de tiempo del retroanálisis, años 1979 a 2008.	113
5.3. Ajuste de máximos de Weibull para la estación de primavera.	114
5.4. Ajuste de máximos de Weibull para la estación de verano.	114
5.5. Ajuste de máximos de Weibull para la estación de otoño.	115
5.6. Ajuste de máximos de Weibull para la estación de invierno.	115
5.7. Ocurrencia de vientos para las tres épocas: huracanes, nortes y calmas.	117
5.8. Identificación de las zonas muestreadas en el sistema lagunar de la Ría de Celestún.	120
5.9. Nivel del mar registrado por el mareógrafo de Celestún, durante el periodo del 12 de febrero al 3 de junio de 2010.	121
5.10. Límites de inundación en la zona oriente de la Ría de Celestún.	124

5.11. Batimetría y topografía resultante de la referenciación y aplicación de la pendiente obtenida a los datos muestreados en la Ría de Celestún.	125
5.12. Área de estudio de la Ría de Celestún en la cual se indican las zonas en las que se colocaron los instrumentos.	127
5.13. Series de tiempo del nivel del mar medidas en la zona marina, adyacente a la Ría de Celestún.	128
5.14. Serie de tiempo del nivel del mar medida en la zona marina de la Ría de Celestún.	129
5.15. Serie de tiempo del nivel del mar, señal sintetizada y residual, correspondiente al periodo del 5 de marzo al 28 de octubre de 2009, medida en la zona marina de la Ría de Celestún.	131
5.16. Niveles de significancia de los componentes de marea para el periodo del 5 de marzo al 28 de octubre de 2009.	131
5.17. Serie de tiempo del nivel del mar medida en la zona central de la Ría de Celestún.	132
5.18. Señal de marea medida, sintetizada y residual, correspondientes a la zona central de la Ría de Celestún.	134
5.19. Espectro de energía de la serie de tiempo de marea medida en la zona central.	135
5.20. Serie de tiempo del nivel del mar medida en la zona superior de la Ría de Celestún.	136
5.21. Aplicación de un filtro pasa-alta a la serie de tiempo del nivel del mar medida en la zona superior de la Ría de Celestún.	137
5.22. Serie de tiempo de marea, señal sintetizada y residual, correspondiente al periodo del 10 de octubre al 17 de noviembre de 2008 medida en la zona superior de la Ría de Celestún.	139
5.23. Espectro de energía de la serie de tiempo de marea medida en la zona norte de la Ría de Celestún.	139
5.24. Series de tiempo simultáneas en los tres sitios de medición en la Ría de Celestún, Yucatán.	140
5.25. Variación en el tiempo de la componente K1.	144
5.26. Variación en el tiempo de la componente M2.	144
5.27. Gastos medidos, línea de ajuste y presión medida en la parte media de la Ría de Celestún.	147
5.28. Presión y temperatura medidas en la boca de la Ría de Celestún, Yucatán, del 27 de octubre al 15 de noviembre de 2010.	149
5.29. Presión y conductividad medidas en la boca de la Ría de Celestún, Yucatán, del 27 de octubre al 15 de noviembre de 2010.	149
5.30. Presión y temperatura medidas en el centro de la Ría de Celestún (28/10/2010 - 15/11/2010).	150

5.31. Presión y temperatura medidas en el norte de la Ría de Celestún, Yucatán (periodo del 27/10 al 15/11 de 2010).	151
5.32. Aplicación de filtro a la señal de corrientes medida en la zona marina.	153
5.33. Matriz de covarianza para las componentes (u,v) de las seis capas de corrientes medidas en la zona marina de la Ría de Celestún. . .	153
5.34. Coeficientes correspondientes a los primeros dos modos de las funciones empíricas ortogonales.	154
5.35. Variación temporal del primer modo de FEOS.	155
5.36. Variación temporal del segundo modo de FEOS.	156
5.37. Rosa de oleaje en la zona marina de la Ría de Celestún (datos medidos del 13/10/2008 al 28/10/2009).	157
5.38. Eventos de tormenta de la serie de tiempo de treinta años.	159
5.39. Eventos de tormenta utilizados en el análisis de tendencias y variabilidad de los datos de altura de ola de la serie de tiempo de treinta años.	160
5.40. Batimetría y malla de cálculo de la Ría de Celestún.	162
5.41. Altura de ola significativa resultante de la simulación de oleaje para tres sitios: boca, centro y zona norte de la Ría de Celestún.	163
5.42. Altura de ola, periodo y dirección correspondientes a la boca lagunar.	163
5.43. Diferencias de la elevación de la superficie libre entre ciclos de marea para los tres sitios de interés, Boca (Azul), Centro (verde) y Norte (Magenta).	165
5.44. Superficie del mar y gasto simulado en el centro de la Ría de Celestún.	171
5.45. Resultados de la simulación hidrodinámica de la Ría de Celestún, con un forzamiento monocromático para un ciclo de marea	173
5.46. Área de inundación máxima de la Ría de Celestún, sin alteraciones en la señal monocromática.	174
5.47. Área de inundación de la Ría de Celestún: Escenario de 25 cm de aumento del nivel medio del mar.	175
5.48. Área de inundación de la Ría de Celestún: Escenario de 50 cm de aumento del nivel medio del mar.	177
5.49. Velocidades y aproximación de transporte de sedimento en la boca lagunar.	179
5.50. Duraciones de los flujos y reflujos en la Ría de Celestún.	180
5.51. Modelos para tres modos de regímenes de flujo en bocas lagunares.	182
5.52. Asimetría de la velocidad de la onda de marea para un régimen con dominancia al flujo.	183

Índice de cuadros

4.1. Equipo utilizado en la campaña de campo y condiciones de muestreo.	79
4.2. Definición de las variables en las ecuaciones de gobierno.	86
4.3. Resumen de los datos de entrada utilizados en las simulaciones hidrodinámicas.	97
4.4. Proyecciones del promedio mundial del calentamiento en superficie y del aumento del nivel del mar al final del siglo XXI.	101
5.1. Frecuencias de la altura de ola significativa (H_s) respecto a su dirección asociada para la estación de primavera.	106
5.2. Altura de ola significativa promedio y máxima para la época de primavera (m).	107
5.3. Frecuencias de la altura de ola significativa (H_s) respecto a su dirección asociada para la estación de verano.	108
5.4. Altura de ola significativa promedio y máxima para la época de verano, altura de ola en m.	108
5.5. Frecuencias de la altura de ola significativa (H_s) respecto a su dirección asociada para la estación de otoño.	109
5.6. Altura de ola significativa promedio y máxima para la época de otoño (m).	109
5.7. Frecuencias de la altura de ola significativa (H_s) respecto a su dirección asociada para la estación de invierno.	110
5.8. Altura de ola significativa promedio y máxima para la época de invierno (m).	110
5.9. Estadística de la altura de ola, periodo y dirección para las cuatro estaciones de la serie de tiempo obtenida del retroanálisis.	111
5.10. Velocidad del viento promedio y máximo para la época de huracanes, velocidades en $m.s^{-1}$.	117
5.11. Velocidad del viento promedio y máximo para la época de nortes, velocidades en $m.s^{-1}$.	118
5.12. Velocidad del viento promedio y máximo para la época de calmas, velocidades en $m.s^{-1}$.	118

5.13. Viento reinante y dominante en Celestún, Yucatán de 2005 a 2008, velocidades en $m.s^{-1}$	119
5.14. Nivelación diferencial del mareógrafo de Celestún, Yucatán.	123
5.15. Coeficiente determinante del regimen de marea Courtier.	129
5.16. Componentes armónicos de la marea registrada en la zona marina de la Ría de Celestún.	130
5.17. Componentes armónicos de la marea registrada en la zona central de la Ría de Celestún.	133
5.18. Componentes armónicos de la marea registrada en la zona norte de la Ría de Celestún.	138
5.19. Componentes armónicos del segmento de marea medido en la zona marina de la Ría de Celestún.	141
5.20. Componentes armónicos del segmento de marea medido en la zona central de la Ría de Celestún.	141
5.21. Componentes armónicos del segmento de marea medido en la zona norte o “cabeza” de la Ría de Celestún.	142
5.22. Desfases y retrasos, en grados y horas, respectivamente, de la onda de marea en la Ría de Celestún.	143
5.23. Componentes armónicas de la marea registrada en la boca de la Ría de Celestún (27/10/2010 - 15/11/2010).	150
5.24. Distribución conjunta de la altura de ola significativa (H_s) y dirección del oleaje.	158
5.25. Distribución conjunta de la altura de ola significativa (H_s) y el periodo del oleaje.	159
5.26. Condiciones de oleaje proyectados para 50 y 100 años.	161
5.27. Condiciones de frontera para la simulación numérica de oleaje.	162
5.28. Resumen de la calibración del modelo numérico MIKE21, parte I.	167
5.29. Resumen de la calibración del modelo numérico MIKE21, parte II.	168
5.30. Resultados de la calibración del modelo hidrodinámico, parte I.	169
5.31. Resultados de la calibración del modelo hidrodinámico parte II.	170
5.32. Áreas de inundación máximas y diferencias obtenidas de las simulaciones con escenarios de aumento del nivel del mar, m^2	176
5.33. Velocidades máximas, duraciones y volúmenes de flujo y reflujos para la condición actual y los escenarios de aumento del NMM.	178
A.1. Resultados del análisis de Weibull para la estación de primavera.	216
A.2. Resultados del análisis de Weibull para la estación de verano.	218
A.3. Resultados del análisis de Weibull para la estación de otoño.	219
A.4. Resultados del análisis de Weibull para la estación de invierno.	220
A.5. Coeficientes para el análisis de Weibull, para cada una de las estaciones: primavera, verano, otoño invierno, respectivamente.	221

A.6. Aplicación de inferencias en los componentes de marea. 221

Capítulo 1

Introducción

La zona costera es una franja espacial marítimo-terrestre de ancho y constitución variable, en la cual ocurre la interacción de diferentes componentes marinos y terrestres, y constituye uno de los lugares que albergan la mayor diversidad de ambientes y recursos que interactúan creando ecosistemas con características ambientales climáticas, geomorfológicas e hidrológicas, únicas en el planeta. En esta zona ocurre la recarga de aguas subterráneas y hay gradientes de salinidad que van del agua dulce hasta el agua marina, los cuales son regidas a su vez por procesos básicos y complejos físicos, químicos y biológicos altamente dinámicos y que componen una alta diversidad de especies biológicas y de hábitats (Botello, *et al.*, 2010).

En la componente marítima, los procesos costeros actúan dentro de un rango de variabilidad espacio-temporal muy alto, lo que los hace vulnerables a cualquier cambio generado de manera natural y antropogénica.

Por otro lado, en la parte continental, los procesos que proveen las condiciones para la transformación de materiales y sustentabilidad biológica a través del flujo de energía y materiales, transporte de nutrientes y sustancias orgánicas y exportación a través de las bocas estuarinas hacia la plataforma continental, son más estables (Yañez-Arancibia 2009).

Dichos ambientes, únicos en la zona costera, generan una riqueza y diversidad

de recursos también únicos, fuertemente atractivos para la humanidad, lo que conlleva a la consecuente concentración de actividades y asentamientos humanos a lo largo de dicha zona. Desafortunadamente, la regulación y el control del desarrollo de dichos asentamientos es frecuentemente deficiente, en particular en países en vías de desarrollo, lo cual tiene repercusiones negativas por un mal uso de recursos y tierras, creando sobreexplotación y contaminación, estableciendo en ellos una capacidad de **resiliencia** muy baja o en una escala de recuperación temporal muy alta. Además de los efectos que genera la intervención antropogénica en la zona costera, se encuentran los cambios generados por los agentes naturales, más aún cuando estos últimos experimentan cambios relativamente rápidos como los ocasionados por el calentamiento global.

El aumento paulatino del nivel del mar en conjunto con el hundimiento de tierras y la disminución del aporte de sedimentos terrígenos, han hecho de algunas zonas costeras áreas especialmente vulnerables a la erosión e inundación, debido a ello, se ha intensificado el estudio sobre el sistema climático de la tierra y se han desarrollado nuevos modelos numéricos aplicados a diferentes escalas espacio-temporales. Dichos modelos incorporan rutinas computacionales que resuelven ecuaciones que relacionan, en el más completo y complejo de los casos, es decir el correspondiente a escalas planetarias, los diversos componentes del **sistema climático**: atmósfera, hidrosfera, criósfera, superficie terrestre, biosfera y las interacciones de ellos. Además incorporan los forzamientos externos tales como las erupciones volcánicas, las variaciones en la radiación solar, así como los de procedencia antropogénica, resumidos en los cambios generados en la composición de la atmósfera terrestre y cambios de uso de tierra.

Como resultado de las observaciones océano-atmósfera históricas y actuales, así como de modelos cuantitativos de procesos climáticos como *El Niño* y la *Oscilación Atlántica Interdecadal*, es que se obtiene una descripción probabilística de los escenarios de un clima futuro. A pesar de las grandes variaciones entre estos últimos, mismos que dependen de la modelación como tal y de los parámetros e información tanto climática como meteorológica que en ella se introduzcan, existe un consenso entre los investigadores de que el aumento del nivel del mar se está acelerando, con estimaciones de un aumento gradual para el presente siglo del orden de 0.4 m, aunque con un margen de ± 0.2 m (EIEE, IPCC, 2007).

En cálculos recientes, se han estimado aumentos del nivel medio del mar global de 2.8 ± 0.8 mm/año, datos medidos, a 3.2 ± 0.4 mm/año, datos satelitales (Church y White, 2011). La tendencia lineal (de 1900 a 2009) estima una tasa de

aumento del nivel medio del mar de $1.77 \text{ mm/año} \pm 0.2 \text{ mm/año}$ que generaría un aumento aproximado de 0.15 m del año 2010 al año 2100, determinando también que para alcanzar un aumento total de, por ejemplo, 79 cm para el año 2100, se requeriría sumar a dicha tasa una aceleración de 0.10 mm/año^2 (Houston and Dean, 2011). Tarde o temprano, esto ocasionará graves consecuencias en la conservación de playas, protección costera, manejo y calidad del agua en cuencas y en acuíferos costeros y general sobre los ecosistemas costeros, con resultados posiblemente devastadores en áreas bajas de la llamada zona costera (Battjes, 2006).

Es por lo anteriormente mencionado que surge el interés por evaluar los cambios del clima marítimo y sus efectos en la morfología costera, como pueden ser la erosión de las playas y el consecuente retroceso de la línea de costa, la desestabilización de las bocas en la lagunas costeras y estuarios, con los cambios en la hidrodinámica y la calidad del agua que eso conlleva, y finalmente la inundación de zonas costeras.

Dichas repercusiones en la morfología costera representan un riesgo importante y su solución, al menos de manera parcial, implicaría la reubicación o migración de la población costera y el posible cambio de actividad económica primaria en esa zona, sin olvidar los impactos de la reubicación de la infraestructura sobre diversas actividades y procesos costeros.

En efecto, si se prevén los impactos sobre los recursos costeros, y estos son manejados a tiempo de una manera integral y sustentable, deberán encontrarse mecanismos para acomodar las acciones de ingeniería del pasado y del futuro con las presiones relacionadas a un aumento del nivel medio del mar.

Para realizar lo anterior, se requiere de: (a) una planificación estratégica en cuanto a los desarrollos en la costa para prevenir que se realicen en áreas vulnerables, así como (b) crear medidas de mitigación para minimizar perturbaciones en los procesos ambientales, y (c) restaurar funciones costeras y más aún preservar la integridad ecológica del sistema, estudiándola como una unidad de hábitats acoplados que comprendan un enfoque integral del manejo de la zona costera. Con ello, se lograría compensar las pérdidas resultantes del desarrollo antropogénico, del aumento del nivel medio del mar y demás impactos resultantes de intensificaciones del clima marítimo.

Entendiendo el clima marítimo de interés, o estado meteorológico, como la

manifestación conjunta de los agentes atmosféricos y marinos, que incluyen: nivel del mar debido a ondas largas, oleaje y nivel asociado a grupos de olas, maremotos, marea meteorológica y marea astronómica, velocidad del viento y presión atmosférica (ROM, 2009).

Las condiciones ambientales mencionadas en el párrafo anterior, son diferentes según la zona del litoral mexicano que se estudie; el Pacífico mexicano tiende a caracterizarse por amplitudes de marea y oleaje medio mayores que su contraparte en el golfo de México y mar Caribe, sin embargo, éstos últimos pertenecen a una zona que se encuentra expuesta al embate de fenómenos meteorológicos que les confiere una mayor vulnerabilidad, ya que reciben una cantidad de energía marina superior en periodos menores (p. ej. Nortes y huracanes), con los correspondientes efectos adversos y modificaciones sobre los diferentes ambientes costeros que las conforman.

En el golfo de México se encuentra la península de Yucatán y al noroeste de ella, se encuentra ubicada la Ría de Celestún, la cual es cuerpo costero semicerrado utilizado como caso de estudio para la evaluación del cambio en el clima marítimo; este cuerpo lagunar se encuentra geográficamente protegido de la embestida directa de fenómenos meteorológicos con la mayor repercusión en las costas, no obstante, es un sistema somero con una gran biodiversidad, que lo hace frágil a cambios en los agentes que gobiernan los ecosistemas marino y terrestre que en él convergen.

1.1. Motivación

El interés en la evaluación de un aumento del nivel del mar en la física de una laguna costera somera como la Ría de Celestún, surge debido a varios factores, tanto de carácter ambiental, como económico y social, dentro de éstos, se encuentran principalmente la importancia como proveedor de recursos costeros para uso y aprovechamiento de una población, aunado a una alta vulnerabilidad ante cambios en las condiciones climáticas, asociada a sus características morfológicas y de localización.

El territorio nacional tiene una ubicación privilegiada en el mundo por tener zonas templadas como tropicales, con una gran extensión litoral repartida en dos vertientes, al oriente formando parte de la cuenca del Atlántico, a través del golfo de México y el Mar Caribe, y al poniente el golfo de California y el océano Pacífico.

Las riquezas marinas existentes a lo largo de los más de 11,000 km del litoral mexicano -que comprenden tanto recursos físicos, como químicos y biológicos, y distribuidos en una vasta diversidad de ecosistemas costeros y marinos, abarcando desde la zona costera hasta la plataforma continental- siendo tratadas de una manera sustentable, son una fuente inagotable de recursos, y su uso potencial comprende una parte medular en el desarrollo científico y tecnológico, y por ende económico, presente y futuro del país. Sin embargo, dichos recursos pudieran estar en riesgo, debido a que el clima marítimo en México es intenso y dinámico, sobre todo la parte correspondiente al sureste del país, ya que ésta se encuentra en el conocido **cinturón de huracanes del Caribe** -una de las regiones del continente Americano donde ocurre la mayor incidencia de eventos hidrometeorológicos extremos-.

Por otro lado, en la actualidad la discusión académica ya no se centra en si existe o no el **cambio climático**, sino en cuales impactos tiene éste sobre la zona costera, cómo medirlos y cómo predecirlos, para determinar de una manera cualitativa o cuantitativa (en el mejor de los casos), y por medio de probabilidades basadas en registros históricos las posibles repercusiones futuras que pudiese tener sobre las costas (Yañez-Arancibia, 2010).

El estudio del efecto del cambio climático en las costas, es desarrollado en varias etapas; la primera consiste en la identificación de patrones atípicos dentro de un periodo de registro relativamente largo de alguna variable de interés -ya sea que lo anterior haya sido llevado a cabo con ese fin de una manera *ex profeso*, o encontrado de manera fortuita (p. ej. una serie de tiempo compuesta por valores que indiquen un comportamiento con alguna tendencia de cambio a largo plazo).

Una vez habiendo encontrado dichos patrones, se procede a la identificación de las posibles modificaciones en los elementos ambientales y los procesos sobre los cuales tengan alguna influencia (efectos) dichas fuerzas externas actuantes. Lo anterior equivale a la determinación de las variables independientes y dependientes del sistema en estudio.

Las anomalías registradas pueden ser de dos tipos: una perteneciente a la variabilidad natural del comportamiento de la misma, la cual puede consistir en ciclos que se repiten cada cierto periodo, en un rango amplio de escalas temporales, y la segunda a variaciones rápidas en periodos cortos, resultado de modificaciones en el sistema océano-atmósfera y atribuibles a causas de carácter antropogénico (IPCC, 1991).

Desde hace varias décadas, se han estudiado en México los potenciales cambios generados en los diferentes tipos de ecosistemas que existen en el país por modificaciones globales de las condiciones naturales del sistema océano-atmósfera (ITESM-Guaymas, 1993, citado por Ortiz, 1999); en el territorio nacional existen vastas extensiones de litoral con una configuración geomórfica poco elevada o de relieve relativamente bajo, que les confiere el carácter de planicies bajas (p. ej. llanuras de inundación y deltas) susceptibles a inundaciones de origen terrestre (crecientes de ríos) o marino en caso de sobre-elevaciones substanciales. Dentro de dichas planicies y adyacentes a ellas, se encuentran formaciones naturales costeras complejas como son lagunas, estuarios, bahías, islas barrera de playas bajas y marismas, entre los más importantes. Así mismo, un alto porcentaje de la línea de costa está compuesto de material fino no cohesivo (arena), por lo que la morfología original se puede ver modificada por un potencial aceleramiento en los fenómenos físicos con mayor repercusión, como la erosión y acumulación sedimentaria, originado a su vez, por las consecuencias de una intensificación de la dinámica litoral local.

Además de los fenómenos físicos arriba mencionados, otros de los efectos del ascenso del nivel del mar en las costas, y que forman parte del movimiento transgresivo de la línea de costa, son la inundación de la planicie y la intrusión salina a través de bocas y esteros. (Wayne *et al.*, 1993). Con la primera se genera un aumento en el área de los embalses y de las planicies de inundación, lo que significa un movimiento espacial de los ecotones, situación no necesariamente negativa, que dependerá de la respuesta de los diferentes ambientes a la influencia marina, y la segunda repercute en la salinización de los acuíferos que comprenden tanto a las aguas subterráneas como a los suelos adyacentes a la costa.

Dada la elevada vulnerabilidad por inundación y erosión de las costas mexicanas, resulta evidente el rezago en el estudio de los efectos del cambio climático en el litoral, específicamente, de los efectos de un movimiento (intensificación) en la climatología marítima sobre el transporte del sedimento costero. Estudios llevados a cabo sobre la base de ciertas condiciones climáticas hipotéticas futuras, basadas a su vez en condiciones climatológicas registradas en los sitios de interés o estimaciones globales. La evaluación de los efectos anteriormente mencionados requiere de estudios a fondo, tanto generales como puntuales; A pesar de los esfuerzos que se han hecho en otras partes del mundo por empezar a comprender y cuantificar los efectos del cambio climático sobre las costas, los trabajos de investigación realizados en México sobre dichos efectos han sido pocos (Ortiz, 1994; Ortiz y Méndez, 1995; Ortiz y Méndez, 1999).

Desde la década de los ochentas, existen reportes sobre estimaciones acerca del probable ascenso del nivel del mar en el futuro (Titus, 1987) en los cuales se presenta un rango amplio de resultados con estimaciones que fluctuaron desde 38 cm hasta valores de más de dos metros de aumento del nivel del mar para el año 2075. Los estudios actuales indican un incremento del nivel medio del mar con una tasa de alrededor de 0.425 cm/año (EIEE, IPCC, 2007).

Dentro de las zonas susceptibles o vulnerables al ascenso o descenso del nivel del mar en la cuenca geológica del golfo de México, se encuentra el poniente de la península de Yucatán, la cual está ubicada sobre una plataforma calcárea con características de tectónica de hundimiento asociada a la disolución cárstica y con un comportamiento geohidrológico particular (Ortiz y Méndez, 1999; Yañez-Arancibia, 2010).

El cuerpo lagunar de la Ría de Celestún, Yucatán, localizada al poniente de la península, constituye una **Reserva de la Biosfera** debido a la cantidad y tipo único de los ecosistemas que en ella subsisten, dentro de los cuales se encuentran: mangle, vegetación de duna costera, pastizal, tular, petenes, selva baja inundable y vegetación subacuática, los cuales sirven de hábitat para diferentes especies y son una fuente de recursos pesqueros aprovechados por comunidades asentadas en sus márgenes, (CONANP, 2000). Lo anterior le concede el carácter de unidad costera altamente vulnerable a alteraciones tanto naturales como inducidas por el hombre y con un alto grado de impacto y repercusiones tanto para el ser humano como para especies de flora y fauna, en caso de modificaciones que alteren su equilibrio natural, razón por la cual se seleccionó este sistema costero para este estudio.

La finalidad del proyecto de investigación fue la de llegar a conocer las relaciones del ascenso del nivel del mar con la diferente organización de los componentes del espacio costero, específicamente los correspondientes a la hidrodinámica y morfodinámica del cuerpo lagunar: el estudio tuvo como finalidad (a) analizar el efecto del cambio climático en las condiciones climatológicas marítimas, particularmente el ascenso del nivel medio del mar, y sus repercusiones en las corrientes y flujos dentro del cuerpo lagunar, (b) analizar la estabilidad del sistema lagunar, por medio del análisis del potencial movimiento de la configuración morfológica de su boca comunicante con el mar, y (c) evaluar la vulnerabilidad e implicaciones morfológicas a futuro de la Ría de Celestún.

Se pretende, de esta manera, crear bases de conocimiento científico para el

manejo costero, incluyendo a los tomadores de decisiones y creadores de políticas ambientales, estableciendo que el manejo sustentable va más allá de solamente mantener el *status quo* de las costas, y que se debe crear un manejo de la zona costera basado en los cambios que pudieran generarse en un futuro, que si bien es incierto, puede valorarse de manera aproximada, por medio de escenarios basados en probabilidades. De esta forma, conociendo las condiciones futuras del sistema costero, y de sus componentes físicas, químicas y biológicas, se tendrán las bases para prever o mitigar las modificaciones en los espacios naturales, como los cuerpos lagunares, de tal manera que se logre un desarrollo natural en el espacio y tiempo, creando una verdadera sustentabilidad para los seres humanos, la flora y la fauna que habitan la costa o que utilizan sus recursos.

1.2. Hipótesis

Los cuerpos lagunares próximos al mar y comunicados con él por medio de una entrada de marea superficial como la Ría de Celestún, se encuentran en constante riesgo, debido a que en ellos coexisten dos sistemas dinámicos que generan procesos frágiles y persistentes a la vez (p. ej. patrones de transporte de sedimento), dentro de un ancho espectral en las escalas temporal y espacial muy amplio: el sistema marino y el sistema terrestre. La cantidad y tipo de relaciones que en ellos se generan es compleja, debido a la participación de organismos vivos marinos y terrestres, tanto flora como fauna, que logran crear una interdependencia con los materiales inertes que forman dichos cuerpos lagunares. Los materiales que dan forma al cuerpo lagunar, a su vez, están sujetos a la acción de fuerzas principalmente marinas y de manera secundaria al impacto de eventos atmosféricos.

El forzamiento marino lo constituye esencialmente la marea, que por medio de sus corrientes mueve el sedimento introduciéndolo durante la llenante, y extrayéndolo durante la vaciante, dinámica llevada a cabo a través de la boca lagunar. Una vez habiéndolo introducido lo redistribuye a lo largo del cuerpo lagunar por medio de pequeños canales y durante el reflujó acarreándolo por medio de las diferentes vertientes que componen la compleja red de áreas bajas comunicadas con el canal principal, desde donde es extraído.

Suele existir un equilibrio en el transporte neto en movimiento, con una duración que va de uno o varios ciclos de vaciante-llenante, hasta periodos mayores, analizados en términos prácticos por medio del forzamiento principal, la marea, y de sus armónicos bastante estudiados.

La variación cíclica de nivel del mar gobierna los patrones de transporte de sedimento, y cuando ocurren eventos extraordinarios, las tasas de transporte se modifican, generalmente extrayendo material del cuerpo lagunar debido al aumento en el alcance de marea y las alturas de ola generados.

El movimiento periódico de la marea gira en torno a un nivel medio del mar; en años recientes, dicho nivel medio se ha visto modificado por efecto de agentes atmosféricos que han generado alteraciones en el sistema climático global, generando un calentamiento, con repercusiones en la hidrósfera, lo que ha creado cambios en la constitución física de los océanos, identificadas principalmente por medio de alteraciones en su volumen, es decir, manifestándose en un aumento de su nivel.

Debido a la experiencia adquirida en el estudio de los efectos de una modificación en el nivel medio del mar sobre las tasas de transporte de sedimento en cuerpos lagunares, a través de un análisis de la boca lagunar, surge la siguiente hipótesis: los patrones de transporte de sedimento a través de la boca lagunar en la Ría de Celestún se modificarán debido a un movimiento del nivel medio del mar. De una manera desglosada, la hipótesis anterior es evaluada como sigue:

- Un análisis detallado del desarrollo de la marea en el espacio y tiempo, así como de la morfología lagunar, conduce a conocer el funcionamiento de la hidrodinámica y por ende el régimen del sistema lagunar.
- La dominancia del sistema lagunar no es frágil, y para modificarla se requiere de una serie de cambios en los mecanismos hidrodinámicos que la gobiernan a largo plazo. Dichos procesos hidrodinámicos no lineales tienden a ser persistentes en el tiempo, pero están sujetos a cambios en las condiciones de los forzamientos, como por ejemplo, el cambio del nivel medio del mar.
- Diferentes escenarios de aumento del nivel medio del mar, evaluados de una manera progresiva, generan en la boca lagunar cambios en los regímenes, manifestándose en un también progresivo aumento en la intensidad de la dominancia de la que se trate.

La primera parte enlistada en la hipótesis es evaluada a través del análisis de la marea en diversos puntos, que señalan su recorrido partiendo de mar abierto, introduciéndose al cuerpo lagunar a través de la boca y pasando por el centro del eje mayor de la Ría, hasta arribar a la parte norte, donde tiene su máximo alcance. La marea fue observada en estos puntos y las series de tiempo analizadas, obteniendo de esta forma las componentes armónicas de la señal del nivel del

mar, por otro lado, se midió la configuración del fondo lagunar y topográfica para conocer las condiciones sobre las cuales se propagaba la onda de marea.

Por medio de un modelo numérico se simuló la hidrodinámica lagunar, para reproducir, primeramente, los procesos dinámicos, después de lo cual, se procedió a evaluar la dominancia del sistema, para analizar los mecanismos hidrodinámicos que la originan, así como la evaluación de la dominancia para diferentes escenarios de aumento del nivel del mar.

En el análisis realizado, se estudió únicamente la hidrodinámica de la boca lagunar, a través del análisis de la dominancia del sistema, y las repercusiones en el transporte de sedimento potencial, a través de las velocidades de corriente. Sin embargo, otra parte que compone el análisis de transporte de sedimento, es el morfodinámico, ya que el conocer los patrones en el transporte de sedimento en el interior del cuerpo lagunar, completaría en análisis de los efectos de un aumento del nivel medio del mar en la permanencia o desaparición de un cuerpo lagunar costero.

1.3. Objetivo general

El objetivo general consiste en evaluar los efectos de un incremento del nivel medio del mar sobre la morfología costera; a través de un estudio integral (recopilación de las variables ambientales de estudios previos en el rea, la medición en campo y análisis de datos, y la modelación numérica, enfocándose en los efectos de la variación del nivel del mar y el clima de oleaje en la hidrodinámica lagunar y la morfodinámica de la boca de la Ría de Celestún.

1.3.1. Objetivos particulares

1. Identificar los efectos del cambio climático sobre el clima marítimo.
 - a) Analizar, a partir del estudio de investigaciones previas, los efectos del cambio climático en el nivel medio del mar y la intensificación del oleaje y viento.
2. Evaluar los efectos de un aumento del nivel medio del mar sobre un cuerpo lagunar: haciendo énfasis en la hidrodinámica y morfodinámica lagunar.
3. Realizar un análisis de la climatología de las variables ambientales de interés.

- a) Realizar un análisis estadístico de la base de datos producto de observaciones y de simulaciones numéricas del oleaje incidente normal.
 - b) Realizar un análisis extremal de la base de datos de oleaje incidente producto de observaciones y de simulaciones numéricas, con el objeto de estudiar las tendencias de su variabilidad.
4. Caracterización física de la Ría de Celestún.
- a) Medición de variables ambientales.
 - 1) Realizar mediciones topo-hidrográficas del área de estudio.
 - 2) Realizar mediciones de nivel del mar, oleaje, corrientes y viento.
 - b) Caracterización hidrodinámica y morfodinámica del cuerpo lagunar.
 - 1) Caracterización hidrodinámica actual de la Ría de Celestún.
 - 2) Estimación del potencial de erosión y acumulación de sedimento en la laguna costera, con base en dos escenarios de aumento del nivel medio del mar.

1.4. Aportaciones

1.4.1. Teóricas y de investigación de base

1. Complementar la base de datos de la climatología de la zona marina adyacente a la Ría de Celestún, y una caracterización batimétrica del cuerpo lagunar.

1.4.2. Métodos

1. Implementación de un modelo numérico hidrodinámico para el análisis de bocas lagunares en las costas mexicanas.
2. Se propuso un método para la evaluación de la vulnerabilidad de un cuerpo de agua semi-cerrado ante los efectos del cambio climático en el clima marítimo, respecto a un aumento del nivel medio del mar estimado, por medio de la identificación de áreas críticas y la elaboración de mapas de zonas vulnerables.

1.4.3. Prácticas

1. Se obtuvieron tasas de transporte de sedimento en la boca y en el interior del cuerpo lagunar.

2. Se creó una herramienta metodológica para estimar y evaluar la vulnerabilidad de cuerpos lagunares costeros por el incremento del nivel medio del mar, por medio del planteamiento de escenarios de inundación y erosión, que contribuyan en la toma de decisiones en el Manejo y Ordenamiento Costero, y que conduzcan a un plan de acción.

1.5. Organización de la tesis

En el capítulo 1 se enlistan los objetivos particulares, el objetivo general y las metas propuestas, distribuidas en cinco etapas, las cuales fueron: 1) Investigación bibliográfica, comprendiendo un estudio exhaustivo del estado del arte de las investigaciones acerca de los siguientes temas: efectos del cambio climático en el clima marítimo y la física costera, el nivel del mar y la intensidad del viento, oleaje, transporte de sedimentos y modelación geomorfológica a nivel global, en las costas mexicanas y la Ría de Celestún, así como la importancia relativa de cada uno de los cambios generados en el clima marítimo sobre la costa, 2) Análisis estadístico histórico de las variables de interés, oleaje y viento, 3) Realización de campañas de campo, en las cuales se observaron las siguientes variables: Nivel del mar, en tres sitios de interés, en la zona marina, el centro y la parte norte de la Ría, el oleaje en el exterior del cuerpo lagunar y viento, así como la referenciación de la zona de estudio, respecto a un nivel de conveniencia, Nivel Medio del Mar, abarcando la zona marina externa, el cuerpo lagunar, la barra de arena localizada al poniente de la Ría y la zona de inundación adyacente, al oriente de la misma, 4) Caracterización actual de la hidrodinámica del cuerpo lagunar, 4.1) Implementación de escenarios de cambio del nivel del mar y análisis de resultados, 4.2) Análisis de estabilidad de la boca lagunar, 5) Creación de medidas de prevención para futuros desarrollos en base a la creación de escenarios de vulnerabilidad en los sitios de estudio, aplicables al manejo de zona costera.

En el capítulo 2, se muestra primeramente una revisión de conceptos en relación a los efectos de cambios en el clima marítimo en el nivel del mar, el oleaje y el transporte de sedimentos, haciendo énfasis en las variables implicadas, los efectos ambientales y finalmente en el manejo de la zona costera. En el apartado 2.5 se da una revisión del cuerpo de agua en estudio, el estuario, su clasificación según la interrelación de las energías del oleaje y la marea que en él subsistan, por último se abordan los conceptos de alcance de marea y zona intermareal. En el apartado 2.6 se aborda el tema de la distorsión de la marea en función de la marea, la fricción de fondo y la geometría del sistema. De manera seguida, en el apartado

2.7, se enuncian los diferentes procesos costeros que rigen el comportamiento de los estuarios, haciendo énfasis en sus diferentes escalas temporales y espaciales, ahondando en la dinámica sedimentaria a largo y a corto plazo en la boca y en el interior de los cuerpos lagunares. Las formulaciones para la clasificación del tipo de estuario por medio de los diferentes modelos analíticos existentes, a través del análisis de la estratificación, y el área crítica de dichos cuerpos, es explicada en la sección 2.8.

En la sección 2.8.2, se analizan los impactos de la intensificación del clima marítimo en la circulación y configuración morfológica de los estuarios, específicamente de un aumento del nivel medio del mar, por medio del análisis del incremento del prisma de marea.

En las secciones 2.9 y 2.10, se realiza un análisis retrospectivo de la aproximación al entendimiento de la hidrodinámica y morfodinámica de estuarios, por medio del uso de modelos numéricos, en ella se analizan los modelos que han sido desarrollados como producto de investigaciones científicas, así como los disponibles de manera comercial.

Se describen las diferentes aproximaciones y escalas de tiempo que existen para la caracterización de una simulación morfodinámica; por medio de los procesos a macro y mesoescala, en una, dos y tres dimensiones.

En la sección 2.11 se escribe sobre los aspectos hidrodinámicos y morfodinámicos que en conjunto repercuten en la estabilidad de una boca lagunar y por ende en la estabilidad de un cuerpo lagunar.

En la última parte de éste capítulo, se presentan las diferentes investigaciones y estudios realizados en la Ría de Celestún; comprendiendo las áreas de *geohidrología, oceanografía física e ingeniería de costas*.

En el capítulo 3, se describe el área de estudio, comprendiendo la descripción física, geográfica y biológica, desde sus orígenes geológicos hasta la morfología actual modelada a partir de la interacción dinámica de la zona terrestre y marina adyacente.

La metodología es descrita en el capítulo 4, en la primera parte se inicia con el método utilizado en la realización del análisis extremal del oleaje, allí se analizaron las funciones de probabilidad, las formas de punteo y las funciones de distribución de probabilidad aplicadas al análisis extremal de datos basadas en

el concepto de estadísticos de orden, después se sigue con el procedimiento llevado a cabo en el análisis estadístico. En la sección 4.3 se describen las campañas de muestreo realizadas en diferentes épocas (octubre 2008 - octubre 2009, junio 2009, octubre 2010) para diferentes variables (oleaje, marea, corrientes, topohidrografía, flujo) y diferentes periodos (desde un ciclo de marea hasta más de 120 días de mediciones continuas). En la sección 4.4, se realiza la descripción del modelo numérico utilizado para la realización de la simulación hidrodinámica de la Ría de Celestún, en este caso el modelo MIKE21, se hace una descripción general del modelo bidimensional promediado en la vertical, se describen las ecuaciones de gobierno de conservación de momentum y de masa de un fluido, cuya discretización es llevada a cabo por medio del método de volúmenes finitos. En la sección 4.5 de este capítulo, se muestran los escenarios de aumento del nivel del mar que sirvieron de base para las simulaciones numéricas, los cuales fueron establecidos para 50 y 100 años, con un respectivo aumento de 20 y 50 cm del nivel del mar.

En la última sección del capítulo de Metodología trata sobre el procedimiento utilizado para analizar las tendencias de transporte de sedimento y estabilidad en la boca lagunar, por medio del análisis de las componentes de marea y velocidades de corriente en la boca lagunar.

En el capítulo 5, se muestran los resultados obtenidos del análisis de las series de tiempo históricas de oleaje y viento, en las cuales se incluye el ajuste de máximos para la distribución de Weibull para cada una de las estaciones del año en las cuales se dividió previamente el análisis. En la sección 5.2 los resultados de las variables ambientales medidas, incluyendo los resultados de los muestreos de batimetría y topografía del área de estudio, las profundidades en el cuerpo de agua alcanzaron valores de hasta 2.8 m respecto al NMM, con una profundidad predominante de 0.5 m. Se presentan también los resultados de los análisis armónico y espectral realizados a las series de tiempo de nivel del mar medidas en la zona externa, parte media y cabeza de la Ría y el análisis del oleaje medido en la zona externa. En la sección 5.3 se presenta la implementación del modelo hidrodinámico, la cual comprende la calibración y la verificación del modelo en el área de estudio, iniciando con la elaboración de la malla de cálculo, cuyas elevaciones fueron obtenidas a partir de la batimetría dada inicialmente en alturas elipsoidales y corregida por medio de la marea medida en el muelle de Celestún, así como la descripción de los datos de entrada, variables y parámetros de calibración, entre los cuales se encuentra: la viscosidad, la fricción de fondo, las condiciones iniciales y de frontera. Después se procede a la evaluación y análisis de los escenarios de aumento del nivel del mar. La última parte corresponde al

análisis morfológico de la boca lagunar, en donde se describe lo concerniente a la estabilidad futura del sistema lagunar.

En el capítulo 6, se discuten de manera general los métodos aplicados, los datos manejados y los resultados obtenidos a lo largo del desarrollo del proyecto de investigación, respecto a los objetivos y metas planteados en un principio, las conclusiones generales del proyecto de tesis doctoral, incluyendo el trabajo de investigación futuro propuesto.

Capítulo 2

Antecedentes y estado del arte

En este capítulo se describe el estado del arte de los trabajos de investigación realizados sobre los estudios del cambio del clima marítimo en las costas, desde una perspectiva global y concluyendo con una visión regional del sureste de México. En el capítulo se presentan cuatro temas principales con los cuales se abarca las variables y áreas de conocimiento con respecto al cambio climático en las costas: nivel del mar, oleaje, morfología y ordenamiento costero; de manera seguida, se comenta sobre el funcionamiento de los procesos costeros que ocurren en un cuerpo lagunar, así como la manera en la que estos procesos se verán modificados por efectos de una intensificación del clima marítimo, desde un punto de vista de los procesos y la dinámica sedimentaria, el prisma de marea y la circulación estuarina. En la última sección se describen los modelos numéricos utilizados para calcular la hidrodinámica y la morfodinámica lagunar. En la última parte de este capítulo se describe ampliamente el análisis de la estabilidad en las bocas de marea.

2.1. Nivel del mar

El nivel de los océanos ha tenido una fluctuación a través del tiempo gobernada por los cambios en las temperaturas del sistema climático. Durante la era de hielo, hace 80,000 años, cuando la temperatura global era 5° C menor que la actual, una parte del agua de los océanos se encontraba en los glaciares y el nivel del mar se encontraba aproximadamente 100 m por debajo del nivel actual (Oldale, 1985) lo cual perduró hasta hace aproximadamente 10,000 años, que fue cuando terminó el último periodo glacial, y paulatinamente el mar adquirió el nivel que tiene actualmente. Por otro lado, durante el último periodo interglaciar (hace

100,000 años) cuando la temperatura de la Tierra era 1° C mayor que la actual, el nivel del mar era aproximadamente 6 m mayor que el actual (Mercer, 1970). Cuando se habla de periodos de tiempo cortos, se debe distinguir entre el aumento del nivel del mar en todo el planeta tierra del aumento del nivel del mar relativo a una costa, el cual tiene una mayor importancia local.

En el pasado cercano, las tendencias en la oscilación del nivel del mar global han sido estimadas al combinar las tendencias de las estaciones de marea alrededor del mundo. Estos registros sugieren que de 1880 a 2009, el nivel del mar ha aumentado 21 cm (Church y White, 2011), la mayoría del cual ha sido atribuido al calentamiento global (Gornitz *et al.*, 1982), aunque el aumento del nivel del mar tiene diferentes componentes como son (Caetano *et al.*, 2010):

- El termoeustatismo, calentamiento y por lo tanto la expansión de los océanos.
- El glacioeustatismo, derretimiento de los glaciares; que incluye el almacenamiento de agua en reservas superficiales y surgimiento de aguas subterráneas, el derretimiento de capas de hielo y el ajuste lento de éstas desde la última era de hielo.
- Eustatismo diastrófico, variación del nivel del mar respecto a los continentes, debido a las deformaciones tectónicas de las cuencas de los océanos, originadas por el fenómeno geofísico del diastrafismo.

Los impactos del aumento del nivel medio del mar sobre la costa incluyen a la erosión playera, la inundación de áreas bajas y la intrusión de agua salada en los acuíferos, entre otros. De los impactos anteriores, la erosión e inundación playera es de gran importancia, ya que genera un retroceso de la línea de costa.

En el caso de las costas de México, recientemente se estudiaron las tendencias del nivel del mar en las costas mexicanas (Zavala-Hidalgo, *et al.*, 2010), se realizaron estimaciones del ciclo anual y tendencias a largo plazo del nivel del mar para 16 sitios del litoral mexicano. Los sitios localizados en la cuenca del golfo de México mostraron un máximo del nivel del mar durante los meses de septiembre y octubre, con una tasa de aumento que va de los 9.2 mm por año en la parte más septentrional, Cd. Madero, a 1.9 mm por año en Alvarado, Veracruz. La serie de tiempo analizada más cercana al cuerpo de agua en estudio, Celestún, corresponde al mareógrafo de Progreso, ambos localizados en la península de Yucatán, y comprendió una serie del nivel del mar de 27 años, la cual mostró una tendencia de aumento de 2.5 mm por año con una incertidumbre al 95 % de confianzas de 1.2 mm. Para el Pacífico mexicano, sobresalen las tendencias de Acapulco, Guerrero (-2.4 mm por año \pm 3.2 mm), y de Guaymas, Sonora (4.2

mm por año ± 1.7 mm).

El movimiento del nivel del mar es el agente físico que gobierna la posición de la línea de costa en las playas y estuarios, y un aumento en el nivel de éste, implica lo siguiente: a) las olas que arriban actualmente hasta cierto nivel de la playa, incluyendo el ascenso de la ola, al aumentar el nivel del mar, romperán más cerca de la línea de costa y, b) la zona intermareal experimentará un ascenso medio, trayendo consigo un movimiento de sedimento en una nueva parte del frente playero, misma que al tender a una nueva condición de equilibrio, generará un movimiento de traslación de la línea de costa tierra adentro.

En el pasado, los mayores cambios en el nivel medio del mar han sido atribuidos a los cambios en el volumen de las dorsales oceánicas (Kennet, 1982); los avances (transgresiones) y retrocesos (regresiones) en el nivel del mar, han sido los principales instrumentos en la formación de las plataformas continentales, particularmente durante los periodos en los cuales el nivel del mar ha tenido sus niveles más bajos, ya que durante éstos, dicha porción del continente ha quedado expuesto a los procesos de intemperismo, principalmente a la erosión y deposición de origen aluvial. Estos patrones cíclicos de aumento y disminución del nivel del mar han producido las llanuras de inundación y las planicies costeras. Con el derretimiento de los glaciares continentales -eustatismo- el nivel del mar aumentó, produciendo un retroceso rápido del mar sobre las zonas costeras, la cual se vio reflejada en la migración tierra adentro de los ambientes costeros. Dichas transgresiones han tenido efecto en casi todas las costas del mundo, excepto en aquellas en las cuales han ocurrido movimientos tectónicos rápidos o un derretimiento glacial del tipo isostático -aumento del nivel del mar *relativo*, por hundimiento de tierras-.

Sin embargo, los retrocesos del mar han sido tan rápidos que la depositación sedimentaria no ha ido a la par con la migración de la línea de costa, conservándose, por lo tanto, sedimentos en las partes exteriores de las plataformas continentales más anchas. Hasta hace unas décadas, se consideraba que las características de los sedimentos costeros no concordaban con las condiciones ambientales; lo que implicaba que la configuración de la línea de costa no se había ajustado al clima de oleaje prevaeciente (Komar, 1976).

2.2. Oleaje

El oleaje y las corrientes producen el transporte de sedimento en playas, y controlan, de manera relativa, la geomorfología general de los ambientes sedimentarios costeros, ya que tienen una implicación directa en el volumen, origen, características de transporte y distribución de los sedimentos que la componen; siendo la altura, periodo y dirección de las olas las que regulan la mayor parte de este transporte (Schwartz, 2005). Estas variables, a su vez, dependen de las condiciones climatológicas iniciales (velocidad, persistencia y área de influencia del viento). Por otro lado, al aproximarse a aguas someras, el oleaje es influenciado por la batimetría, y se producen fenómenos de transformación (refracción, asombramiento, disipación por fricción con el fondo, rotura...) lo cual, sumado al ángulo de incidencia, define la dirección del transporte litoral. Dentro de las formaciones costeras dominadas por el oleaje se encuentran deltas, estuarios, lagunas costeras y entrantes hacia la planicie costera (U. S. Army Corps of Engineers, 2008; Torres Mota, 2006).

La importancia del oleaje en la modificación del fondo marino y en otros fenómenos oceanográficos ha conducido al desarrollo de diversos modelos numéricos de propagación del oleaje (p. ej. WAVEWATCH, Tolman y Booij, 1998). Un modelo aplicable a los estuarios es MIKE 21 Spectral Wave Model FM (MIKE 21 SW), el cual es un modelo de oleaje de tercera generación que calcula el oleaje generado por viento en aguas costeras (DHI, 2009).

Hay varios estudios realizados de los efectos del cambio climático sobre el oleaje. Por ejemplo, Lorenzo y Teixeira (1997) investigaron los efectos de un hipotético cambio climático sobre el oleaje de tormenta que se aproxima a Montevideo, Uruguay, en donde se consideraron como condiciones del cambio climático según el Subgrupo de Manejo de Zona Costera del IPCC un aumento en el nivel del mar de 1m y un incremento de la velocidad del viento en un 10 %, sin cambios en su dirección. Se obtuvo, como una conclusión general, un aumento en el porcentaje de ocurrencia de la altura de ola mayor (por ejemplo: para la dirección SW, el porcentaje de ocurrencia aumentó en un 27 %, respecto a una altura umbral de 1.5 m, y de igual manera en un 15 % para la dirección S) en la altura significativa del oleaje, mientras su dirección permaneció constante (las direcciones variaron en un 4 % como máximo, del escenario actual o base, respecto al escenario de cambio climático).

Por otro lado, Pfizenmayer y von Storch (2001) examinaron estadísticamente

la evolución del oleaje en la parte central del Mar del Norte para la estación de invierno, para determinar la aportación antropogénica al cambio climático que afecta las condiciones de oleaje, utilizando la frecuencia de la dirección del oleaje intermensual. Se obtuvo para los treinta años de análisis que el oleaje proveniente de la dirección oeste presentó la mayor ocurrencia promedio, la cual fue de 22.5 días por mes. Para evaluar si este comportamiento se encontraba en el rango de las variaciones normales dentro de fluctuaciones con periodos mayores a 30 años, se utilizó un modelo estadístico de escala reducida para reconstruir la climatología del oleaje local para todo el siglo XX, alimentado con la serie de presión superficial del mar sobre el Atlántico Norte y Europa del Este. Al realizar las comparaciones entre los datos analizados y los resultados del modelo, se obtuvo que la propagación del oleaje fue inconsistente con la variabilidad natural. Para probar que dentro de este cambio climático local se puede atribuir una causa antropogénica, se comparó la reconstrucción histórica del oleaje con una modelación de 240 años realizada con un modelo acoplado océano-atmósfera, simulación realizada con un incremento en la cantidad de gases de efecto invernadero. En esta modelación se obtuvieron las mismas características cualitativas que las obtenidas en las últimas décadas de la climatología de oleaje local, es decir diferentes a la variabilidad natural estimada, por lo que se obtuvo como conclusión que el cambio climático puede ser, en parte, debido a una aportación antropogénica.

En otro estudio, se realizó un retroanálisis de oleaje en el Instituto de Ingeniería, UNAM (Silva *et al.*, 2008), a través del proyecto “Atlas de Clima Marítimo de la Vertiente Atlántica Mexicana” y correspondió a una serie de tiempo simulada para un periodo de 60 años que incluyó todo el océano Atlántico, con una resolución espacial de 0.5° tanto en Longitud como en Latitud. Se obtuvieron series de tiempo y graficas de nivel del mar, oleaje y viento, el estudio comprendió tanto condiciones normales como eventos extremos (huracanes). Aún cuando la resolución solo permite obtener las características de las variables en un punto alejado de la costa, los datos generados sirven de base para conocer el estado del mar histórico en aguas profundas y en la plataforma continental.

Adicionalmente, se realizó un proyecto de investigación que tuvo por meta realizar un retroanálisis de oleaje de los últimos 30 años para un área que comprende el Golfo de México y el Mar Caribe (Appendini *et al.*, 2012), en el cual se simuló con modelos forzados por viento las condiciones de oleaje sobre una malla de cálculo del tipo flexible, constituida por elementos con una resolución espacial que va de los 300 km en aguas profundas, de 50 km para el mar Caribe y de hasta 3.5 km en la costa de la península de Yucatán y los estados que componen

el litoral del Golfo de México. A partir de esta información, se presenta en el Capítulo 5.1.1.1 un análisis del oleaje en las cercanías de la Ría de Celestún.

2.3. Morfología costera

El aumento del nivel del mar resulta en un movimiento espacial de la geomorfología, la cual se manifiesta a través de la evolución y redistribución de sus formaciones por medio de los procesos que en ellas se llevan a cabo y los cambios que generan, abarcando, en el caso de la morfología estuarina, las áreas intermareales, pantanos salados y la forma del fondo submareal, las dunas de arena en las playas, acantilados y planicies costeras. Avances recientes en la investigación de la morfología estuarina, tienden a resultados de modelaciones numéricas y matemáticas validadas con mediciones a corto plazo (Uncles, 2002). Sin embargo, es claro que muchas de las parametrizaciones utilizadas en los modelos de transporte de sedimento, no dependen solo de la física, si no que son influenciados en mayor o menor medida por procesos e interacciones físico-biológicas (Mc Anally y Mehta, 2001). Esta evolución en geomorfología puede determinar no solamente la calidad y la cantidad del hábitat asociado y la naturaleza de sus ecosistemas, si no también el nivel de vulnerabilidad de la vida salvaje, poblaciones e infraestructura en áreas costeras (Pethick y Crooks, 2000).

En periodos de décadas, las playas se retraen lentamente y las dunas se estrechan, a menos que grandes cantidades de arena sean adicionadas de forma natural de fuentes como ríos, material erosionado de acantilados o artificialmente a través de rellenos. La erosión de la costa es un fenómeno físico de carácter mundial, y la mayoría de los daños importantes son episódicos debido a la acción del oleaje y la sobre elevación del nivel del mar durante las tormentas, especialmente aquellas que ocurren al mismo tiempo que las mareas vivas. De manera local, los patrones de erosión y asolve pueden verse modificados por alteraciones en la dinámica costera (p. ej. por la presencia de estructuras de ingeniería). Es por ello que el área más activa de la investigación en el campo de los sedimentos costeros es la morfodinámica costera, ciencia encargada del estudio de los procesos que determinan la evolución acoplada de la topografía del fondo marino y el campo de oleaje-corrientes.

En condiciones naturales, la morfología de una línea de costa (estuarina, en forma de delta o playa abierta), muestra un equilibrio dinámico entre el material que la forma y los factores de forzamiento hidrodinámico de oleaje y corrientes

de marea. Las formaciones costeras atenúan la energía del oleaje y marea, y responden a los cambios de energía de estos, en un rango de escalas temporales y espaciales (Pethick y Crooks 2000). Es decir, la línea de costa tiene la capacidad de recuperarse ante el embate de tormentas, siempre y cuando la frecuencia e intensidad de estas no conlleven a niveles de energía mayores a la capacidad de recuperación de las costas.

La respuesta morfodinámica de las zonas costeras al forzamiento del oleaje y corrientes, se traduce en la ocurrencia de patrones rítmicos en la elevación del fondo marino y en la línea de costa (p. ej. cúspides playeras de aparición periódica, barras oblicuas y paralelas a la playa con canales de retorno a intervalos regulares, el ancho de la zona de playa, y a gran escala secuencias de cabos de arena). Una pregunta a responder es si lo anterior se lleva a cabo como respuesta al forzamiento correspondiente o si es el resultado de cierta auto organización, como resultado de un mecanismo de inestabilidad (Battjes, 2006).

Existen dos rubros en la investigación de los procesos anteriormente mencionados: uno son los modelos de predicción a pequeña escala de tiempo (reduccionistas) y otros a gran escala (holísticos). El primero, inicia resolviendo la morfodinámica a pequeña escala de tiempo (equivalente al periodo del oleaje) y sintetiza los resultados a través de la integración en el tiempo. Este tipo de estudios se centra en la cuantificación del transporte de sedimento provocado por el flujo (por ejemplo: Guizien *et al.*, 2003; Hoefel and Elgar, 2003, leído en Battjes, 2006). Dados los diversos procesos físicos que se presentan en las costas, dichos modelos no son confiables para predecir la evolución morfológica a largo plazo.

El segundo identifica los diversos procesos dominantes a gran escala y formula sus interrelaciones, aquí el transporte de sedimento es promediado sobre los ciclos de oleaje individuales. Este método es utilizado en la práctica para simular la evolución costera y para predecir los efectos de estructuras costeras, dragado, alimentación artificial, etc. Los modelos de esta clase también se han utilizado con propósitos científicos, como herramientas para realizar análisis de estabilidad del sistema costero a corto plazo, en el cual el estado del sistema es descrito a través de la evolución acoplada de las ecuaciones para el fondo marino (batimetría) y la hidrodinámica (Battjes, 2006).

Desde hace más de tres décadas a aumentado el interés en la investigación de la morfología dentro del ambiente estuarino, el cual es particularmente difícil de modelar (Uncles, 2002), debido a que presenta una gran variabilidad espacial y

temporal, dentro de un rango amplio de escalas, siendo los procesos intermareales y la turbulencia media los más estudiados debido a que ocurren en periodos cortos, en lo referente a su observación y modelación. Además de lo anteriormente descrito, desde entonces surgió un gran interés en el estudio de la morfología en escalas de tiempo que incluyen la variabilidad del clima, surgiendo de esta manera un nuevo rubro en la investigación científica, de tal manera que varias investigaciones son dirigidas específicamente al estudio de las repercusiones del cambio climático en la morfología costera.

2.4. Ordenamiento costero

El manejo sustentable de la zona costera está siendo fuertemente influenciado por los resultados obtenidos en estudios realizados sobre los efectos del cambio climático en la costa, cuyas últimas investigaciones, respecto al manejo, han arrojado resultados que indican un fuerte consenso entre los investigadores sobre los principios comunes en los cuales un plan de manejo ecosistémico debe basarse, que a grandes rasgos son: 1) Estudiar el problema de una manera integral, comprendiendo la relación ecosistemática entre los diferentes componentes estructurales, los recursos disponibles y los usos que se les dan, 2) Preferir la adaptación sobre la pérdida en lo referente a algún recurso, 3) Aplicar los avances científico-tecnológicos para la restauración y rehabilitación de humedales costeros y 4) Analizar los impactos del cambio climático de una manera global, tomando en cuenta los efectos de otras ramas sobre la costa, como por ejemplo los correspondientes a las crisis alimentaria y energética (Costanza, R., 1994; Boesch, D. F., 2006).

A pesar de lo anterior, una metodología integral y clara para el manejo costero sustentable que incluya los puntos antes mencionados y las variables del cambio climático se encuentra aún en vías de desarrollo, y debe cubrir los siguientes puntos: 1) La no obstrucción del flujo natural del agua, incluyendo la comunicación libre del océano y la planicie costera, propiciando el recambio natural del agua en los cuerpos semi-confinados, que conduce a un sistema ecológicamente saludable, y 2) Analizar las implicaciones globales -incluyendo el desarrollo industrial- de los efectos del cambio climático en las costas.

El cambio climático y el aumento del nivel del mar tienen efectos profundos en la línea de costa (Denny *et al.*, 2005). Entre mayor sea el aumento del nivel del mar y ocurran tormentas más intensas, aumentará la erosión costera conduciendo no solo a pérdidas de tierra, sino también a una intensificación general de la dinámica

litoral, creándose así un mayor oleaje significativo y corrientes promedio, así como un mayor transporte litoral, también se intensificará el ciclo hidrológico global (Yañez-Arancibia, 2010), lo que conducirá a un aumento en la precipitación media anual y huracanes más intensos, pudiendo afectar a las poblaciones que viven en la costa. Es por lo anterior que se requiere de un manejo sustentable de la costa y sus recursos, tomando en cuenta los procesos y factores que potencialmente se ven afectados por el cambio climático.

Existen tres categorías en el ordenamiento costero para dar solución al aumento del nivel del mar y la erosión costera debido al cambio climático (IPCC CZMS, 1991):

- El primero consiste en realizar obras de ingeniería costera (diques, revestimientos, paredes marinas, bermas sumergidas...). Sin embargo, se ha demostrado que en muchos casos estas estructuras afectan los procesos naturales y contribuyen a la degradación de los ecosistemas costeros. En general causan escasez de sedimentos costeros al separar la fuente de los sedimentos de la actividad de las olas y el encauce de la erosión marina hacia ambas extremidades de la protección.
- El segundo persigue equilibrar los sistemas de protección natural mediante la estabilización de dunas y pantanos costeros o la alimentación artificial de arena y reduciendo la fuerza del oleaje, construyendo, por ejemplo, estructuras paralelas o diagonales a la línea de costa.
- El tercero es la reubicación estratégica, la cual implica cambios importantes en los asentamientos y actividades humanas que se llevan a cabo sobre la costa. Por lo general, esta adaptación ocurre en costas de evolución progresiva, así como también en costas cuyos riesgos son menores en comparación con el beneficio de ocupación y de explotación de sus recursos (de la Vega A. C. y Nicholls R., 2006).

Aun cuando se implementen políticas drásticas de mitigación por medio de instrumentos de gestión y de política pública, para hacer frente de manera eficiente a los impactos del cambio climático en el corto, mediano y largo plazo, el nivel del mar seguirá subiendo durante siglos aún después del año 2100. Este incremento irreversible del nivel del mar se debe a la cantidad de tiempo de reacción del sistema oceánico global (Wigley, 1995).

2.5. Estuarios

El término estuario deriva de la palabra latina *aestus*, que literalmente significa marea, y se utiliza para referirse a una entrante de agua de mar que alcanza cierta distancia tierra adentro (Woodroffe, 2002). Los estuarios son cuerpos de agua costeros semi-cerrados, y constituyen la zona de transición entre el mar abierto y un río, recibe aportes de sedimentos tanto marinos como fluviales y su configuración morfológica es el resultado de la interacción de los procesos fluviales, el oleaje y la propagación de la onda de marea, cuya velocidad depende de su rango y de la topografía de la costa (Dalrymple, *et al.*, 1992). Para que un cuerpo de agua pueda ser considerado como estuario, debe cumplir con tres requisitos (Cameron and Pritchard (1963), leído en Valle-Levinson, 2010): i) debe ser un cuerpo de agua costero semicerrado; ii) debe tener una comunicación libre al océano o mar adyacente; y iii) dentro de él, el agua proveniente del océano debe tener cierto grado de mezcla con agua dulce proveniente de aportes desde tierra. La definición anterior es válida para zonas en latitudes templadas, pero no es necesariamente válida para cuerpos ubicados en zonas tropicales y áridas; la diferencia radica en la repercusión que tiene el agua dulce sobre la dinámica lagunar, llegando a modificar el sistema de corrientes a través de la boca lagunar.

En el trabajo pionero que realizó Robert Lankford acerca de las lagunas costeras mexicanas (Lankford, 1976), logró la clasificación de las 123 principales lagunas costeras de México, basándose en un criterio geomorfológico controlado por el origen y formación de la depresión y características de la barra, las cuales se consideraron como función de la variación histórica del nivel del mar, el relieve costero, los aportes de agua por parte de ríos y arroyos, las condiciones climáticas, precipitación, y de las condiciones oceanográficas de la costa, dimensiones de la plataforma, condiciones energéticas de marea y oleaje y corrientes predominantes, la clasificación y descripción de la ría de Celestún, es detallada en el Capítulo (3).

La clasificación de estuarios se realiza por medio de cuatro rubros: (1) Balance de agua, (2) Geomorfología lagunar, (3) Estructura vertical de la salinidad e, (4) Hidrodinámica lagunar.

En términos del **balance de aportes de agua**, los estuarios pueden clasificarse en: positivos, inversos, y de entrada baja. Según este criterio:

- Se llama *estuario positivo* a los cuerpos lagunares en los cuales los aportes de agua dulce, descargas de ríos, de origen pluvial y los provenientes del deshielo, son mayores que las pérdidas por evaporación, estableciéndose

en ellos gradientes de densidad longitudinal, éstos últimos establecen un volumen de agua neto hacia fuera del cuerpo lagunar. Estos cuerpos de agua, como se mencionó anteriormente, se han desarrollado en latitudes templadas.

- La dinámica en cuerpos de agua ubicados en zonas áridas depende de la cantidad de agua dulce que reciban: i) Si la cantidad de agua es considerable, convergen al comportamiento de un estuario clásico, ii) Si la cantidad de agua dulce es despreciable, el agua en la superficie, tiende a la evaporación, generándose masas de agua con una cantidad de sal mayor que la subsuperficial, y por ende un comportamiento conocido como de *estuario inverso* (el agua de marea entra al cuerpo lagunar por encima de una masa de agua que sale del cuerpo lagunar).
- Un tercer tipo de estuarios es el de *flujo de entrada baja (low-inflow)*, el cual ocurre en regiones con altos índices de evaporación, pero con una entrada de agua dulce. Durante la época de secas, en estos estuarios los procesos de evaporación pueden causar una zona de máxima salinidad: a partir de dicha zona, hacia el mar, la salinidad disminuye, y de dicha zona hacia tierra, la salinidad disminuye. Esta masa de agua impide la descarga de agua dulce y la entrada del agua de mar.

La clasificación según la **geomorfología lagunar**, es la siguiente:

- *Estuarios de llanura costera*, originalmente fueron ríos que se inundaron paulatinamente con el aumento del nivel del mar durante miles de años. Son estuarios anchos y poco profundos (del orden de 10 m).
- *Fiordos*, estuarios ubicados en altas latitudes, caracterizados por un canal profundo y un promontorio sumergido ubicado en la entrada del cuerpo lagunar.
- *Estuarios con formación de barra de arena en la boca*, estas extensiones de mar se volvieron semicerradas debido a la formación de una barra de arena en el frente por acarreo litoral.
- *Estuarios de origen tectónico*, originados por terremotos o fracturas en la corteza terrestre, que han creado fallas en las zonas adyacentes al océano en forma de cuencas y, que al inundarse, han creado cuerpos de agua semicerrados.

La clasificación de los estuarios según su **estructura vertical** salina es el resultado de la competencia entre dos forzamientos: la flotación originada por la descarga de ríos y la mezcla propiciada por la onda de marea, de donde surge la siguiente clasificación:

- *De cuña salina*, ocurren en lugares donde hay una gran descarga de agua dulce y un forzamiento de marea débil, con un flujo medio dominante saliente que cubre gran parte de la columna de agua, y un flujo débil entrante por la parte más profunda.
- *Fuertemente estratificado*, surgen de una descarga de ríos de moderada a grande y forzamiento de marea de débil a moderado. Su estratificación es similar a los estuarios de cuña salina, solamente que ésta permanece durante todo el ciclo de marea.
- *Estratificación débil*, estos son el resultado de un forzamiento de marea de moderado a fuerte y una descarga de río de débil a moderado; el perfil de salinidad medio tiene ya sea una picnoclina débil o una estratificación continua del fondo a la superficie.
- *De mezcla vertical*, surgen de la mezcla de un forzamiento de marea fuerte y un aporte de agua dulce débil, los perfiles de salinidad medio son prácticamente uniformes en la vertical con un flujo medio unidireccional. En estuarios someros, la llenante suele ocurrir por un lado de la sección transversal de la boca del estuario y la vaciante por el otro lado.

Muchos sistemas cambian de un tipo de estuario a otro, de un ciclo de marea a otro, en un periodo de meses, de manera estacional, o de una ubicación a otra dentro del mismo estuario (Valle-Levinson, 2010).

La clasificación de estuarios según su **hidrodinámica** está basada en dos parámetros adimensionales: a) parámetro de circulación y, b) parámetro de estratificación:

- El *parámetro de circulación* es la relación entre las velocidades de flujo superficial y de flujo promedio en la columna de agua; la primera generalmente se atribuye a la velocidad del flujo de un aporte agua dulce (p. ej. un río, y es del orden de $0.10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$). En estuarios con un fuerte intercambio de agua, la velocidad promedio en la columna es bajo (parámetro de circulación >10), en cambio, en estuarios de mezcla vertical y de cuña salina, dicha velocidad presenta valores del orden de la velocidad del flujo superficial (parámetro de circulación cercano a 1).
- El *parámetro de estratificación* es la relación entre el gradiente de salinidad a lo largo de la columna de agua y la salinidad media de una sección transversal. Un cociente de 1 indica que la estratificación salina es equiparable a la salinidad media transversal, en general, los estuarios muestran un parámetro de estratificación menores a 1.

Los estuarios son cuerpos de agua con un nivel morfodinámico muy elevado y variable (p. ej. en periodos de gran aporte sedimentario y poco movimiento vertical del nivel del mar, el estuario se rellena gradualmente de sedimentos). Dependiendo del balance entre el aporte de sedimentos fluvial y marino, el estuario puede tener tres formas costeras, las cuales son generadas de manera gradual: i) un aporte sedimentario neto desde el río forma un delta que crece progresando mar adentro, ii) si el aporte sedimentario se debe básicamente a procesos generados por el oleaje, se forma una franja costera rectilínea, y iii) si el nivel del mar aumenta, el valle del río se inunda, formando posteriormente un estuario.

Los estuarios están compuestos por tres zonas:

- Zona exterior: aquí los procesos dominantes son el oleaje y la marea y su conexión con el mar puede ser permanente o temporal.
- Zona central: en esta zona la energía de los procesos actuantes es menor que en la zona exterior y se caracteriza porque a largo plazo el efecto de la marea y del oleaje están en equilibrio con los efectos fluviales.
- Zona interior o alta: es la zona dominada por los procesos fluviales, y corresponde a la sección transversal más alejada de la boca en donde los efectos de la marea sobre el nivel de agua pueden aún ser detectados.

Dependiendo de la energía del oleaje relativa a la energía de la marea se pueden distinguir dos tipos de estuarios:

- Estuarios dominados por el oleaje: En estos estuarios el clima marítimo, es intenso y la carrera de marea es pequeña, siendo el prisma de marea pequeño. El oleaje transporta sedimento hacia el interior mediante corrientes longitudinales que generan una serie de puntales, que resguardan la zona interna del estuario frente al oleaje. En estos estuarios la distribución del sedimento es muy clara: sedimento grueso cerca de la desembocadura y zona alta del estuario y fino en la zona central.
- Estuarios dominados por la marea: Aquí la energía de las corrientes de marea es mayor que la energía del oleaje en la boca, dando como resultado la formación de barras alargadas en la zona exterior. Estas barras disipan parcialmente la energía del oleaje incidente, dando protección a la zona interior del estuario. Los fondos son arenosos y los bajos mareales o marismas están conformados por sedimentos finos.

Para analizar el efecto de un cambio en el clima marítimo en los estuarios, es necesario conocer los parámetros que afectan en mayor grado su morfología (p.

ej. el análisis de la interacción con su hidrodinámica), mismos que a continuación son descritos.

2.5.1. Alcance de marea

Este concepto es utilizado para describir el área última hasta donde tiene efectos o repercusiones la marea (zona más alejada de la boca del cuerpo lagunar) y en donde la salinidad es considerablemente menor que en la bocana, debido a la presencia de agua salobre y dulce proveniente de fuentes subterráneas y escurrimientos superficiales; es en éstas áreas, *la cabeza para el caso de la Ría de Celestún*, donde se pueden encontrar las mayores diferencias físico-químicas respecto a las áreas central y sur del cuerpo lagunar, así como una fluctuación a lo largo del cuerpo lagunar de variables ambientales (p. ej. salinidad, temperatura y turbidez).

En época de lluvias, cuando se tiene el mayor aporte pluvial a la Ría, una gran parte del sedimento que ésta contiene pudiera ser removido de la zona norte, y encausado durante reflujos hacia las partes bajas de la Ría o hacia los bajos exteriores (ver la explicación de la curva de gastos medidos, sección 5.2.3.5. Cuando se alcanza un nivel máximo de agua en la zona norte (marea viva mas aporte pluvial) se logra generar una remoción tanto de sedimento fino no consolidado como de materia orgánica, mismas que conforman el sustrato superficial que yace en el cuerpo lagunar.

2.5.2. Zona intermareal

La zona intermareal en estuarios, consiste en planicies de marea compuestas de sedimentos que varían de arenas a limo. Esta región altamente dinámica que yace entre los alcances de pleamar y bajamar, es de gran importancia en la estructura y funcionamiento del sistema estuarino, así como de una gran plusvalía socio-económica y valor de conservación ecológica. El área intermareal alberga sitios de alimentación de peces y aves, así como también constituye muchas veces la base de las pesquerías locales. Sin embargo, es en estas áreas donde los sedimentos acumulados atrapan contaminantes, mismos que pudieran conducir a una pérdida en la productividad y biodiversidad en los hábitats que allí existen. Empero lo anterior, la función mas importante de estas áreas es en términos de protección costera, proveyendo de una defensa natural entre la interfase tierra-mar que disipa la energía del oleaje, en particular en la boca, y sobre todo de la marea.

El transporte, asentamiento y erosión de los sedimentos que componen dicha zona son el resultado de la interacción de los procesos de dispersión y advección generados por los campos de corrientes y los procesos de sedimentación de fondo. En las áreas intermareales el forzamiento dominante es la marea, pero en las áreas someras expuestas, el viento puede jugar un papel importante.

2.6. Asimetría de la marea

La amplitud de la marea, la fricción de fondo y la geometría del sistema lagunar, determinan el grado de distorsión de la marea (Friedrichs and Aubrey, 1988). La asimetría de la marea tiene una gran influencia en el transporte de sedimentos neto promedio durante un ciclo de marea y puede ser entendida conceptualmente como la variación en el comportamiento de la velocidad de fase de la onda de marea en función de los cambios en la profundidad y ancho del estuario.

Existen dos tipos de asimetría: 1) La generada por las diferencias entre las corrientes promedio de flujo y reflujo de la marea, diferencia que suele estar acompañada de una discrepancia en la duración e intensidad de ambos periodos del ciclo de marea y, 2) la generada por las diferencias entre las tasas de cambio de las velocidades y direcciones de las corrientes cercanas a las pleamares y bajamares.

Ambas asimetrías son generadas por las distorsiones no lineales de la marea, mismas que generan las componentes más altas de la marea oceánica principal. Debido a que la componente astronómica dominante es la constituyente semi-diurna M_2 (con un periodo $T_{M_2} = 12.42$ h), la componente de aguas someras más significativa, múltiplo de la componente anteriormente mencionada, es el armónico M_4 (con un periodo $T_{M_4} = 6.21$ h). Que sea múltiplo significa que *su velocidad es múltiplo exacto de la velocidad de la componente principal*, y es llamada de aguas someras, porque es generada por la interacción de la onda de marea, el fondo y la geometría del cuerpo lagunar, es decir, es producida por la combinación de los efectos de fondo y de la batimetría sobre la onda de marea.

Las magnitudes de las corrientes en las llanuras de inundación son generalmente menores que las de los canales principales, y se considera incluso, que esas áreas tienen la función de áreas receptoras de agua, y que el momentum es únicamente transportado a través de los canales principales, mas sin embargo, su importancia radica en su participación en los procesos a gran escala, debido a su influencia en la asimetría de la marea y en el transporte de sedimentos. Debido a la vegetación que suele presentarse en ellas, las velocidades de las corrientes allí son bajas,

comparadas con las zonas sin vegetación.

La distorsión de marea no lineal, es originada por: i) La interacción de la onda de marea con el fondo lagunar (evaluada por medio de la relación a/h = amplitud de marea/profundidad del canal) la cual provoca llenantes relativamente más cortas y, ii) Capacidad de almacenamiento intermareal (evaluada a través de los volúmenes de V_s/V_c = volumen de almacenamiento de las áreas intermareales adyacentes al cuerpo lagunar/volumen de inundación de los canales, evaluados al nivel medio del mar). Las diferencias en los tiempos de duración del flujo y reflujo son debidas en parte a la fricción de fondo; ya que al propagarse la onda de marea a lo largo del cuerpo lagunar, enfrenta dos escenarios caracterizados cada uno por una fricción de fondo distinta: a) Por un lado, el flujo (de bajamar a pleamar) experimenta la mayor fricción cuando la columna de agua es pequeña y la fricción por ende relativamente importante, y, b) Cuando ocurre el reflujo (de pleamar a bajamar), al existir un mayor espesor de columna de agua, la fricción experimentada por la onda de marea juega un papel menor en la dinámica. Debido a la baja fricción experimentada por el reflujo, las velocidades del agua durante éste periodo, suelen ser mayores, y por conservación de masa, la duración del periodo de flujo de marea es mayor, respecto al periodo de reflujo.

Por otro lado, de la relación entre las áreas adyacentes respecto al canal o canales principales, surgen otras implicaciones en relación a los periodos y velocidades del flujo y reflujo:

- Cuando el estuario está formado principalmente por uno o varios canales profundos y las áreas de inundación adyacentes al mismo, son prácticamente insignificantes, la mayor velocidad de la corriente de marea es alcanzada cerca de la pleamar, cuando se tiene el mayor tirante de agua, se dice entonces que la dinámica del estuario es dominada por la profundidad que se tenga en el mismo durante el ciclo de marea y que el estuario tiene una dominancia al flujo, por lo tanto el periodo del flujo de entrada es mayor que el periodo del flujo de salida.
- Otra contribución geométrica a la variación de los periodos de flujo y reflujo, con un efecto opuesto al anterior, ocurre cuando las áreas adyacentes (V_s) al canal o canales principales (V_c) son grandes respecto a éstos últimos ya que las velocidades fuera de dichos canales son muy reducidas durante el llenado (flujo), y el agua contenida en dichas áreas adyacentes es conducida por el canal principal durante el reflujo, generando un aumento en sus velocidades (Lincoln and Fitzgerald, 1988), generando un flujo largo y un reflujo corto. En este tipo de estuarios, en los cuales las áreas adyacentes al canal o

canales principales, son importantes, es decir que el ancho de la sección transversal del estuario es mucho mayor en pleamar que en bajamar, la mayor velocidad de la corriente es alcanzada cerca de bajamar, cuando el área superficial cubierta por la onda de marea, es menor, se dice entonces que la dinámica del estuario es dominada por el ancho del estuario, y no por la profundidad, y que dicho estuario tiene una dominancia al reflujo.

2.7. Procesos sedimentarios

2.7.1. Escalas en el espacio y tiempo de los procesos sedimentarios en estuarios

El estudio de estuarios se ha llevado a cabo por medio de dos aproximaciones: el estudio de procesos a corto plazo y los estudios realizados desde una perspectiva estratigráfica y geocronológica a largo plazo (Woodroffe, 2002). La mayoría de los estudios han sido enfocados a procesos realizados en una escala de tiempo corto, en lo cuales se han abordado los temas de patrones de circulación, y flujo y concentraciones de sedimento.

Dado que los efectos del cambio climático son cambios a largo plazo, con escalas de tiempo de décadas o mayores, el análisis para determinar el impacto del cambio climático en los estuarios debe hacerse a largo plazo, el cual resulta de la integración temporal de los procesos a corto plazo.

2.7.2. Dinámica sedimentaria a corto plazo en estuarios

En los estuarios, los procesos a corto plazo equivalen aproximadamente a escalas temporales de un ciclo de marea, a lo largo del cual se producen una serie de procesos dinámicos que deben entenderse para una adecuada interpretación de los procesos a largo plazo.

Una de las principales características en un estuario es que las corrientes son espacialmente asimétricas, debido a los efectos de embudo y chorro que ocurren en la boca, sin tomar en cuenta los efectos del viento y aportes de agua dulce.

El efecto embudo se lleva a cabo cuando una gran masa de agua debe fluir por un conducto de sección reducida, como sucede preferentemente en la llenante de marea, en la que el agua de mar se introduce por la boca del estuario, es entonces

cuando se produce un flujo gradual en el que las líneas de corriente van paulatinamente convergiendo. El efecto de chorro gobierna la ubicación y disposición de los bajos y la barra en el exterior, y éste se produce cuando una corriente que fluye en un canal a una determinada velocidad, se encuentra con una expansión brusca y se introduce en una gran masa de agua en reposo, circunstancia que ocurre en la vaciante de marea cuando el flujo pasa por la boca del estuario. En estas condiciones, se producen dos zonas después de la boca del estuario, una zona en la cual la distribución de velocidades del flujo es cuasi-gausiana, y otra zona mar adentro en la cual se establece un flujo con una distribución de velocidades de forma gausiana. En la primer zona se crean tres subzonas de sedimentación, una en cada vértice y una central donde el flujo pierde la capacidad de arrastre, dando lugar a dos bajos laterales y una barra central (Méndez, *et al.*, 2004).

La otra característica fundamental de la dinámica de los estuarios es la interacción del oleaje y las corrientes, modificándose tanto la propagación del oleaje por efecto de las corrientes, como las corrientes por efecto del oleaje. La corriente crea una refracción adicional a la llevada a cabo por efectos del fondo en el oleaje. Cuando ocurre la vaciante de marea, la corriente fluye en contra de la dirección de propagación del oleaje, lo que produce una reducción de la celeridad del oleaje y de su longitud de onda.

El efecto del oleaje en las corrientes puede ser caracterizado por un aumento de la rugosidad aparente del lecho que puede llegar a aumentar el término de fricción en un orden de magnitud. De este modo, la corriente tenderá a fluir por la zona en la que la energía del oleaje sea menor, o transversal al mismo (Soulsby, *et al.*, 1993).

2.7.2.1. Dinámica de sedimentos a corto plazo en la desembocadura

El equilibrio sedimentario de una desembocadura consiste en un continuo movimiento de material y su aspecto más importante es que se trata de un equilibrio dinámico. Dado que la intensidad de las dinámicas actuantes varía con el tiempo, la posición de equilibrio, no es fija, sino que experimenta una variabilidad en función de la dinámica preponderante; los procesos sedimentarios a corto plazo presentan una gran variabilidad a lo largo de un ciclo de marea.

Por lo general, se puede considerar a la boca de un estuario como una discontinuidad en una línea de costa generada por el oleaje y las corrientes, misma que el primero tenderá a cerrar, por medio del transporte de arena hacia ella,

dicho sedimento también es movilizado por el oleaje que logra pasar la barra de arena, alcanza la playa y rompe, disminuyendo la sección de la boca de marea, esta reducción dependerá del clima marítimo de la zona. El número y tamaño de las bocas lagunares depende de la cantidad de agua que fluye a través de ellas; en la vaciante existe un predominio de las corrientes de marea sobre el oleaje, si durante la pleamar, que es cuando las corrientes de marea son nulas y el oleaje es la dinámica dominante, se ha reducido la sección transversal de la boca de marea, las corrientes al pasar a través de ella -durante el refluo- arrastrarán hacia el exterior el material acumulado (comportándose de acuerdo con el efecto de chorro anteriormente descrito). Una vez alcanzada la bajamar, las corrientes de marea se detienen nuevamente y el oleaje vuelve a ser la dinámica dominante, el cual, al propagarse hacia dentro del estuario se encuentra ahora con la presencia de los bajos y la barra formados durante la vaciante, mismos que provocan su rotura, una progresiva erosión de dichas formas morfológicas y el transporte de sedimento que las forman, acarreándolo hacia la playa y hacia dentro del estuario y cerrándose el ciclo.

2.7.2.2. Dinámica sedimentaria en el interior de los estuarios

La tasa de transporte de sedimento en el interior de los estuarios depende de diversos factores, de entre ellos destacan: la velocidad del fluido, la profundidad y la distribución granulométrica del sedimento. Para que el sedimento se ponga en movimiento, es necesario que el fluido alcance una velocidad mínima denominada velocidad crítica, la cual depende de las características granulométricas del sedimento y del tipo del flujo, después de ésta, un aumento en la velocidad de la corriente origina un aumento en la tasa de transporte de sedimento.

Existen varias formulaciones para estimar el transporte de sedimentos. Una de las más aceptadas en la propuesta por Van Rijn (1993), quien propone que el transporte total (transporte por arrastre y por suspensión), está dado por:

$$q_t = q_b + q_s = q_b \left[1 + 2,4 \left(\frac{D_{50}}{h} \right)^{-0,2} D_*^{-0,6} \right] \quad (2.1)$$

$$q_b = 0,005 \bar{U} h \left[\frac{\bar{U} - U_{cr}}{(s-1)gD_{50}^{1/2}} \right]^{2,4} \left(\frac{D_{50}}{h} \right)^{1,2} \quad (2.2)$$

donde

q_t = Transporte total ($m^3 \cdot s^{-1}$)

q_s = Transporte por suspensión ($m^3 \cdot s^{-1}$)

q_b = Transporte por arrastre ($m^3 \cdot s^{-1}$)

s = Densidad relativa

g = Aceleración de la gravedad (ms^{-2})

\bar{U} = Velocidad promediada en la vertical ($(\bar{u}, \bar{v})(m \cdot s^{-1})$)

\bar{U}_{cr} = Velocidad crítica de inicio de movimiento ($m \cdot s^{-1}$)

$$\bar{U}_{cr} = 0,19(D_{50})^{0,1} \log_{10} \left(\frac{4h}{D_{90}} \right) \quad 0,1 \leq D_{50} \leq 0,5mm \quad (2.3)$$

$$\bar{U}_{cr} = 8,5(D_{50})^{0,6} \log_{10} \left(\frac{4h}{D_{90}} \right) \quad 0,5 \leq D_{50} \leq 2mm \quad (2.4)$$

h = Profundidad total (m)

D_{50} = Diametro medio del sedimento (m)

D_{90} = Diámetro correspondiente al 90 % en peso de la muestra (m)

$$D_* = \left[\frac{g(s-1)}{v^2} \right]^{1/3} D_{50} \quad (2.5)$$

El transporte que se obtiene a partir de la formulación anterior es el transporte potencial, es decir, la capacidad de transporte de los sedimentos, lo cual difiere del transporte real, el cual depende de la disponibilidad de sedimentos en el sitio de estudio. En zonas con alta disponibilidad de sedimentos, se considera que el transporte potencial y el real, son equivalentes. Un transporte potencial alto no significa que en dicha zona se produzca una erosión del fondo. Lo que determina los patrones de erosión y sedimentación son los gradientes horizontales del transporte real potencial. Por ello, para poder evaluar el transporte bruto o real y consecuentemente el transporte neto en diferentes zonas del interior de un estuario es necesario aplicar la ecuación de balance del sedimento, que se expresa de la siguiente forma:

$$(1 - \alpha) \frac{\partial h}{\partial t} = \left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} \right) \quad (2.6)$$

donde α representa la porosidad del fondo, ∂q_x y ∂q_y , son las componentes en x y y del transporte en suspensión.

A pesar de la variación dinámica en el transporte de sedimentos en los estuarios, éstos presentan una configuración con elementos morfológicos característicos. Se puede observar, en Celestún por ejemplo, que la boca se constituye por una zona ancha y somera (relativa a la profundidad del estuario), que existe un canal principal y llanuras mareales. La boca del estuario se ubica en la zona de menor

oleaje y los bajos exteriores son, en general dos laterales.

2.8. Modelos hidráulicos y morfológicos analíticos en estuarios

En el siguiente apartado se presentan las formulaciones con las cuales se establece una clasificación de estuarios, así como también una manera de obtener la extensión de la cuña salina, y una relación entre el prisma de marea y la sección transversal de la boca de un estuario.

2.8.1. Estratificación de estuarios

Se ha estudiado la morfología de los estuarios y los patrones de circulación, proponiendo relaciones empíricas relacionándolos. McDowell (1977) analizó los distintos tipos de circulación estuarina, llegando a la conclusión de que son el caudal del río y el prisma de marea los factores que en mayor medida controlan dicha circulación. Propuso el siguiente parámetro como indicativo del tipo de circulación en el estuario:

$$F = \frac{QT}{\Omega} \quad (2.7)$$

donde:

Ω es el prisma de marea (m^3). Q es el caudal medio anual del río ($m^3 \cdot s^{-1}$). T es el periodo de la onda de marea (s).

En base al valor de F , se establece la siguiente clasificación de estuarios:

- Si $F \geq 1$, el estuario presenta estratificación completa.
- Si $F \approx 1$, el estuario presenta estratificación parcial.
- Si $F \leq 1$, el estuario presenta mezcla completa.

Otra manera de establecer el tipo de estratificación estuarina (y que sirve para establecer el tipo de estuario), es realizada en base a los *parámetros de circulación y estratificación*, conceptos tratados en el apartado de clasificación de estuarios según su hidrodinámica, en el subcapítulo 2.5. En la Figura 2.1 se muestra la clasificación de estuarios de acuerdo con el tipo de estratificación que en él predomine. En el eje de las abscisas y ordenadas se tienen a los parámetros de circulación y estratificación, respectivamente.

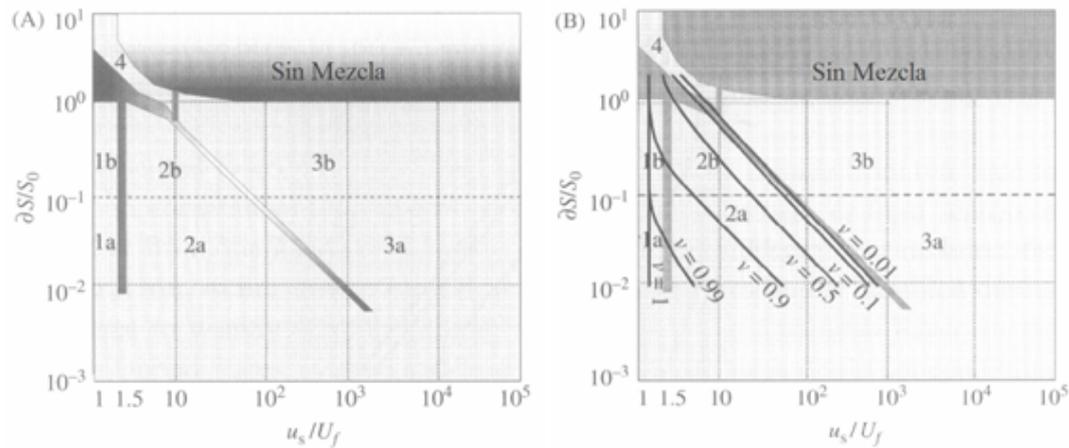


Figura 2.1: Clasificación de estuarios de acuerdo con su hidrodinámica, en términos de los parámetros de circulación y estratificación (adaptada de Valle-Levinson, 2010). En A) se muestran los estuarios *tipo 1*, en los cuales no existe una estructura vertical en los flujos netos, estuarios *tipo 2*, en los cuales los flujos netos se revierten con la profundidad y los estuarios *tipo 3*, que muestran una circulación gravitacional fuerte; En B) se incluyen las líneas de flujo difusivo de sal, en las cuales se muestra la dominancia de flujo advectivo para el estuarios *tipo 3* y de flujo difusivo para el estuario *tipo 1* (adaptada de Valle-Levinson, 2010).

Según esta clasificación hay cuatro tipos de estuarios, con dos variantes cada uno:

- Tipo 1, estuario con un flujo neto unidireccional durante el reflujos, es decir no existe una estructuración vertical.
 - Tipo 1a, presentan un forzamiento de marea fuerte y una descarga de agua dulce débil.
 - Tipo 1b, presentan una gran descarga de agua dulce en comparación con la marea.
- Tipo 2, son estuarios en los cuales el flujo se revierte con la profundidad, la circulación es barotrópica y presenta contribuciones de procesos difusivos y advectivos que generan un movimiento de sal aguas arriba.
 - Tipo 2a, estuarios totalmente mezclados o débilmente estratificados.
 - Tipo 2b, estuarios fuertemente estratificados.
- Tipo 3, estuarios de tipo fiordo con una circulación barotrópica establecida y una vaciante superficial. El transporte de sal aguas arriba es llevado a cabo por procesos únicamente advectivos (corrientes de marea).
 - Tipo 3a, estuarios moderadamente estratificados.
 - Tipo 3b, estuarios altamente estratificados.

- Tipo 4, estuarios con flujo en la vaciante y una estructura vertical débil, tal como en los estuarios de cuña marina, en estos, el transporte de sal aguas arriba, es llevado a cabo por procesos advectivos y difusivos.

Cabe mencionar que los estuarios pueden cambiar de un tipo a otro, según el tipo de mareas vivas o muertas que a ellos arriben, así como de épocas de secas a épocas de lluvias.

2.8.1.1. Área crítica

Existe una relación entre la sección transversal de la desembocadura y el prisma de marea (O'Brien, 1969):

Para desembocadura sin diques:

$$A_c = 6,650 \cdot 10^{-2} \Omega \quad (2.8)$$

Para desembocaduras con diques:

$$A_c = 4,063 \cdot 10^{-2} \Omega \quad (2.9)$$

donde:

A_c = Es el área de la sección transversal de la desembocadura en media marea (km^2).

Ω = Es el prisma de marea correspondiente a una marea viva (km^3). A_c Representa el área crítica correspondiente al caudal máximo de llenante o vaciante.

Cuando la sección transversal A_c es menor, la velocidad de la corriente se incrementa erosionando el sedimento y recuperando la sección de equilibrio, cuando la sección es mayor, la velocidad de la corriente disminuye depositándose sedimento y recuperando la sección de equilibrio. Por lo tanto, la sección se encuentra en equilibrio dinámico, es decir, la sección transversal oscila en torno a un valor medio de A_c . La única manera de que cambie el área de equilibrio, es modificando el prisma de marea (Walton y Adams, 1976) formularon una relación del volumen de arena de los bajos exteriores en función del prisma de marea:

$$V = C\Omega^{1.23} \quad (2.10)$$

donde: V es el volumen de arena de los bajos exteriores (m^3).

Ω es el prisma de marea (m^3).

C es una constante de proporcionalidad que depende de la exposición de la costa al oleaje incidente, el cual está dado por:

$$C = 64,4 \cdot 10^{-4} \Omega^{1,23} \quad (2.11)$$

para costas moderadamente expuestas y,

$$C = 53,3 \cdot 10^{-4} \Omega^{1,23} \quad (2.12)$$

para costas altamente expuestas

Renger (1976), desarrolló la siguiente relación:

$$V_{MLV} = E\Omega^{1,566} \quad (2.13)$$

donde V_{MLV} es el el volumen de los canales mareales respecto al nivel de bajamar (m^3) y E es un coeficiente de proporcionalidad con un valor de $8.839 \cdot 10^{-6}$.

Eysink (1990) por su parte propuso la siguiente relación:

$$V_{MSL} = F\Omega^{1,5} \quad (2.14)$$

donde V_{MSL} es el volumen de los canales mareales en media marea (m^3) y F es un coeficiente de proporcionalidad con un valor de 6.5×10^{-6} .

La siguiente ecuación relaciona el área total de la bahía con el área de los bajos interiores (Renger y Partensky, 1974):

$$\frac{A_f}{A_b} = 1 - 0,025\sqrt{A_b} \quad (2.15)$$

donde: A_b representa el área total de la bahía (km^2) A_f representa el área total de las marismas (km^2).

Según la cual, un aumento del área de la bahía implica una reducción de la relación área de la bahía y de las marismas.

2.8.2. Impacto de la intensificación del clima marítimo en la circulación estuarina y configuración morfológica de los estuarios

2.8.2.1. El prisma de marea

El tipo de circulación estuarina depende del prisma de marea, del periodo de la onda de marea, y del aporte de agua dulce. En los estuarios de estratificación completa la extensión de la cuña salina variará siempre y cuando se produzca un aumento del nivel medio del mar (aumentando la profundidad del estuario), o cuando el caudal del río se vea modificado. El parámetro que afecta en mayor grado la configuración morfológica del estuario es el prisma de marea (volumen de agua que entra y sale del estuario en cada ciclo) mismo que puede verse afectado por la variación del nivel medio del mar. La existencia de elementos morfológicos como las marismas, cuya cota de equilibrio dinámico se sitúa en torno al nivel medio, hace posible que si se produce un aumento del nivel medio del mar, la cota relativa de las marismas experimente una relativa disminución. Esto sólo se evitará si la tasa de generación de sedimentos en el interior de la bahía (p. ej. como producto de la muerte de organismos calcáreos, por procesos de floculación y por aportes fluviales...) es lo suficientemente grande como para compensar el incremento del nivel medio del mar, conservándose por lo tanto un equilibrio dinámico.

Si la tasa de aumento de la cota de las llanuras mareales es menor que la tasa de crecimiento del nivel del mar, el prisma de marea aumentará.

2.8.2.2. Efecto del aumento del prisma de marea en las llanuras mareales

Si la tasa de aumento de la cota de las llanuras mareales no es equivalente al aumento del nivel medio de la superficie libre del agua, las marismas presentarán un déficit de arena, de forma que su configuración morfológica se encontrará en desequilibrio con las condiciones hidrodinámicas correspondientes.

Se establecerá el equilibrio en las llanuras mareales cuando la tasa del aumento del nivel del mar disminuya y sea superada por la tasa de aumento de las cotas de las marismas por generación de sedimentos en la propia bahía más los aportes fluviales.

2.8.2.3. Efecto del aumento del prisma de marea en el volumen del bajo exterior

La variación del volumen del bajo exterior depende del prisma de marea actual del estuario, de la tasa del aumento del nivel del mar, de la diferencia entre la tasa de la cota de las marismas y del área ocupada por las marismas.

Ya que la dinámica en la zona exterior del estuario es mayor que en la zona interior, se espera que sea en el exterior en donde el equilibrio se alcance en periodos de tiempo menores que en la zona interior y que el sedimento que el bajo exterior requiere para llegar a su estado de equilibrio dinámico, en un principio provenga de la playa adyacente, lo que generará un retroceso adicional en la misma.

2.9. Modelos numéricos hidrodinámicos aplicados a estuarios

La hidrodinámica de la boca y el interior de un estuario pueden ser analizados por diversos métodos entre ellos se encuentran: expresiones analíticas, modelos físicos y modelos numéricos (Coastal Engineering Manual, 2008). Inicialmente se utilizaron las aproximaciones de la hidráulica del flujo estacionario para entender las corrientes en las bocas y las mareas en lagunas o estuarios, por ejemplo, Keulegan (1951, 1967) resolvió analíticamente la ecuación de onda para aguas someras integrada en la profundidad, mientras que otras soluciones analíticas han sido desarrolladas en subsecuentes investigaciones (Shemdin and Forney, 1970; DiLorenzo, 1988). Paralelamente a los desarrollos analíticos, desde hace décadas se han desarrollado modelos físicos y más recientemente numéricos por medio de los cuales se han realizado estudios detallados en cuerpos de agua semicerrados (Salles, *et al.*, 2005). En efecto, ha habido un gran adelanto con el desarrollo de las técnicas de modelación numérica aplicadas a estuarios, con las cuales se ha obtenido una mayor precisión en los cálculos hidrodinámicos, haciendo uso de las ecuaciones del movimiento de ondas largas en una, dos y tres dimensiones (Harris and Bodine 1977; Amein and Kraus 1991).

2.9.1. Modelos

Cheng *et al.* (1993), desarrollaron un modelo bidimensional aplicable a estuarios y lagunas costeras dominados por corrientes de marea. El modelo numérico

resuelve las ecuaciones de aguas someras por medio del método de diferencias finitas en un esquema semi-implícito. Este modelo fue validado en la bahía de San Francisco, CA, en la cual calculó el volumen de agua contenida, el área superficial, la profundidad media, y los prismas de mareas vivas y muertas.

Por otro lado, en el Proudman Oceanographic Laboratory (Holt & James, 2001), desarrollaron un modelo de circulación tridimensional, que aplicaron en la zona costera del Estuario Tamar. En la actualidad es común la aplicación de estos modelos tridimensionales para entender los procesos dentro de los estuarios y en las áreas costeras adyacentes.

En otro estudio, Valle-Levinson y Wilson (1998), realizaron modelaciones tridimensionales para analizar los efectos del forzamiento de marea y la mezcla vertical sobre intercambios de agua en un estuario idealizado. Otras aproximaciones más recientes en la investigación de estuarios utilizan datos de salinidad y nutrientes disueltos para generar conjuntos de ecuaciones, las cuales son utilizadas para estimar los patrones de circulación estuarina (Gilcoto *et al.*, 2001).

Hearn (1998), aplicó el modelo Stommel a un estuario en el Mediterráneo, cuyo intercambio de agua es controlado por procesos de densidad. Por medio del modelo Stommel, se puede caracterizar de cuatro maneras a un estuario, estos son: estuario clásico, estuario inverso, estuario casi neutral (próximo a la neutralidad) y el estuario intermitente (estuario puede comportarse como clásico o neutral).

Por otro lado, existen modelos numéricos “comerciales” que pueden ser aplicados a un estuario (en base a las características del cuerpo de agua lagunar, los datos disponibles y las variables físicas implicadas). A continuación se comentan algunos de ellos:

- Automated Coastal Engineering System (ACES). Desarrollado por Leenhecht *et al.* (1992), contiene un módulo aplicable a estuarios, por medio del cual se pueden estimar descargas y velocidades en la boca de marea y los niveles del mar en función del tiempo. Las condiciones de frontera en el lado del mar son las elevaciones del nivel del mar asociadas a las mareas astronómicas, surgencias de tormenta, seiches, y tsunamis.
- Amein y Kraus (1991) desarrollaron el modelo unidimensional DYNLET, que predice las condiciones de flujo en canales con geometría variada, al cual se le pueden introducir diferentes factores de fricción a lo largo de la sección transversal. El modelo calcula la velocidad promedio y la elevación de la superficie del mar en los diferentes puntos que componen el largo y

ancho del canal.

- Cialone *et al.* (1991), desarrollaron el Coastal Modeling System (CMS) que contiene dos modelos hidrodinámicos aplicables a bocas de mareas:
 - El Waterways experiment station Implicit Flooding Model (WIFM), es un modelo que resuelve las ecuaciones de Navier-Stokes en un sistema de coordenadas cartesianas. El modelo simula la hidrodinámica en aguas someras, calcula la circulación por marea, la sobre elevación por tormenta y la propagación de tsunamis.
 - El Curvilinear Long wave HYDrodynamic (CLHYD), modela la hidrodinámica de ondas largas en aguas someras, calcula la circulación por marea, la sobre elevación por tormenta. Este modelo puede simular campos de flujo inducidos por campos de viento, entrada y salida del flujo de ríos, y el forzamiento de marea. La diferencia de este modelo con el WIFM, es que las fronteras del CLHYD operan sobre un sistema de mallas curvilíneas y no puede modelar el inundamiento y secado de áreas bajas.
- Delft3D es un sistema de modelación integrado, el cual simula flujo en dos dimensiones (en un plano horizontal o vertical) y tres dimensiones, incorpora el efecto de las mareas, presión del aire, diferencias de densidad, turbulencia e inundaciones, morfología y transporte de sedimento y oleaje, así como las interacciones entre los procesos antes mencionados, sobre mallas rectilíneas y curvilíneas. Este sistema es constantemente actualizado de tal forma que contiene el estado del arte de dichos procesos (WL/Delft Hydraulics, 2011).
- Otro modelo es el RMA2 (River Management Associates 2) desarrollado originalmente por Norton, King y Orlob (1973), de Water Resources Engineers, para el Walla Walla District, Corps of Engineers. El RMA2 es un modelo numérico hidrodinámico en elementos finitos bidimensional e integrado en la profundidad, que calcula las elevaciones del nivel del mar y los componentes horizontales de la velocidad, para flujos a superficie libre en dos dimensiones.
- El Instituto Danés de Hidráulica (DHI, por sus siglas en inglés) desarrolló el modelo numérico MIKE 21 (DHI 2009, a); 2009 b); 2009 c)...); el modelo MIKE21 es un sistema basado en la solución numérica de las ecuaciones de Navier-Stokes para un flujo bidimensional e incompresible de la forma de Reynolds, en la cual la fricción es calculada con la ecuación de Chezy o de Manning y los coeficientes de viscosidad de remolino son utilizados para definir las condiciones de turbulencia. Las ecuaciones base son las de continuidad y momentum e incluye las ecuaciones de temperatura, salinidad

y densidad.

Se realizaron pruebas con dos de los modelos anteriormente descritos, RMA2 y MIKE 21, implementándose ambos en el área de estudio, realizando primeramente la malla de cálculo del área total a simular, pudiéndose obtener una implementación correcta sobre un mallado realístico con el modelo MIKE 21. Es por el motivo anterior que éste modelo fue utilizado en el proyecto de investigación para calcular la hidrodinámica de la Ría de Celestún.

2.10. Modelos numéricos morfodinámicos aplicados a estuarios

2.10.1. Introducción

Los modelos morfodinámicos simples se enfocan a la evolución de las características individuales tales como planicies de fango, arena, humedales o pantanos salados. Las aproximaciones abarcan un rango desde la solución analítica de las ecuaciones dinámicas simples hasta la predicción en el tiempo de la elevación de la superficie del mar utilizando algunos parámetros empíricos (van Wijnen y Bakker, 2001). Los modelos morfodinámicos que pretenden simular sistemas enteros son más complejos, no lineales, y sensibles a perturbaciones en las condiciones iniciales y de frontera (Nicholson *et al.*, 1997).

El proyecto EMPHASYS (EMPHASYS, 2000) comparó los resultados de modelos morfológicos con observaciones en estuarios, particularmente con datos de los estuarios Humber y Mersey en el Reino Unido. En este estudio, los modelos fueron separados en tres categorías: *de superficie a fondo*, *de fondo a superficie y mixtos*. Los modelos *de superficie a fondo*, pueden tomar dos aproximaciones: los modelos numéricos y el análisis de datos para la determinación de tendencias y extrapolación para la predicción. Los modelos numéricos desarrollan relaciones empíricas entre las dimensiones físicas del estuario, tales como el área de sección transversal, y las variables hidrodinámicas, tales como el flujo de marea (Dennis *et al.*, 2000). Los modelos *de fondo a superficie*, resuelven las ecuaciones dinámicas para agua y transporte de sedimentos, utilizando datos de calibración y verificación obtenidos de mediciones a corto plazo. Estos modelos son utilizados para generar velocidades de corrientes y elevaciones de la marea para diversos escenarios batimétricos, mientras que los de superficie a fondo prueban que tan cerca se encuentra el sistema del equilibrio. Los modelos híbridos o *mixtos* son

una combinación de los dos anteriores (Wang *et al.*, 1998).

2.10.2. Características de la modelación morfodinámica

El perfeccionamiento de los modelos morfodinámicos ha aumentado con el desarrollo de la capacidad de cómputo. Aun cuando se han desarrollado modelos tridimensionales, por ejemplo el desarrollado para el análisis estacional de las bocas de marea (Ranasinghe *et al.*, 1999), se les ha dado mayor importancia a los modelos horizontales bidimensionales, los cuales son basados en esquemas promediados en la profundidad; esquemas horizontales que no incluyen los efectos de fondo, asimetría del oleaje o flujos secundarios inducidos por curvatura, su aplicación está por lo tanto restringida a áreas en donde estos efectos pueden ser despreciados, o en donde los procesos a lo largo de la costa son dominantes sobre los procesos que ocurren en la sección transversal, es decir, cuando no exista la presencia de corrientes costeras, mismas que pudieran interactuar con las corrientes de marea, interacción que genera una restricción en el uso de modelos bidimensionales. Dichos modelos son clasificados de acuerdo con la manera en la cual es representada en ellos la componente del transporte de sedimento en suspensión (Nicholson *et al.*, 1997).

Empero lo anterior, en la naturaleza, las corrientes de marea y las generadas por el oleaje interactúan entre sí, y la manera de representar dicha interacción es llevada a cabo por medio de modelos tridimensionales que resuelvan las ecuaciones de Navier-Stokes, los cuales incluyen una representación del tensor de radiación en función de la energía del oleaje. Dicha tarea es complicada, por lo que se han desarrollado varios métodos para alcanzar ese objetivo; una variante consiste en calcular las corrientes de oleaje y las corrientes de marea de manera separada, técnica físicamente aceptada si se aplica en los ambientes en los cuales las corrientes de marea gobiernan la hidrodinámica de la boca lagunar (Ranasinghe *et al.*, 1999).

Aunado a lo anterior, la modelación de la propagación del oleaje sobre una batimetría compleja (como contraparte de la simulación de corrientes de marea dentro de la modelación morfológica) comprende un desafío. Aun las simulaciones más avanzadas requieren tiempos de cómputo muy grandes, estas limitaciones conducen a dos aproximaciones que permiten la modelación morfodinámica de los estuarios, a largo plazo, teniendo como forzamiento al oleaje: una primera aproximación consiste en simular los eventos de forma separada, por ejemplo: representando los cambios morfológicos inducidos por una serie de tormentas

alternándolas con periodos de calma. Una segunda aproximación es considerar las evoluciones a largo plazo por medio de un modelo de procesos con condiciones promediadas en el tiempo.

Las evoluciones morfológicas en estos modelos son conducidas por procesos anidados que interactúan constantemente: el flujo del fluido, el transporte de sedimentos y la batimetría son interdependientes, aun cuando la variación de los flujos y la elevación del fondo marino ocurren en diferentes escalas de tiempo. Esto permite el desacoplamiento de las evoluciones batimétricas y dinámicas. Entonces el modelo morfodinámico no tiene que resolver las ecuaciones acopladas que describe la evolución simultanea de estos parámetros dependientes.

Las escalas de tiempo que caracterizan a la modelación morfodinámica son las siguientes:

- El incremento de tiempo hidrodinámico, es el incremento de tiempo del modelo de corrientes.
- El incremento de tiempo sedimentológico, es el incremento de tiempo entre los cálculos del transporte de sedimento.
- El periodo de la marea.
- El incremento de tiempo morfológico, representa el tiempo requerido para que el cambio en el fondo sea significativo como para justificar un cambio en la batimetría y realizar con esta nueva configuración batimétrica una nueva modelación hidrodinámica. El incremento de tiempo morfológico puede representar un número N de mareas reales.
- El incremento de tiempo para el cálculo del oleaje, el cual representa el número de incrementos morfológicos después del cual se realiza un cálculo completo hidrodinámico y de oleaje.

Las evoluciones morfológicas a largo plazo resultan de la sucesión de eventos repetitivos como las mareas y el oleaje, con escalas de tiempo característicos que varían de segundos a horas. Para el cálculo en la escala de tiempo de años o décadas, las condiciones de marea y oleaje a utilizar pueden ser las representativas en determinada zona, las cuales deben inducir el mismo transporte de sedimento cuando se repiten en un año, tal como lo inducen las mareas vivas y muertas en conjunto en todo el dominio de interés en el caso de la marea pueden ser una combinación de dos mareas representativas. La influencia del oleaje es más difícil de representar debido a que su ocurrencia no es predecible, y su rol en el transporte puede ser evaluado solamente en términos estadísticos.

Sin embargo, el transporte litoral anual puede ser tomado como referencia y las

condiciones de oleaje representativas deben, por lo tanto, inducir el mismo transporte de sedimento en un año tal como lo haría el clima marítimo en condiciones tanto normales como extremas (Cayocca, 2001). La ocurrencia estocástica de las tormentas o periodos de calma hace que la representación del oleaje por medio de condiciones promedio sea extremadamente compleja. Más aún, la relación entre las condiciones del oleaje y el transporte de sedimentos es altamente no lineal y depende de los procesos físicos que sean considerados.

2.10.3. Modelos de procesos a macro y mesoescala, en una, dos y tres dimensiones

Los procesos costeros pueden ser estudiados en un rango de escalas temporales y espaciales que comprenden desde las dimensiones correspondientes a fenómenos de turbulencia hasta escalas que abarcan la migración anual o mayores de barras longitudinales de arena (Larson and Kraus, 1995); de lo anteriormente descrito, surgió la duda de si la modelación de un fenómeno a gran escala, puede ser llevada a cabo por medio de la integración en el espacio y tiempo de los procesos a micro escala que lo componen (van de Kreeke, 1996). Por lo tanto, antes de la realización de un modelo morfodinámico, es importante identificar la escala espacio-temporal en la cual se desarrolla el proceso en estudio. En la Figura (2.2) se muestran las combinaciones de las escalas de espacio y tiempo en el estudio de la morfodinámica. En ella se ve, por ejemplo, que para simular el cerramiento estacional de bocas de marea pequeñas para rangos espaciales de 100 m a 1000 m, los procesos morfodinámicos recaen en la categoría espacial de mesoescala y un rango temporal de micro a meso escala.

Cayocca (2001) realizó una modelación morfológica a largo plazo de la laguna costera Arcachon, en Francia, trabajo que contribuyó al conocimiento entre las mareas, el oleaje y los cambios morfológicos a largo plazo, para lo cual se desarrolló un modelo morfológico bidimensional, el cual fue dividido en módulos: hidrodinámica costera, oleaje, transporte de sedimentos y batimetría. Como datos de entrada para la modelación a largo plazo se utilizaron condiciones promediadas en el tiempo, por medio de la obtención de parámetros estadísticos de las condiciones de marea y oleaje respecto al transporte de sedimento. Las modelaciones realizadas con estas condiciones representativas demostraron que la marea es el proceso físico generador de un canal en el norte de la laguna y el oleaje el que genera un movimiento de los cuerpos de arena que se encuentran en la boca.

Los estuarios tienen características morfológicas complejas en escala macro y

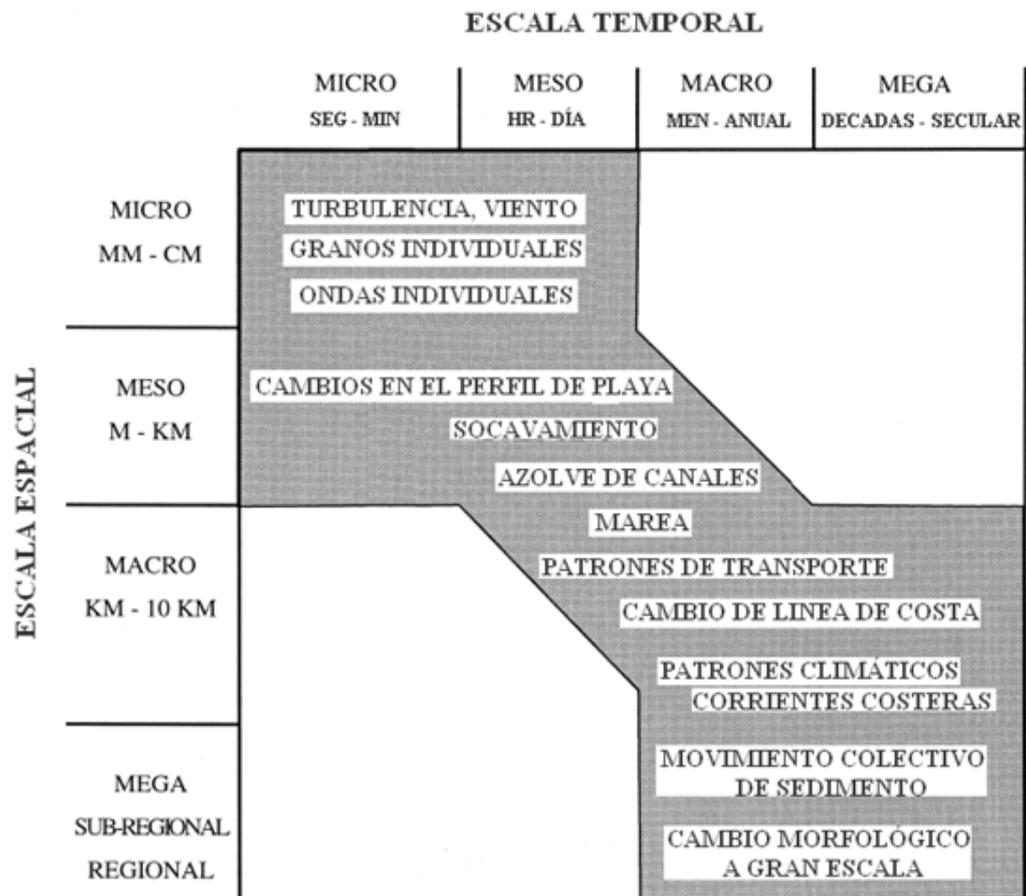


Figura 2.2: Compatibilidad de las escalas temporal y espacial para la modelación morfodinámica costera. El área sombreada denota compatibilidad entre las escalas de espacio y tiempo para la adecuada evaluación de procesos, mientras que las áreas en blanco corresponden a las escalas no compatibles (tomada de Larson and Kraus, 1995).

media (Hibma *et al.*, 2004). Al nivel de escala media (mesoescala) se pueden encontrar los patrones de circulación de uno o múltiples canales y sus ramales, en el nivel de macroescala la hipsometría (medida de la variación del área de la cuenca respecto a la variación del nivel del mar) de las cuencas de marea varía ampliamente, los forzamientos que influyen en las características morfológicas de un estuario a nivel de macroescala son la marea y en menor proporción el oleaje, mientras que en un nivel de mesoescala las corrientes y el oleaje actúan en igual proporción. Recientemente se han desarrollado modelos basados en procesos, que consisten en módulos individuales que describen las diferentes fases en juego (oleaje, corrientes y transporte de sedimentos).

De Vriend y Ribberink (1996) distinguen dos tipos de modelos apoyados en procesos: los de Sedimentación-Erosión Inicial (ISE por sus siglas en inglés) y

los modelos Morfodinámicos a Mediano Plazo (MTM: Medium-Term Morphodynamic). Los modelos ISE utilizan los módulos secuencialmente y no toman en consideración la interacción del flujo y los cambios batimétricos que resultan del transporte de sedimentos. Dichos modelos sólo describen fenómenos en una escala de tiempo pequeña, como la intensidad de erosión o depósito de sedimentos en un momento dado. Los modelos MTM utilizan los módulos iterativamente y son capaces de describir la formación dinámica y la evolución de entidades morfológicas como son canales, barras, formas de fondo (megaripples, dunas de fondo,...), y deltas de flujo y reflujos en escalas de tiempo mayores (Espinal, 2007).

Con los modelos basados en procesos se pueden reproducir los patrones a mesoescala en una evolución en macroescala, es decir que por medio de la investigación con estos modelos se puede determinar la evolución morfológica en las dos escalas juntas. Existen dos tipos de modelos a macroescala, el primero asimila datos empíricos con una descripción de los procesos que a este nivel se desarrollan, llamados modelos orientados al comportamiento o jerárquicos, como por ejemplo el modelo de caja de Da Silva (1989) y el de Stive *et al.* (1998). Otro tipo de modelos, llamados modelos basados en procesos de macroescala, incluyen el sistema físico sobre el cual se aplican los procesos, modelos de este tipo son por ejemplo los presentados por Friedrichs and Aubrey (1996). Los modelos basados en procesos desarrollados a nivel de mesoescala, son representaciones matemáticas de las leyes físicas para el estudio de secciones transversales, unidimensionales o en dos y tres dimensiones. Estos modelos pueden ser complejos o idealizados, estos últimos hacen uso de geometrías, forzamientos y formulaciones físicas simplificadas para aislar e identificar procesos y su importancia en el comportamiento de otros procesos y respuestas, mientras que los modelos complejos simulan escenarios con geometrías reales y los forzamientos introducidos son más fundamentales desde el punto de vista físico, por medio de los cuales se pueden realizar cálculos morfodinámicos.

Los modelos idealizados unidimensionales son utilizados para estudiar el equilibrio de perfiles en estuarios. Este tipo de desarrollos simplificados son utilizados en los modelos complejos, es decir, estos últimos están compuestos y son mejorados con los resultados que arrojan los modelos idealizados.

Simplificaciones en las formulaciones y en la geometría, permiten también hacer modelos idealizados en dos dimensiones, para estudiar la evolución morfológica de estuarios en meso y macro escalas así como también para mejorar el conocimiento de los procesos relevantes que gobiernan la evolución morfológica. Por

ejemplo, a través de un análisis de estabilidad, se genera una retroalimentación entre la topografía del fondo y las corrientes. Debido a los efectos combinados de la fricción del fondo y los procesos advectivos (transporte de una propiedad por el campo de masa). Las ondulaciones del fondo inducen variaciones en los campos de transportes de sedimentos y corrientes, los cuales aumentan la depositación por encima de las áreas bajas y erosión en las partes más profundas, esto conduce a la formación de canales y bajos en estuarios. Estas ondulaciones han sido estudiadas por Schramkowski *et al.* (2002) de una manera idealizada y promediando en la vertical, cuyos procesos físicos incluidos en tales modelos, son introducidos en modelos numéricos complejos.

En otros análisis de estabilidad, el mecanismo responsable de la formación de patrones (tal como la barra de sedimento formada al final de un canal de refluo, cuya formación se atribuye a mecanismos de transporte de sedimentos tridimensional, Van Veen, 1950), es un mecanismo de retroalimentación entre las corrientes y la batimetría en un dominio lineal o débilmente no lineal. Este estudio de retroalimentación fue estudiado por Coeveld *et al.* (2003), utilizando un modelo tridimensional basado en procesos, en el cual encontró una retroalimentación positiva establecida por la parte horizontal de la circulación residual, resultando en una depositación de sedimento sobre los bajos (debido a la convergencia) y erosión por encima del canal (debido a la divergencia de flujos).

2.11. Estabilidad en las bocas de marea

Debido a la variedad y complejidad intrínseca de los cuerpos estuarinos, los procesos físicos, químicos y biológicos que en ellos interactúan, y dados los diferentes aspectos hidrodinámicos y morfodinámicos que pueden coexistir en las rías y lagunas costeras, se han realizado diversos estudios respecto al análisis de la estabilidad de bocas lagunares (Salles, 2000). Entendiendo esta última como una estabilidad dinámica por medio de la cual los elementos involucrados pretenden mantener una situación caracterizada por pequeños cambios en la geometría de la boca, incluyendo su forma en planta y la forma y área de la sección transversal por un periodo de tiempo dado (Tran Thanh Tung *et al.* 2008). El análisis de estabilidad de bocas tiene varias vertientes caracterizadas cada una de ellas por el desarrollo de diferentes modelos para su aplicación, los cuales de manera resumida son (de Vriend, 1996 a, b, citado en Salles, 2000): (1) modelos basados en datos; la descripción del fenómeno se realiza por medio de datos observados, (2) modelos empíricos; basados en relaciones estadísticas entre las diferentes variables, deriva-

das del análisis de datos de campo, (3) modelos semi-empíricos para simulaciones a largo plazo, describen la interacción dinámica de los elementos del sistema que componen los procesos con variación a largo plazo, por medio de la representación empírica de los procesos que ocurren a escalas de tiempo y espacio menores, (4) Modelos basados en procesos; modelos matemáticos basados en principios físicos fundamentales, (5) Modelos idealizados o integrados en el tiempo; estos modelos son derivados de los modelos basados en procesos, a través de una integración en el espacio y tiempo, con relaciones de cerramiento empíricas o paramétricas.

De los modelos anteriormente descritos, los primeros tres tipos han tenido un mayor desarrollo, mismos que han sido basados en mediciones de campo tanto para predecir el comportamiento de los cuerpos estuarinos, como para el desarrollo de relaciones empíricas entre la hidrodinámica y la morfología de la boca lagunar. Los modelos basados en procesos han sido utilizados como un laboratorio numérico, y a través de ellos se han tenido avances significativos en el entendimiento de la dinámica de sistemas estuarinos, permitiendo, por ejemplo, la predicción del comportamiento a largo plazo de un sistema lagunar dado, en base a cambios en sus condiciones hidrodinámicas, en condiciones extremas, o con el solo objetivo de rellenar vacíos de datos que no pudieron ser obtenidos en campo (Tran Thanh Tung, *et al.*, 2008). Dichos modelos han sido utilizándose en estudios cuya meta ha sido la determinación de la evolución morfológica de cuerpos estuarinos, a diferentes escalas de tiempo (Hibma *et al.*, 2003; Elias, 2006).

Algunas investigaciones de cuerpos estuarinos se han enfocado en el estudio de la interacción de su geometría y el forzamiento de marea, interacción que repercute en la generación de asimetrías en las corrientes de marea y en las bajamares y pleamares de la superficie del mar (Speer and Aubrey; 1985); dichas repercusiones ha sido estudiadas por medio de modelación numérica, analizando la importancia de la hipsometría estuarina en la distorsión de la marea (Mota Oliveira, 1970; Seeling and Sorensen, 1978; Boon and Byrne, 1981). Sin embargo, éstas investigaciones no fueron enfocadas en el análisis de la importancia de los procesos no lineales sobre la distorsión de la marea dentro de un cuerpo de agua semicerrado, los cuales afectan la amplificación de los armónicos principales de la marea astronómica, fenómeno físico de especial interés en el estudio del análisis de estabilidad en sistemas estuarinos (Speer, 1984).

2.12. Investigaciones y estudios realizados en la Ría de Celestún

La Ría de Celestún es un cuerpo de agua semicerrado con una comunicación al mar permanente por medio de una boca. Este cuerpo es el producto de la evolución geológica y del clima marítimo *-y más específicamente de sus repercusiones hidrodinámicas regionales y locales-* en las zonas terrestre y marina adyacentes de la península de Yucatán (Ortíz y De La Lanza, 2006), cuya morfología ha formado parte de estudios extensivos en relación a las lagunas costeras del territorio Mexicano y ha sido clasificada y formado parte de inventarios realizados por diversos autores (Lankford, 1976; Contreras-Espinosa, 1985; Castañeda y Contreras-Espinoza, 1995; CNA-IBUNAM, 1998 y 1999;).

Los diferentes enfoques disciplinarios por medio de los cuales se han realizado trabajos de investigación científica en el cuerpo lagunar de la Ría de Celestún, y sus áreas adyacentes, pueden ser divididos principalmente en: geológico, geográfico, biológico, físico, químico, ecológico, económico, y sociológico. En este trabajo de investigación, el interés recae particularmente en los aspectos físicos, debido a los procesos costeros en los cuales éstos interactúan, por medio de la descripción y caracterización oceanográfica del lugar. Resultados de las otras líneas de investigación son abordadas de manera general en el capítulo donde se realiza la descripción del área de estudio.

Investigaciones y estudios realizados a fondo en la Ría son relativamente escasos, y la mayoría han sido enfocados a aspectos hidrológicos y en menor grado al conocimiento sucinto del comportamiento de algunas variables físico-químicas, lo anterior debido al particular interés que se tiene en el conocimiento del comportamiento de la cuenca hidrogeológica Chicxulub, que comprende la zona noroccidental de la península de Yucatán, y de la que forma parte la Ría de Celestún.

Capurro *et al.* (1985) realizó un estudio integral de la Ría de Celestún, comprendiendo, el cuerpo de agua, el área adyacente, y la barra de arena con el objetivo de analizar las implicaciones del ecosistema en el aspecto socioeconómico y sus repercusiones en la población, una de sus principales conclusiones fue que el cuerpo lagunar durante el periodo de estudio no presentó estratificación alguna en la columna de agua.

Batllori *et al.* (1987) realizó un estudio de la caracterización estructural de la

laguna de Celestún, en el cual obtuvo que el volumen máximo de recarga de agua en la laguna, se presenta al final de la época de lluvias con 38.25 millones de m³ y el mínimo en el mes de mayo con 12.59 millones de m³, y los aportes de agua dulce al cuerpo lagunar llegan a ser máximos al final de la época de lluvias con 7 m³/s y mínimos en el mes de abril, con un flujo de 1.21 m³/s. Dicho aporte de agua dulce máximo -que genera un aumento del nivel del agua y enfriamiento progresivo de la misma-, es debido a la precipitación, y muestra un desfase de aproximadamente un mes respecto a ésta.

Herrera Silveira (1994a; 1994b; 1995; 1996) ha estudiado los patrones espacio-temporales del comportamiento de nutrientes y de salinidad, así como la productividad primaria y las variaciones de biomasa en macrofitos en la Ría de Celestún. Realizó un estudio para analizar los cambios estacionales de la heterogeneidad espacial de las masas de agua que componen el cuerpo costero por medio de un análisis estadístico multivariado, el cual permite el estudio de las relaciones entre las variables implicadas y establecer una jerarquía de la importancia de su variabilidad. Lo anterior se llevó a cabo por medio de un muestreo mensual por un periodo de un año en diez estaciones ubicadas a lo largo del eje principal del cuerpo lagunar. Las variables medidas fueron temperatura, pH, así como la salinidad, la cantidad de oxígeno disuelto, y nutrientes inorgánicos disueltos por medio de muestras de agua.

Uno de los resultados obtenidos fue que la Ría tiene un marcado aporte de descargas subterráneas de agua fría rica en nutrientes, y que el cuerpo lagunar presenta tres zonas típicas de acuerdo con el gradiente horizontal de salinidad: (1) Zona marina; caracterizada por una baja concentración de nutrientes, una alta concentración de sales, salinidad entre 26 y 36 psu y una concentración de oxígeno media anual mayor a 8.5 mg/l; (2) Zona media: zona de mezcla del agua dulce y marina con un alto grado de turbidez generado por el movimiento de sedimento, con altas concentraciones de oxígeno disuelto resultante de procesos autotróficos -*altas concentraciones de fosforo y amonio*-, con una salinidad entre 22 y 34 psu; (3) Zona alta; zona somera con poca influencia de la marea, ésta recibe el mayor aporte de agua dulce, lo que le confiere características oligohalinas, es decir con concentraciones de sal menores a 15 psu, con altas concentraciones de silicatos y fosfatos y con una concentración de oxígeno media anual de 2.5 mg/l.

Los mayores componentes de la variabilidad observada fueron asociados a entradas de agua y a procesos internos tales como la mineralización de la materia orgánica. El componente principal en la variabilidad fue indicado por los gradien-

tes de salinidad y nitratos, y el segundo componente por amonio y fósforo. Como conclusión relevante para este estudio se obtuvo que la dinámica hidrológica en la Ría de Celestún es altamente influenciada por la intensidad y frecuencia de las condiciones climáticas asociadas a los procesos biogeoquímicos.

Andrade (1997) realizó una jerarquización de los principales impactos *-reacción o efecto negativo de un objeto de conservación, ocasionado por acciones o procesos de origen antropogénico o natural-* sobre el ecosistema de la Ría de Celestún, basado en “objetos de conservación”. Dichos recursos biológicos más importantes, que para la Ría, a un nivel comunidad hábitat, fueron: mangle, petén, el cuerpo lagunar y la duna costera. Por otro lado, las especies analizadas fueron el flamenco y la tortuga Carey. Dentro de las metas de conservación, se consideró al manglar como el más importante; su estructura y función en las zonas núcleo y el mantenimiento de un elevado porcentaje de la cobertura de manglar en la zona de amortiguamiento. Como resultado, obtuvo que los objetos de conservación con el mayor grado de impacto, fueron: la vegetación nativa, las poblaciones de especies acuáticas, y el flujo de agua dentro del cuerpo lagunar. Le siguen en orden de importancia la fragmentación de hábitats, la contaminación por materia orgánica y desechos sólidos, y en último grado los impactos derivados del turismo sin planificación.

Como conclusión relevante para este estudio, se obtuvo que de los factores estudiados en el análisis de impactos, es decir los que potencialmente pudieran resultar ser los más afectados, corresponden también a aquellos que pueden tener una mayor repercusión en la hidrodinámica y morfodinámica lagunar. Entre estos factores se encuentran el mangle y la afectación en el flujo de agua. El primero por tener la función de zona de amortiguamiento, por medio de la cual se protege al mismo cuerpo lagunar de la acción de agentes físicos, como el oleaje, así como también cumple con la función de proveer lo necesario para la creación de un sustrato relativamente firme que permite la acumulación de sedimento, y a través del cual se garantiza la permanencia de este último dentro del cuerpo lagunar. Las modificaciones en el flujo de agua pueden deberse a cambios en la morfología interna, los cuales pueden generarse por modificaciones en el transporte de sedimento, que incluye: i) el aumento o disminución del aporte desde y hacia la laguna, el relleno del cuerpo lagunar (p.ej. para efectos de instalación de viviendas), ii) la disminución de sedimento debido a la tala de vegetación, iii) los efectos de la intensificación del clima marítimo (p.ej. mayor alcance de marea, intensificación de corrientes, mayor aporte pluvial por modificación del ciclo hidrológico, entre otras).

Batllore (2006) realizó una clasificación físico-geográfica del territorio noroccidental del estado de Yucatán, centrando su estudio en la cuenca hidrológica de Chicxulub. Clasificó dicha zona en base a las condiciones geológicas, hidrológicas, edafológicas, características vegetales, e intervención antropogénica, dando como resultado la división de la cuenca en dos áreas principales: (i) Llanura kárstica, litoral, marino-acumulativa, con alturas medias menores a 2 msnmm y (ii) Llanura kárstica, denudativa, con alturas medias menores a 9 msnmm, mismas que fueron divididas en cinco unidades: (1) llanuras litorales eólico-marinas, acumulativas, bajas, de arenas sueltas con vegetación costera; playas acumulativas arenosas, dunas costera y plataforma litoral, (2) Llanuras kársticas, biogénico-marino, acumulativo, permanentemente inundada con régimen de marea; lagunas costeras y ciénegas, (3) Llanuras kársticas, biogénico-acumulativas, bajas, estacionalmente inundadas, suelos histosol profundo parcialmente salinizado; manglar de cuenca con pastizal y petén, (4) Llanura kárstica, parcialmente desnuda; selva baja inundable con tular, (5) Llanura kárstica desnuda, selva baja caducifolia y con cactáceas, vegetación acuática; selva baja caducifolia. Se encontró que la situación actual de la costa es de fuerte inestabilidad, donde predominan los procesos erosivos en las playas.

Young (2008) realizó una caracterización de las descargas de agua subterránea en la laguna costera de Celestún por medio de análisis de isótopos radioactivos y un análisis químico del agua. El estudio indica la identificación de dos tipos de agua provenientes de descargas subterráneas: un tipo de agua con bajo contenido de sales y un segundo tipo de agua caracterizada por un contenido moderado de sales (dentro del rango de salinidad medido dentro de la laguna) y un contenido elevado de radioactividad, en comparación con las masas de agua marina e interna de la laguna, así como un contenido diferente de cloro y de concentración de nutrientes. En este estudio se aclara que debido a que las descargas de agua subterránea en la laguna que ocurren a través de manantiales sumergidos, no es posible obtener muestras de agua provenientes del subsuelo, puras, y por lo tanto las muestras analizadas fueron en realidad una mezcla de aguas del cuerpo lagunar y subterráneas.

Capítulo 3

Descripción del área de estudio

3.1. Localización y origen

La Ría de Celestún se localiza en la costa noroccidental de la Península de Yucatán, México, entre las coordenadas $20^{\circ} 42' - 21^{\circ} N$, y $90^{\circ} 18' - 90^{\circ} 33' O$. La ría es un cuerpo de agua semicerrado con una comunicación al mar permanente a través de una boca lagunar (Figura 3.1). Como se ve en la figura, las aguas del Golfo de México bañan la costa norte del estado de Yucatán, sin embargo, dichas aguas se ven influenciadas por las corrientes generadas en el Mar Caribe, con implicaciones físicas, químicas y biológicas. La Ría de Celestún forma parte de los cuerpos de agua costeros que componen la configuración costera de la Península, y su ubicación geográfica le confiere cierta peculiaridad de resguardo ante el embate de fenómenos extremos provenientes del Mar Caribe. En la figura se ve el cuerpo lagunar en toda su extensión, y el canal de acceso principal claramente definido en la boca lagunar. Se muestran también las zonas norte, central y marina, donde fueron colocados los instrumentos de medición, así como una escala de longitud, para su dimensionamiento aproximado. En la zona central está indicado el estrangulamiento debido a la construcción de un terraplén que sirve de base para el puente que cruza la Ría. Se muestra también la barra de arena al poniente de la Ría, en donde se ve el conjunto de charcas salineras así como la orientación de la Ría de Celestún: NNE-SSO.

En la parte oriente se muestran las áreas de inundación con una pendiente positiva, la cual parte de la franja de mangle -que hace la vez de límite del cuerpo lagunar- hasta el límite mostrado que constituye aproximadamente el extremo del área de cálculo, como se verá a detalle más adelante. La franja que cruza de

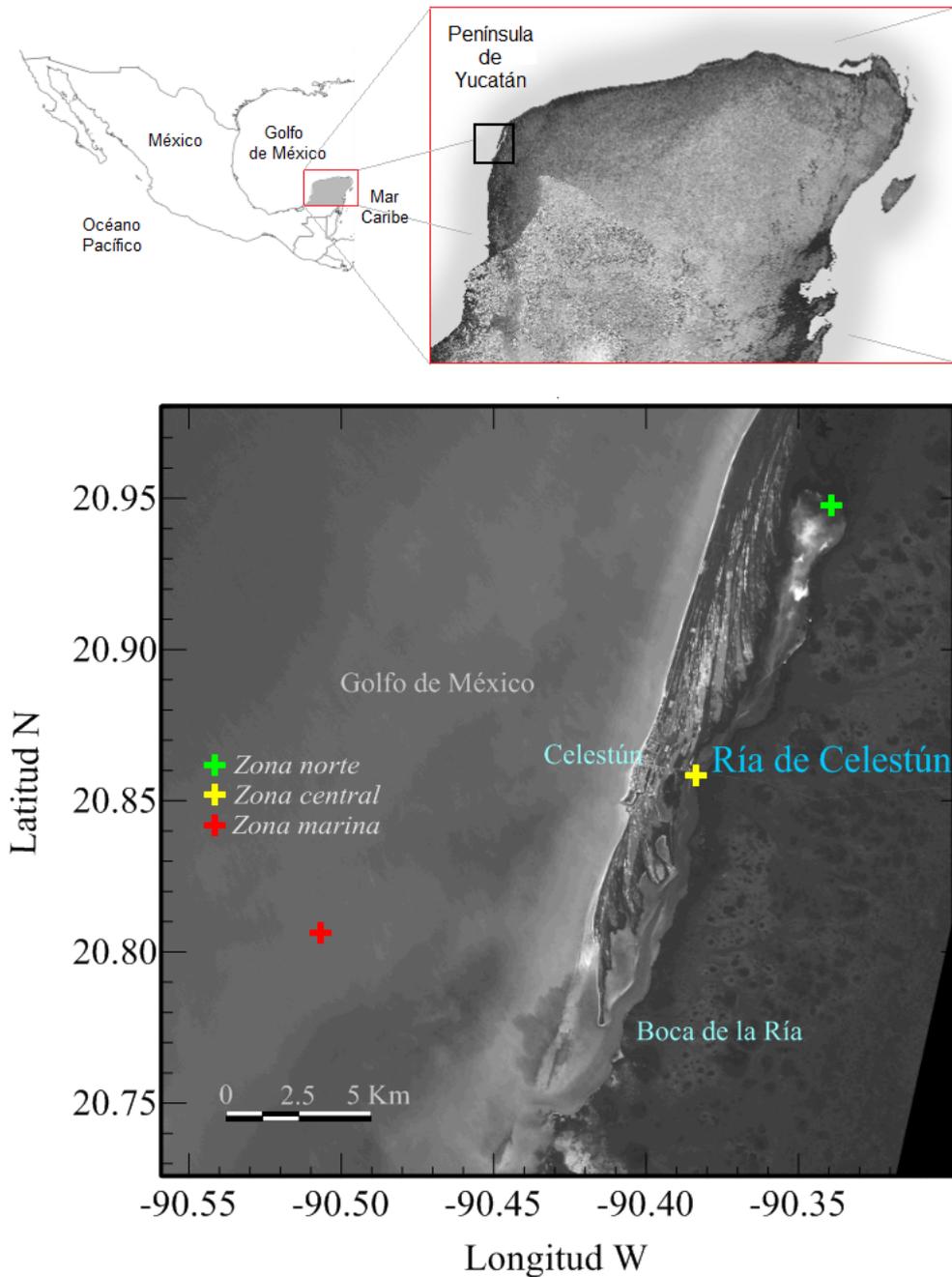


Figura 3.1: Localización del área de estudio (SEMAR).

manera transversal la zona de estudio por su parte media, cruz amarilla, corresponden a la carretera Celestún-Mérida, cuya elevación es tal, que la superficie terminada nunca es rebasada por la onda de marea, y constituye por lo tanto un parte aguas que divide la Ría en dos zonas: Norte y Sur.

La evolución geológica, aunada al clima marítimo de las zonas costeras, han propiciado en México la formación de patrones fisiográficos caracterizados por

diversos elementos morfo-hidrográficos como lo son las bahías, lagunas, estuarios, marismas y formaciones deltáicas, que han sido el producto de la morfología originada y modelada a partir de la interacción de las zonas terrestre y marina adyacente.

Existen en el país 164 lagunas costeras que comprenden aproximadamente 13,120 km² del territorio nacional, distribuidas a lo largo del litoral mexicano, de las cuales once se encuentran en la costa noroccidental de la península de Yucatán, abarcando 680 km², y de éstas a su vez, siete son considerados esteros y abarcan 34.42 km², dentro de ésta clasificación está la Ría de Celestún (Botello, 2010).

La palabra Ría -*aún cuando actualmente sigue siendo más utilizada en el español europeo que en el español americano*- que acompaña el hidrónimo *Ría de Celestún*, tuvo sus orígenes en el siglo XIX cuando fue introducida en la literatura geomorfológica como un nombre propio geográfico (Richthofen, 1886; citado en Castaing, and Guilcher, 1995), para describir a un cuerpo de agua con características estuarinas que ha sido modelado en sus orígenes de manera subaérea, es decir que el relieve del cuerpo lagunar ha sido erosionado por un agente físico diferente del viento, en este caso los cursos fluviales, y son dichos relieves formados generalmente por rocas metamórficas los que han quedado expuestos y entrado en contacto con el mar. Estos cuerpos de agua fueron inundados por el aumento del nivel del mar debido al derretimiento del hielo durante el último periodo *post-glacial*, que originó una trasgresión de la línea de costa desde hace aproximadamente 12,000 años, y que comprende la última y actual época geológica, el Holoceno, perteneciente al periodo Cuaternario.

Si se considera la escala temporal antes mencionada, en la que fueron desarrollados los cuerpos lagunares, dentro de una escala de tiempo mayor como la *geológica*, éstos representan rasgos geomorfológicos fugaces y de reciente aparición. En una escala de tiempo menor las condiciones ambientales de estas áreas litorales tienden a una fluctuación que genera una alta dinámica de cambio, que conducen a una inestabilidad que los caracteriza, por lo que son sistemas que tienden a una pérdida paulatina de la superficie lagunar (Santoyo, 1991).

3.2. Geomorfología e hidrogeología

La Ría de Celestún forma parte de la cuenca hidrológica de Chicxulub, cuyo límite funcional está constituido por el anillo de Cenotes (Batllori *et al.*, 2005). La hidrología de la región es regulada por un manto rocoso superficial, que a su vez

está compuesto de dos capas: una exterior denominada coraza calcárea (llamada localmente *caliche*), impermeable y de mayor dureza, y una interior, compuesta de roca caliza sedimentaria porosa, formada principalmente por carbonato de calcio, constituido originalmente por la acumulación de los restos de esqueletos de animales marinos. Cuando el material que constituye la capa superficial entra en contacto al agua se lleva a cabo el proceso de disolución, mediante el cual se disuelve el carbonato de calcio, lo que conduce a la formación de cavidades subterráneas como ríos, cenotes, aguadas -*manantiales*, *arroyos*, *lagos*, *lagunas*, *pantanos*, *esteros*- y cavernas. El hecho de que este material tiende a la fragmentación ha formado el llamado relieve cárstico. Los extensos sistemas de cavernas generados han sido desarrollados en respuesta a las oscilaciones del nivel medio del mar que se llevaron a cabo durante el Pleistoceno. De esta forma el anillo de cenotes es una red cavernosa que actúa como vertedero y línea de conducción de una gran cantidad de agua.

En la costa, la hidrología es regulada esencialmente por una capa formada por un depósito endurecido de carbonato de calcio sedimentado con materiales como arena, arcilla, grava y limo, conocido comúnmente con el nombre de caliche (Reeves, 1970; citado en Howell and Bao, 2006), que permite la exteriorización del agua subterránea por medio de salientes en forma de petenes y cienegas, por encima de esta capa se desarrolla un acuífero libre en la barra arenosa litoral (Perry *et al.*, 1989 y 1995, Marín, 1990; citado en Batllori, 2005).

El volumen del cuerpo lagunar se ha estimado en un rango que va de $12.59 \times 10^6 \text{ m}^3$ a $38.25 \times 10^6 \text{ m}^3$, el primero para época de secas y el segundo para época de lluvias (Batllori, 1987). El mayor flujo de agua subterránea ocurre en la época de lluvias -junio-octubre-, el cual es de $7 \text{ m}^3/\text{s}$, y disminuye en época de secas hasta alcanzar valores de $1.2 \text{ m}^3/\text{s}$.

La zona noroccidental de la Península de Yucatán está geomorfológicamente constituida por planicies de playas bajas acumulativas, que forman el tramo frontal de las islas de barrera y por costas rocosas, que abarcan una longitud aproximada de 61 km y de 37 km, respectivamente. Las playas están en un continuo proceso de crecimiento y expansión a través de planicies de inundación. Dichos ambientes de marisma constituyen el margen del borde continental y se encuentran dominados preponderantemente por el manglar y el pastizal inundable (Ortíz y De La Lanza, 2006).

Los principales tipos de suelos presentes en la Ría son (CONABIO, 2002):

- Regosoles: compuestos en un 90 % de calcita coralina y presentes en los arenales costeros. Son suelos sódicos, con poca materia orgánica, de gran inestabilidad, causada por los vientos y mareas. Este tipo de suelo constituye a las playas y dunas de la barra de arena de la Ría.
- Solonchak órticos: Suelos salinos con una elevada acumulación de sales solubles de calcio, sodio, magnesio, potasio y un 40 % de arcilla, se encuentran en los pantanos de las ciénegas y esteros.
- Gleysoles mólicos: Suelos salinos, sódicos, con texturas medianas a finas, se encuentran en la parte media de la Ría.
- Histosoles éutricos: Suelos asociados a manglares de cuenca y petenes, producto de la descomposición de la materia animal y vegetal, salinos y fuertemente sódicos. Presente en la zona de petenes, en la selva inundable y el carrizal. Otra variante de este suelo es el histosol hístico, presente en la zona oriental de la Ría y en las cuencas palustres de manglar.

Los suelos presentes en el interior de la Ría tienen un alto contenido de arcilla y materia orgánica. La cantidad de arena presente en el sedimento interno de la Ría va disminuyendo conforme nos alejamos de la boca lagunar, y va siendo sustituido por limos y arcillas. Por lo tanto, el porcentaje de carbonatos en el suelo de la Ría es muy elevado, cercano al 100 % en su composición.

3.3. Características oceanográfico-atmosféricas

El cuerpo lagunar de la Ría de Celestún, cuenta con una longitud aproximada de 24 km en su eje mayor y un ancho que varía de 140 m a 2.3 km. Originalmente, la sección transversal de la Ría de Celestún, en su parte media *-aproximadamente a 10 km de la boca, en línea recta-* tenía una longitud de alrededor de 600 m. Sin embargo, debido a la construcción de un puente que la cruza en dicha parte media (parte con terraplén y parte con pilotes y columnas), que la circulación de la Ría fue estrangulada, disminuida en más de 400 m. Dicha reducción en el flujo pudo haber conducido a la modificación de la hidrodinámica del cuerpo de agua, propiciando la alteración de los patrones en la circulación dentro de la Ría, y conduciendo a una modificación en el transporte de sedimento en el interior y exterior de la misma, viéndose afectada de esta manera la topo-batimetría del cuerpo de agua y quizá de manera más notoria, la correspondiente a las áreas adyacentes al puente.

El canal principal de la Ría presenta profundidades que van de 1.5 m a 3.5 m, respecto al Nivel Medio del Mar. Estas profundidades disminuyen hacia las áreas

someras circundantes del cuerpo hasta alcanzar la cota cero en el poniente sobre la franja de mangle y extendiéndose hacia el oriente varios kilómetros de planicie inundada, con profundidades discontinuas que alcanzan 0.60 m de tirante en mareas vivas. Aproximadamente, el 80 % del cuerpo de agua es ocupado por macrofitos subacuáticos (INE-2008). A partir de la caracterización topohidrográfica de La Ría de Celestún, se observó que el cuerpo de agua presenta dos zonas con rasgos morfométricos distintos, que se detallan a continuación:

- El lado poniente de la Ría está constituido por una barrera arenosa externa, sobre el cual se encuentra la población de Celestún, así como también se encuentran distribuidas en una gran parte, zonas bajas inundadas caracterizadas por fosas o lagunas segmentadas con una longitud variable ($100 \text{ m} \leq L \leq 2.5 \text{ km}$) y profundidades de hasta 1 m y fondo fangoso. En este lado de la Ría se encontraron dunas de arena con alturas de aproximadamente 4 m sobre el Nivel Medio del Mar, y cuatro tipos de mangles, tres de los cuales son característicos de este tipo de depresiones inundadas que se encuentran en los márgenes internos del borde continental (Contreras, 1985): *Rhizophora mangle*, *Laguncularia racemosa*, *Avicennia germinans* y *Conocarpus Erectus*, conocidos comúnmente como mangle rojo, negro, blanco y botoncillo, respectivamente. El cuerpo costero de la Ría de Celestún se encuentra flanqueado por éstas especies, cuya función geomorfológica es la de retener sedimento y hojarasca de su propia biomasa, este proceso contribuye a elevar las riveras aledañas, que posteriormente forman áreas de represamiento del agua con un drenaje deficiente que conduce a cuencas de evaporación o charcas salineras, situación que puede verse en el brazo de arena donde se tiene una gran cantidad de éstas charcas.
- El brazo de arena de la Ría está caracterizado como una unidad geográfica del tipo llanura litoral eólico-marina, con una cara de playa acumulativa arenosa con suelo de material no consolidado del tipo regosol profundo y con vegetación de costa arenosa. Esta barra arenosa es el resultado de la acumulación de sedimentos calcáreos que se van depositando a lo largo de la línea de costa por efecto de la erosión y arrastre de los detritos que produce el oleaje. Estos sedimentos en suspensión se depositan a cierta distancia de la línea de costa original. El proceso anterior se lleva a cabo por un periodo suficientemente grande como para formar una barra de arena exterior con altura suficiente como para dejar de ser inundada, misma que al unirse con la costa pasa a ser una extensión de ésta, para finalmente ser suficientemente grande como para ser una nueva línea de costa y haber aislado una

extensión de mar que después forma un cuerpo de agua semicerrado con un comportamiento independiente, y cuyo eje longitudinal mayor, por ende, tiende a ser paralelo a la línea de costa (Duch, 1988).

- En la zona oriental somera, adyacente al canal alimentador, se encuentran las especies de mangle arriba mencionadas y el límite hasta donde tiene influencia la Ría está compuesto por vegetación baja inundable del tipo subcaducifolias, que abarcan varios kilómetros de extensión de terreno donde la inundación es estacional y periódica según el ciclo de marea. Otro rasgo característico de la vegetación de esta zona son unas islas de vegetación arbórea que se encuentran inmersas en una matriz inundable, llamadas petenes, que se encuentran distribuidos en el borde de la Península de Yucatán y cuya vida se desarrolla alrededor de afloramientos de agua dulce (INE-2008). Esta región de petenes constituye la zona más baja de una serie de planicies estructurales o bloques tectónicos escalonados que parten del centro-sur de la península de Yucatán y se dirigen hacia la zona litoral (Ortíz y Méndes, 1999). En este tipo de estructuras es donde se puede tener el fenómeno de la subsidencia, el cual es compensado por el aporte continuo de sedimentos provenientes de la costa norte, aporte que es visible en los ganchos de barra formados en la isla barrera que aísla el cuerpo de agua de mar abierto. La zona oriente inmediata a la Ría está clasificada como llanura kárstica, biogénico marina, acumulativa, de suelos salinos con una elevada acumulación de sales, y con una elevada cantidad de materia orgánica, con vegetación acuática y de manglar.

El rango anual de salinidad del cuerpo lagunar va de 2.6 ups en abril a 15.3 ups en julio, con sus respectivas variaciones internas, la salinidad media anual de los manantiales -en los petenes- es de 1.5 ups, la temperatura media anual dentro de la laguna es de 27.4 °C, y de 26.5 °C en la región (1952-1997).

Debido a su posición latitudinal inter-tropical, en la época de invierno la Ría de Celestún queda expuesta a grandes masas de aire frío que se desplazan desde el norte de Estados Unidos y Canadá hacia el Mar de las Antillas, mismas que absorben humedad al pasar por el Golfo de México. Éstos son los llamados nortes, vientos húmedos y fríos cuya presencia propicia un descenso notable en la temperatura regional. En ocasiones presentan fuertes lluvias y marejadas, provocando inundaciones. La dirección de aproximación de estas masas de aire es predominantemente del noroeste, y sus velocidades alcanzan los 80 km/h. Durante la época de nortes -noviembre a febrero- y la época de secas -de marzo a abril-, Celestún recibe 77 mm de precipitación, mientras que la precipitación media anual histórica es de 767 mm, la cual es fuertemente asociada a fenómenos meteorológicos

extremos, como lo son las tormentas en sus diferentes fases de desarrollo, desde depresiones tropicales hasta huracanes, los cuales llegan a la región después de haber recorrido la Península de Yucatán y en menor medida directamente desde la plataforma de Yucatán por el norte. Es esta ubicación de la Ría de Celestún en la zona de trayectorias de huracanes que le confiere el carácter de zona de alto riesgo ante este tipo de eventos meteorológicos. La tasa de evaporación media en Celestún es de 1400 mm/año.

El clima de Celestún es calido-semiseco del tipo BS1(h')w(c), el cual es caracterizado por una temperatura media mensual mayor a 18 °C, y unas condiciones de precipitación de tal manera que la precipitación del mes más húmedo es por lo menos 10 veces mayor que la del mes más seco, y que el porcentaje de lluvia invernal sea entre 5 % y 10 % de la cantidad anual y la temperatura media mensual sea mayor a 23 °C (Duch, 1988).

3.4. Características biológicas

La diversidad biológica de la Ría de Celestún está conformada por alrededor de 1,149 especies, que incluyen tanto a la vegetación como a la fauna. La primera está representada por 549 especies agrupadas en 100 familias y la segunda por 600 especies agrupadas en 165 familias. La Ría cuenta con una vasta cantidad de comunidades vegetales de tipo tropical presentes a lo largo y ancho de su laguna costera y de la ciénega adyacente las cuales comprenden: comunidades vegetales costeras, matorral de duna, manglar, petenes, selva baja inundable, pastizal, selva baja caducifolia, y vegetación subacuática (CONABIO, 2002).

La diversidad faunística está íntimamente ligada a las comunidades vegetales existentes en la Ría y sus áreas adyacentes. A ésta la conforman diversas especies de invertebrados: zooplancton -*holoplancton* y *organismos bentónicos*-, macrobentos y crustáceos, y cinco grupos de vertebrados: Peces -140 especies-, Anfibios y Reptiles -13 especies de anfibios, y 64 especies de reptiles-, Aves - 304 especies-.

Capítulo 4

Metodología

4.1. Introducción

Para evaluar los efectos del cambio climático sobre la morfología costera, es necesario determinar en primera instancia sus implicaciones sobre el clima marítimo (nivel del mar, oleaje, corrientes) para después, determinar cuál de los cambios en dichas condiciones afectará en mayor medida la morfología del sistema lagunar.

En este capítulo se dan a conocer los procedimientos realizados para el análisis de las condiciones marítimas del sitio de interés. Se realizó una investigación sobre los datos disponibles en el área de estudio, y se encontró que las variables disponibles eran dos: viento y oleaje (normal y extremal). El oleaje corresponde a una serie de tiempo de 30 años que proviene de un *retroanálisis* realizado por el Instituto de Ingeniería de la UNAM (Appendini *et al.*, 2013), para un área que comprende el Golfo de México y el Mar Caribe.

El análisis y la caracterización de las variables de estudio se dividió en dos: (1) se realizó un análisis extremal a los datos de viento y de oleaje, y (2) se realizó un análisis estadístico de los datos de oleaje, los cuales son ampliamente explicados en los siguientes sub-capítulos.

La caracterización del área de estudio es explicada a detalle en la tercera sección; en ella se dan a conocer los procedimientos llevados a cabo para el muestreo, así como los métodos empleados para el análisis de las variables que abarcaron estudios de topohidrografía, marea, corrientes y oleaje. En una sección posterior se describe a detalle el modelo numérico empleado para la simulación hidrodinámica,

la manera en la que funciona, los datos de entrada, variables y parámetros de calibración.

Después se describen los escenarios de aumento del nivel medio del mar y la manera de implementarlos para evaluar sus efectos en la hidrodinámica de un cuerpo lagunar.

Por último, se describe los análisis de tendencias de transporte de sedimento y estabilidad en la boca de marea realizados.

4.2. Análisis de datos

Como parte de la caracterización probabilística de las variables climáticas marítimas y atmosféricas de interés (oleaje y viento) se encuentra el análisis extremal. Este análisis junto con el análisis de régimen medio, proveen una descripción a largo plazo confiable (ya que incluyen la incertidumbre propia de los datos) de las condiciones climatológicas que se presentaron en un lugar en un periodo de tiempo dado. Para realizar el análisis extremal se requiere de una base de datos suficientemente grande, con el objetivo de abarcar el mayor número de eventos extremos, ya sea que dichos datos hayan sido obtenidos con instrumentos de medición (por ejemplo boyas oceanográficas, estaciones meteorológicas) o por medio de simulación numérica (p. ej. reanálisis). Ésta última se utiliza cuando no existen datos en alguna parte de la serie de tiempo o falta alguna característica de la variable de interés.

Otra caracterización de las variables es la descripción a corto plazo, la cual está compuesta por dos tipos de análisis: aritmético-geométrico y espectral. En el primero, se obtienen los parámetros por medio de los cuales se describe una serie de tiempo de oleaje (p. ej. altura de ola significativa, periodo significativo, altura de ola cuadrática media) (Kamphuis, 2000), una vez obtenidos estos valores estadísticos, por medio de manipulaciones de los mismos y de funciones de probabilidad se pueden obtener relaciones entre los parámetros antes mencionados.

El análisis espectral consiste en el estudio de la energía de la variable por medio de la descomposición de la señal observada en un número de ondas sinusoidales, cuyas amplitudes se calculan por medio de la densidad espectral (cantidad de energía por frecuencia, cuya suma es la energía total de la variable observada) y una banda de frecuencia dada. Pasando de esta manera del dominio del tiempo, al dominio de la frecuencia. La sumatoria de la energía en el dominio de la frecuencia

es empleada para determinar la altura de ola significativa ($H_s \sim 4\Sigma E$).

4.2.1. Análisis estadístico

Una parte de la caracterización física del área de estudio se realizó por medio del *análisis estadístico* de las variables ambientales (meteorológicas y oceanográficas) de interés. Este consiste en la aplicación de la ciencia estadística al conjunto de datos, con el objetivo de analizarlos e interpretar las relaciones y comportamientos que existan entre ellos a través de la obtención de *parámetros poblacionales*. Las variables suelen estar ordenadas en un tiempo y espacio definido, formando ya sean series de tiempo observadas de manera puntual, o distribuidas en un espacio geográfico dado. Si las variables no pueden ser medidas o no existen registros, de manera parcial o total, se hace uso de alguna técnica de simulación numérica con la cual los datos o series de tiempo faltantes son obtenidos.

Las variables ambientales de interés, tal y como fueron mencionadas en el subcapítulo anterior, son el oleaje y el viento. La revisión realizada respecto a las posibles fuentes de la variable viento, señaló que existen dos estaciones meteorológicas cercanas al área de estudio: (1) La Estación Meteorológica de Celestún ($20^\circ 51' 29''$ latitud norte y $20^\circ 22' 59''$ longitud oeste) perteneciente a la red de Estaciones Meteorológicas Automáticas (Comisión Nacional del Agua; Coordinación General del Servicio Meteorológico Nacional); y (2) La estación meteorológica de *Weather Underground*® localizada en Sisal, Yucatán. Por otro lado, las series de tiempo de la variable oleaje fueron obtenidas de dos fuentes: (1) Mediciones *in situ* realizadas en el área de estudio, y (2) de un reanálisis de oleaje de 30 años (Appendini, *et al.*, 2013) elaborado por el Laboratorio de Ingeniería y Procesos Costeros del Instituto de Ingeniería. La serie temporal de oleaje fue extraída del punto más cercano a la zona de interés, la Ría de Celestún, con coordenadas 90.68° O y 20.74° N, para el periodo de 1979 a 2008 con un incremento de tiempo de 3 horas. En la figura 4.1 se muestra la ubicación del punto de donde se extrajeron las series de tiempo utilizadas.

Aún cuando los datos de viento y de altura de ola hayan sido medidos o estimados, para una misma localización geográfica, ambas variables son tratadas de una manera diferente. La intensidad del movimiento de masas de aire en la atmósfera es utilizada para realizar diversas clasificaciones. Por ejemplo la Escala de huracanes de Saffir-Simpson, utilizada para la clasificación de los ciclones tropicales-huracanes-, Escala de Beaufort, medida empírica para intensidad del viento, basada en el estado del mar, la Escala Fujita-Person, también llamada Escala de



Figura 4.1: Punto de extracción de la serie de tiempo de oleaje del retroanálisis, años 1979 a 2008, en las coordenadas: $20^{\circ} 44' 24''$ N, $90^{\circ} 40' 48''$ W.

Fujita, escala para medir y clasificar la intensidad de un tornado (Fujita, 1971), una variante de la anterior es la Escala TORRO (Meaden, 1976) la cual se utiliza únicamente la velocidad del viento para clasificar la intensidad de los tornados, Escala Douglas que clasifica los diferentes estados del mar tomando como referencia en tamaño de las olas, entre otras. Haciendo uso de estas clasificaciones es que se pueden crear umbrales, por medio de los cuales se obtienen subconjuntos del total de datos, como por ejemplo la velocidad del viento utilizada como valor umbral en el análisis descrito en el apartado 5.1.1.1. Para el establecimiento de dicho umbral, fue utilizada la escala de huracanes anteriormente mencionada, por medio del concepto de depresión tropical y su clasificación dentro de dicha escala.

Para realizar el análisis, las series de tiempo fueron divididas en cuatro partes correspondientes a las estaciones del año. Cada estación comprendió el siguiente periodo:

- Estación de Primavera: 21 de marzo al 20 de junio.

- Estación de Verano: 21 de junio al 20 de septiembre.
- Estación de Otoño: 21 de septiembre al 20 de diciembre.
- Estación de Invierno: 21 de diciembre al 20 de marzo.

Asimismo, se dividió cada año de la serie en tres épocas, se juntaron las épocas de cada año (p. ej. todas las épocas de huracanes) y se realizó el análisis que se describe en el capítulo de resultados.

4.2.2. Análisis extremal

El análisis extremal se refiere al estudio de probabilidad que se realiza a un conjunto de eventos extremos de una serie de datos observados. Se define como evento extremo a todo aquel dato que se encuentra dentro de un subconjunto de datos de la serie comprendido entre un dato umbral y el valor máximo alcanzado en la misma.

El análisis extremal se puede realizar por dos métodos:

- Método basado en la muestra total: se utilizan todos los valores de la serie de tiempo (valores registrados durante un periodo de observación).
- Método basado en los valores pico: se utilizan los valores máximos alcanzados en una serie de tiempo. Por lo general se analizan series de tiempo grandes con el objetivo de incluir sucesos extremos (p. ej. temporales).

El análisis extremal se basa en el uso de las funciones de distribución de probabilidad que parten de la aplicación del concepto de estadísticos de orden. Las funciones de distribución acumulativa se linealizan y ajustan a una distribución para máximos y mínimos. Las distribuciones de probabilidad que satisfacen dichas ecuaciones (Frechet, Weibull y Gumbel) son resueltas de manera analítica (Forma de Von Mises). Los resultados de la aplicación de las funciones anteriores, son graficados en papel probabilístico, quedando representada gráficamente la variable en estudio y su probabilidad asociada en forma de recta. Para el cálculo de la probabilidad de un suceso extremo existen varios métodos, sobresaliendo la basada en momentos estadísticos y la distribución de probabilidad de Weibull es considerados los más completos, y por ello más utilizada (Ver el anexo [A.1](#)).

Para realizar el análisis extremal del oleaje, no se estableció un umbral (altura de ola límite, después de la cual y según un acomodo decreciente, no se incluirán los datos para el análisis) en cambio Sin embargo, sí se consideró como conjunto de datos para el análisis de oleaje:

- La división del año en cuatro estaciones.
- El dato de altura de ola significativa máxima para cada una de las estaciones y para cada uno de los 30 años, es decir cuatro conjuntos de 30 datos cada uno.

4.2.2.1. Excedencias (Eventos extremos)

Las excedencias son aquellos valores registrados en una serie de tiempo que se encuentren entre un valor umbral y el máximo alcanzado en la serie. Un valor umbral es un cierto valor de la variable en estudio con características energéticas propias de algún evento extremo, que puede estar definido, por ejemplo, en términos de la altura de ola o una velocidad de viento sostenido propia de una tormenta tropical o un huracán.

Aunado a la caracterización probabilística de excedencia de un evento extremo con características energéticas específicas, se encuentra el periodo de retorno, definido de la siguiente manera (Castillo, 1987): sea A un suceso y T el tiempo aleatorio que transcurre entre ocurrencias sucesivas de ese evento, y cuyo valor medio de dicho tiempo se conoce como periodo de retorno. El periodo de retorno es el tiempo medio en que se presentará nuevamente el mismo suceso.

Para que el análisis extremal cumpla su objetivo (analizar estadísticamente a eventos extremos ocurridos durante un cierto periodo de tiempo), es necesario que los valores analizados estén suficientemente espaciados en el tiempo, es decir que correspondan a diferentes sucesos y no a uno sólo. El tomar una serie de tiempo suficientemente larga como por ejemplo de años, supone el hecho de analizar diferentes eventos extremos ocurridos en diferentes épocas del año, en los diferentes años a que correspondan. Dentro de las mismas excedencias, se pueden encontrar datos correspondientes a diferentes tipos de eventos, es decir la fuente generadora de ciertos datos pudo haber sido diferente de la de otros datos, reflejándose en las características de la variable y el tiempo en el que probablemente volverá a ocurrir. Lo anterior es importante si se requiere hacer un análisis específico de cierto rango de datos con un cierto periodo de retorno correspondiente a un evento climatológico, ya sea, por ejemplo, atmosférico o de otra índole como un tsunami, hablando específicamente del oleaje.

4.2.2.2. Análisis de tendencias del oleaje.

Las dos variables físicas que rigen la evolución de la geomorfología costera son el nivel del mar y el oleaje. El análisis de tendencias forma parte de la evaluación de escenarios futuros del clima marítimo costero. Estudios recientes de series de tiempo de oleaje (de varias décadas de duración), obtenidas en campo y de análisis numéricos, han concluido que existe una intensificación del oleaje extremo en varias partes del planeta (Méndes *et al.* 2006; Ruggiero *et al.* 2010), cambios atribuibles al calentamiento global y a la variabilidad natural del clima. Los estudios estadísticos de la variabilidad climática y sus tendencias a largo plazo, permiten evaluar los cambios potenciales de riesgo de inundación costera. Los estudios realizados han detectado tendencias en el Noreste del océano Atlántico (Wang and Swail, 2001; Vikebo *et al.*, 2003) y en el Noreste del océano Pacífico (Wang and Swail, 2001; Gulev and Grigorieva, 2004).

La metodología para la incorporación de un probable aumento progresivo de la altura de ola en el análisis extremal, está basada en el conjunto de datos analizados del total de la serie:

1. Máximo anual: El tamaño de la serie corresponde al número de años a analizar, y está compuesta por el valor máximo alcanzado cada año.
2. El tamaño de la serie corresponde al número de años a analizar, y está compuesta por el promedio de cada periodo anual
3. $R_{largest}$: El tamaño de la serie corresponde al número de años a analizar, compuesta por el promedio de un número determinado de tormentas mayores para cada periodo anual.
4. POT (*Peak Over Threshold*): subconjunto de datos por arriba de un umbral, obtenido después de haber aplicado una función de distribución acumulativa a la serie total. El umbral es un valor que puede obtenerse con la media y la desviación estándar, o por medio del uso del concepto de percentiles.

4.3. Muestreo y métodos para el análisis de variables ambientales

Se llevó a cabo una campaña de campo con el objetivo de obtener datos de las variables ambientales de interés para la caracterización de la Ría de Celestún. Lo anterior permite generar datos de entrada para las simulaciones numéricas, las

cuales abarcaron al cuerpo lagunar y sus dos áreas adyacentes: la barra arenosa y la zona intermareal (zona inundable), al poniente y al oriente de la misma, respectivamente. Por lo tanto, los estudios se dividieron en dos rubros según el ambiente donde se llevasen a cabo: zona marítima y zona terrestre. Las variables ambientales observadas en la parte marítima fueron: la elevación de la superficie del mar, corrientes y oleaje. En la zona central se registró la variación de la superficie del mar, el gasto, la salinidad y temperatura en la columna de agua. En la zona norte se registró: la elevación de la superficie, la temperatura y la salinidad. Finalmente en la zona terrestre (inundable y no inundable) se obtuvieron las cotas del terreno con el objetivo de determinar la configuración del terreno adyacente a la Ría de Celestún. En cada una de las campañas las variables medidas no fueron estrictamente las mismas, así como también se realizaron mediciones esporádicas de algunas variables fuera de esas campañas, dependiendo de las necesidades de datos que se fueron generando al irse desarrollando el proyecto de investigación.

4.3.1. Topohidrografía

La configuración total del terreno sumergido (batimetría) estuvo constituida de dos partes: una parte ya existente y otra parte obtenida a través de mediciones en campo. Las secciones correspondientes al levantamiento batimétrico y a la base de datos, respectivamente, son mostrados en el capítulo de resultados.

La batimetría existente, no fue reciente, ya que se tuvo acceso a dichos datos dos años y medio después de haber iniciado el proyecto de investigación. Esta batimetría fue realizada por personal del CINVESTAV, Mérida, y cubrió todo el cuerpo lagunar, dicha información fue proporcionada en *alturas elipsoidales*, por lo que debió referenciarse respecto al nivel medio del mar.

La batimetría existente del sistema lagunar fue complementada con un levantamiento de la zona exterior. Para ello se utilizó una ecosonda *Valeport MIDAS Surveyor GPS Echosounder*®. La batimetría de la Ría se efectuó con transectos equiespaciados en un área rectangular ($\sim 10 \text{ km}^2$) en la zona exterior de la Ría de Celestún, con el objetivo de cubrir el bajo exterior inmediato a la boca lagunar.

Se realizó la topografía de la Ría de Celestún, con una Estación Total Leica y GPS con el objetivo de detectar las zonas bajas más vulnerables a inundación así como de manera general las áreas oriente y poniente adyacentes al cuerpo principal. Los levantamientos abarcaron el área máxima hasta donde el terreno lo permitiera.

El conjunto de datos topo-batimétricos sirvieron de datos de entrada para las simulaciones hidrodinámicas y para el cálculo de estabilidad de la boca lagunar, por lo que se requirió de la mayor cobertura y precisión posibles.

4.3.2. Marea

La determinación de la fluctuación del nivel del mar en el tiempo y a lo largo del cuerpo lagunar y zona marítima aledaña, así como el análisis por medio de sus componentes (amplitud, periodo y fase) son fundamentales para caracterizar la dinámica marina y lagunar. El muestreo cubrió prácticamente la totalidad del cuerpo lagunar y la zona marina adyacente por medio de la colocación de instrumentos de medición en cuatro sitios: (1) Zona intermedia (central) del cuerpo lagunar, (2) Zona alta (norte) de la Ría, (3) En la zona marina (exterior) al cuerpo lagunar -punto de partida u origen de la onda de marea- y, (4) En la zona exterior o mar abierto, al costado poniente de la barra de arena. En la Figura 4.2 se muestra la ubicación de los puntos en los cuales se muestreó la variación del nivel del mar.

Los trabajos se realizaron en conjunto con el grupo de Recursos del Mar del CINVESTAV de Mérida (dirigidos por el Dr. Ismael Mariño) y del Dr. Jorge Zavala del Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM. Las actividades realizadas fueron llevadas a cabo en diferentes tiempos, ya que pertenecían a diferentes proyectos de investigación. Se intentó hacer coincidir las series de tiempo del nivel mar en varios puntos en un periodo de medición suficientemente grande, para analizar el comportamiento de la onda de marea. El procedimiento llevado a cabo fue el siguiente:

- Para la medición de la variación de la superficie libre del mar (η), se colocaron dos sensores de presión un ctd-Diver[©] y un Altus[©], en el interior del sistema lagunar. Para la medición del nivel del mar. Estos sensores fueron colocados en la parte norte y en la parte media de la Ría, respectivamente. Fueron programados para registrar datos por un periodo de 1 mes y 3 meses, respectivamente.
- Con el objetivo de medir la fluctuación en la zona marina, al poniente de la barra de arena, se instaló el mareógrafo Thalimides[©] en el muelle de Celestún. Este mareógrafo fue incorporado a la Red Mareográfica de la UNAM (<http://www.mareografico.unam.mx/Mareografico/>), cuyo coordinador es el Dr. Zavala, participante en este proyecto de investigación. Para alojar dicho instrumento y que quedara instalado en el lugar de manera definitiva,



Figura 4.2: Localización de los puntos de extracción de marea en la Ría de Celestún: zonas norte, central y marina, y mareógrafo.

se construyó una caseta en dicho muelle y dentro de ésta el instrumento, quedando restringido su acceso.

- Se colocó un instrumento Workhorse Sentinel 600 kHz ADCP[©] (Acoustic Doppler Current Profiler) en la zona marítima de la Ría. El periodo de medición total fue dividido en tres partes, realizado a través de tres de campañas de campo, de octubre de 2008 a noviembre de 2009, la cual incluye un periodo de aproximadamente un mes en el cual no se realizaron mediciones. Esta serie de tiempo sirvió de forzamiento principal para el modelo numérico hidrodinámico, así como para describir la onda de marea que incide y se propaga en el cuerpo lagunar por medio de la descomposición en cada uno de sus armónicos.

4.3.2.1. Análisis armónico

Se realizó el análisis armónico de la serie de tiempo de marea, $\eta(t)$, de acuerdo con Foreman (1977 y 1978), que utiliza el método de mínimos cuadrados incorporando modulación nodal y corrección por argumento astronómico, por medio del cual se calcula la amplitud y la fase de la onda de marea (Pawlowicz *et. al.*, 2002). En el análisis armónico clásico, la señal de marea es modelada como la suma de un conjunto finito de ondas sinusoidales, cada una con una frecuencia específica, que resultan de la combinación de sumas y restas de múltiplos enteros de 6 frecuencias fundamentales que surgen de las atracciones gravitacionales de los movimientos planetarios (Godin, 1972). Estas frecuencias fundamentales representan los efectos de la rotación de la Tierra (día lunar 24.8 h), la órbita de la luna alrededor de la Tierra (mes lunar 27 días) y la Tierra alrededor del Sol (año tropical: 365 días, 5 horas, 48 minutos y 45.68 s), las periodicidades de la ubicación del perigeo lunar (8.85 años), inclinación de la órbita lunar (18.6 años), y la ubicación del perihelio ($\approx 21\ 000$ años).

El número de constituyentes de marea integrado en el análisis armónico se determina con el criterio de resolución para el arreglo de mínimos cuadrados de Rayleigh, el cual es aplicado a intervalos de frecuencia calculados como el inverso de la longitud de la serie de tiempo:

$$|f_m - f_r| = \frac{|\Delta f|}{T} > R \quad (4.1)$$

T = Longitud total del periodo de medición.

R = Radio de amplitud.

f_m = Frecuencia encontrada en el espectro. Para bandas diurnas $f_m = f(K_1)$ y $f(O_1)$.

f_r = Frecuencia de la pareja a comparar. Para bandas semidiurnas $f_r = f(M_1)$ y $f(S_1)$.

Para determinar el tipo de marea que existe en la Ría de Celstún, y verificar si sufre cambios significativos en su progreso, se calculó el Coeficiente de Courtier (CC) también llamado *factor de forma* (Pugh, 1987). El factor de forma se encuentra definido como el cociente que resulta de dividir la suma de las amplitudes de las componentes principales de marea diurnas (K_1 y O_1) entre la suma de la

amplitudes de las componentes semidiurnas (M_2 y S_2), y asigna el tipo de régimen según el valor obtenido (Glosario de Mareas y Corrientes. *Pub.* SHOA N° 3013, 1992):

$$CC = \frac{\text{amplitud } K_1 + \text{amplitud } O_1}{\text{amplitud } M_2 + \text{amplitud } S_2} \quad (4.2)$$

Si $0 < CC < 0,25$, la marea es semidiurna; si $0,25 < CC < 1,25$ el régimen de marea es semidiurno mixto con una marcada desigualdad diaria en las alturas de las pleamares y bajamares; si $1,5 < CC < 3,00$ la marea es mixta predominantemente diurna; y un $CC > 3$ indica un régimen de marea diurno.

Distorsión de la marea. Al propagarse la onda de marea desde mar abierto hacia adentro del cuerpo lagunar e interactuar con el fondo, se generan procesos no lineales con la consiguiente aparición de frecuencias en las bandas de las componentes de aguas someras. Las nuevas componentes surgidas de la transmisión de energía de bajas frecuencias a altas frecuencias, pueden generar una distorsión en la marea dentro del cuerpo lagunar, lo que conduce a un crecimiento o decaimiento no lineal de los armónicos de marea astronómicos principales de la boca a las regiones internas. Debido a la dominancia de la componente M_2 , la componente de marea más significativa cuya velocidad es un múltiplo exacto de la velocidad de la componente semidiurna principal, es la componente M_4 . Debido a lo anteriormente mencionado, la distorsión de la amplitud y velocidad de la onda de marea dentro de un estuario pueden ser calculadas haciendo uso de los armónicos M_2 y M_4 , con las siguientes expresiones (Friedrichs & Aubrey, 1988):

$$A = a_{M_2} \cos(\omega t - \theta_{M_2}) + a_{M_4} \cos(2\omega t - \theta_{M_4}) \quad (4.3)$$

$$V = v_{M_2} \cos(\omega t - \varphi_{M_2}) + v_{M_4} \cos(2\omega t - \varphi_{M_4}) \quad (4.4)$$

donde:

t es tiempo, ω es la frecuencia, a es la amplitud de la altura de marea, v es la magnitud de la velocidad de marea, θ es la fase de la componente de marea, φ es la fase de la corriente de marea,

y la asimetría de la marea o desfase fue calculada con la siguiente relación:

$$Desfase_{M_4M_2} = 2\theta_{M_2} - \theta_{M_4} \quad (4.5)$$

donde θ_{M_2} es la fase de la principal componente de marea semidiurna y θ_{M_4} es la fase de la componente cuartidiurna o de aguas someras.

De la interrelación de las fases de dichos armónicos, depende el tipo de distorsión de la marea, es decir la existencia y tipo de un régimen de dominancia.

4.3.2.2. Gasto, temperatura, salinidad y nivel del mar para un ciclo de marea

Parte de la caracterización de la Ría de Celestún incluyó determinar las condiciones de gasto, salinidad, temperatura, y nivel del mar del cuerpo de agua en un ciclo de marea. Para obtener estos datos de campo se utilizaron cinco instrumentos, de dos maneras: móvil y fija.

Se realizaron mediciones de flujo, temperatura, salinidad y nivel del mar en la sección transversal de la parte central del eje mayor -longitudinal- de la Ría de Celestún. Específicamente, a un lado del puente que une la carretera Mérida-Celestún con la barra de arena de Celestún. Para llevar a cabo lo anterior, se utilizaron dos instrumentos, uno para medir el gasto y otros dos para medir los tres parámetros físicos, simultáneamente (temperatura, salinidad, y nivel del mar). Los transectos se realizaron con un instrumento oceanográfico Workhorse Sentinel 600 kHz ADCP[®] (Acoustic Doppler Current Profiler) móvil instalado sobre un trimarán, el cual fue atado a una soga y remolcado durante un ciclo diurno de marea a lo largo de la sección transversal debajo del puente, de tal manera que se obtuviese el gasto tanto en flujo como en reflujó. Los tres parámetros simultáneos (conductividad, temperatura y presión) fueron medidos con dos instrumentos ctd-Diver, Figura 4.2. El objetivo fue determinar los valores de temperatura y salinidad en la columna de agua; para lo cual se fijó uno de los instrumentos al fondo de la Ría, y el otro atado a una boya y un muerto ligero, de tal manera que el equilibrio entre ambos pesos, le permitiesen permanecer en la parte superior de la columna de agua (primeros 10 cm de profundidad) fluctuando con la marea, y por lo tanto medir las condiciones en la capa superficial.

La salinidad se puede definir como una medida de la cantidad total de sales disueltas en un volumen determinado de agua. Dado que para medir el contenido

total de sales se requiere de análisis químicos que requieren mucho tiempo, dichos análisis se han substituido por algunos métodos indirectos para la medición de la salinidad, uno de ellos es la medición de la conductividad. La conductividad es la medida de la capacidad de una solución acuosa para transmitir una corriente eléctrica, dicha capacidad es función de la presencia de iones; más del 99 % del total de sales en el agua oceánica está compuesto por iones de Cl^- , SO_4^- , Ca^{++} , Mg^{++} , Na^+ , y K^+ , por lo que a mayor contenido de sales, mayor concentración de iones, y por lo tanto una mayor conductividad. Por lo tanto, en este trabajo la manera en la cual se midió la salinidad fue a través de la conductividad.

De manera simultánea se colocaron otros dos instrumentos ctd-Diver: uno en la boca de la Ría y otro en la zona norte, obteniéndose de esta manera los mismos parámetros físicos para un mismo periodo en tres sitios de la Ría de Celestún. De tal forma que se pudiese obtener el comportamiento de la onda de marea para un ciclo a lo largo del cuerpo lagunar, desde la boca, pasando por la parte media y hasta llegar a la zona norte. Los resultados se presentan en el siguiente capítulo.

4.3.3. Corrientes y oleaje

El oleaje y las corrientes formaron parte de las variables medidas por un corrientímetro ADCP, que midió a partir del 13 de octubre de 2008, con una frecuencia de muestreo de 2 Hz. Simultáneamente se obtuvieron las series de tiempo de las componentes de la velocidad de la corriente (u, v) y las variaciones de la presión hidrostática (p). Los datos registrados, fueron almacenados en una memoria de estado sólido que se encuentra en el interior del equipo con capacidad de 512 Mb.

El instrumento se fijó al fondo por medio de un trípode metálico con placas adaptadas a los costados que ofrecieran una mayor resistencia al embate de los distintos artes de pesca en la región de estudio, en donde además se incluyó una carcasa para alimentación de energía externa con dos paquetes de baterías. El instrumento fue colocado a una profundidad aproximada de 7 m, en la zona marina.

En la Cuadro 4.1 se muestra un resumen de los instrumentos utilizados para la recolección de datos en las Ría de Celestún, en ella se presentan los parámetros observados, el instrumento con el cual se realizó dicha medición, la longitud de la serie de tiempo medida y el intervalo de muestreo, y por último el lugar donde fue colocado, en caso de haber sido fijado al fondo lagunar o marítimo.

Cuadro 4.1: Equipo utilizado en la campaña de campo y condiciones de muestreo.

Parámetro observado	Equipo de medición	Periodo de medición ¹	Intervalo de muestreo	Modo de operación		Coordenadas o localización	
				Fijo	Móvil	Lat. N	Long. O
u, v, W y ρ	ADCP	334	18 min/h	✓		20° 48.354'	90° 30.311'
ρ, UNT y T	STBD	100	2.5 min/h	✓		20° 51.406'	90° 22.927'
v, ρ y T	Althus	93	2.5 min/h	✓		20° 51.406'	90° 22.927'
ρ y T	CTD DIVER	1	1 hora		✓	Boca, zona central y zona norte de la Ría.	
T, Con y ρ	CTD DIVER	38	20 min/h	✓		20° 56.672'	90° 20.267'
u, v y ρ	Vector	27	1 min/10 min	✓		20° 51.406'	90° 22.927'
X, Y y Z ²	Valeport Ec	Campaña	Cada 5 s		✓	NW de la <i>pb</i> y <i>ca</i>	
X, Y y Z ³	ETL y GPS	Campaña	Cada 5 s		✓	Transectos en <i>O</i> y <i>E</i>	

¹Período en días.

²En mar.

³En tierra.
donde:

u, v = Componentes de la velocidad de la corriente.

ρ = Presión hidrostática.

$UNIT$ = Unidades Nefelométricas de Turbidez ó STS Sólidos Totales en Suspensión.

T = Temperatura.

v = Variación del fondo lagunar.

W = Altura y dirección de oleaje.

C = Dirección y velocidad de la corriente.

Con = Conductividad (método indirecto para obtener la salinidad).

pb y ca = Punta de la barra y canal alimentador, parte media de la boca.

O y E = Oeste y este de la Ría de Celestún.

4.3.3.1. Modelo de olas

Para complementar la hidrodinámica costera, se evaluaron dos escenarios de intensificación del clima de oleaje; para este caso, cada una de las temporadas estuvo compuesta por 3 épocas:

- Huracanes: 1ro de junio al 30 de noviembre.
- Nortes: 1ro de diciembre al 28 febrero.
- Calmas: 1ro de marzo al 31 de mayo.

El modelo utilizado para simular el oleaje fue el MIKE 21 Spectral Wave Model FM (MIKE 21 SW), el cual es un modelo de oleaje de tercera generación, que realiza los cálculos sobre un mallado flexible. El modelo fue desarrollado por DHI (Danish Hydraulic Institute) y el modelo simula la generación, el decaimiento y la transformación del oleaje generado por viento así como el oleaje tipo swell en áreas costeras y mares someros. La discretización en el espacio geográfico y espectral es llevada a cabo utilizando el método de volúmenes finitos de celda centrada. En el dominio geográfico se utiliza una malla flexible y la integración en el tiempo está basada en una aproximación de paso fraccional (Sorensen *et al.*, 2004).

Las simulaciones tuvieron por objeto determinar en qué grado sería afectado el oleaje que arriba a la boca lagunar (sabiendo de antemano que la energía del oleaje en la zona marítima de la Ría, no es muy grande, ver subcapítulo 5.2.5) por efectos de una intensificación del clima. Se calcularon las tendencias en los valores de alturas de ola significativa de las series de tiempo extraídas del retro-análisis explicado con anterioridad, obteniendo el mejor ajuste y las tasas de variabilidad para diferentes sub-conjuntos de datos (ver sección 5.2.5.1). Para determinar las condiciones de oleaje para los escenarios de 50 y 100 años, se procedió a la extracción de los valores correspondientes de altura de ola a partir de los dibujos de probabilidad de ocurrencia y periodos de retorno asociados (ver justificación y explicación de este procedimiento en el sección 5.2.5.2). Una vez obtenidos estos valores, fueron introducidos en las líneas de tendencias de las alturas de ola simuladas respecto a los periodos y direcciones correspondientes, obteniendo de esta manera la caracterización total del oleaje.

4.3.3.2. Aplicación de Funciones empíricas ortogonales a corrientes

Los procesos físicos analizados por medio de la observación de series de tiempo, pueden ser estacionarios y no estacionarios; cuando son removidos los cambios

estacionales y las tendencias del fenómeno no estacionario, quedan las llamadas series residuales (Chatfiel, 1989). Una manera de analizar series de tiempo es por medio de las Funciones Empíricas Ortogonales (FEOS); aquí las funciones base son calculadas a partir de los datos.

La matriz de covarianza. Si se divide la covarianza de dos variables aleatorias, x y y , entre el producto de las desviaciones estándar de dichas variables (normalización), se obtiene el coeficiente de correlación (± 1), que mide la fuerza, el sentido y la forma de la asociación lineal entre las dos variables aleatorias:

$$r_{xy} = \frac{\sum(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum(x_i - \bar{x})^2 \sum(y_i - \bar{y})^2}} = \frac{Cov(x, y)}{\sqrt{Cov(x, x)Cov(y, y)}} \quad (4.6)$$

Una serie de tiempo de dos variables medidas con el mismo incremento de tiempo y para un mismo periodo, estrictamente no estacionaria, corresponde a un proceso estocástico bivariado en donde el primer y el segundo momento son la media y la función de autocovarianza, para cada uno de las dos componentes, mas una nueva función, covarianza cruzada, que para un orden m entre x_t y y_t , queda definida como sigue:

$$cov(c_{xy}) = E \{ (x_{n+m} - \mu_x)(y_n - \mu_y)^* \} = \begin{cases} \sum_{n=0}^{N-1} \left(x(n+m) - \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} x_i \right) \left(y_n^* - \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} x_i \right) & m \geq 0 \\ CovC_{yx} & m < 0 \end{cases} \quad (4.7)$$

La normalización de $cov(c_{xy})$ produce la función de correlación cruzada:

$$cov(c_{xy}) = cov(c_{xy}) / (\sigma_x \sigma_y) = \frac{\sum_n (x_{n-m} - \bar{x})(y_{n-m} - \bar{y})}{(n-1) \sqrt{Cov(x, x)Cov(y, y)}} \quad (4.8)$$

Si se tienen, por ejemplo, nx series de tiempo de alguna variable cada una de las cuales está localizada en diferentes lugares, $\xi_{x,t}$ muestreada mt veces, la matriz de covarianza puede ser calculada de la siguiente manera:

$$C_{nm} = \frac{1}{mt-1} \sum_m (\xi_{x1,m} - \bar{\xi}_{x1})(\xi_{x2,m} - \bar{\xi}_{x2}) \quad (4.9)$$

De lo que resulta una matriz de $nx \times nx$:

$$C = \begin{pmatrix} C_{11} & C_{12} & C_{13} & C_{14} & C_{15} \\ C_{21} & C_{22} & C_{23} & C_{24} & C_{25} \\ C_{31} & C_{32} & C_{33} & C_{34} & C_{35} \\ C_{41} & C_{42} & C_{43} & C_{44} & C_{45} \\ C_{51} & C_{52} & C_{53} & C_{54} & C_{55} \end{pmatrix} \quad (4.10)$$

Eigenvalores y eigenvectores. En la matriz de covarianza de datos complejos la parte real es simétrica y la parte imaginaria es anti-simétrica (matriz cuadrada igual a su transpuesta conjugada):

$$C \cdot X = \lambda I \cdot X \quad (4.11)$$

En donde X es la matriz de eigenvectores, λ contiene a los eigenvalores de C , e I es la matriz identidad, escrita de forma matricial queda:

$$\begin{pmatrix} C_{11} & C_{12} & C_{13} & C_{14} & C_{15} \\ C_{21} & C_{22} & C_{23} & C_{24} & C_{25} \\ C_{31} & C_{32} & C_{33} & C_{34} & C_{35} \\ C_{41} & C_{42} & C_{43} & C_{44} & C_{45} \\ C_{51} & C_{52} & C_{53} & C_{54} & C_{55} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} X_{11} & X_{12} & X_{13} & X_{14} & X_{15} \\ X_{21} & X_{22} & X_{23} & X_{24} & X_{25} \\ X_{31} & X_{32} & X_{33} & X_{34} & X_{35} \\ X_{41} & X_{42} & X_{43} & X_{44} & X_{45} \\ X_{51} & X_{52} & X_{53} & X_{54} & X_{55} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \lambda_{11} \\ \lambda_{21} \\ \lambda_{31} \\ \lambda_{41} \\ \lambda_{51} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} X_{11} & X_{12} & X_{13} & X_{14} & X_{15} \\ X_{21} & X_{22} & X_{23} & X_{24} & X_{25} \\ X_{31} & X_{32} & X_{33} & X_{34} & X_{35} \\ X_{41} & X_{42} & X_{43} & X_{44} & X_{45} \\ X_{51} & X_{52} & X_{53} & X_{54} & X_{55} \end{pmatrix} \quad (4.12)$$

La representación de una serie de tiempo por medio de una expansión ortogonal en términos de la expresión (4.13), queda:

$$\eta(x, t) = \sum_n \sqrt{\lambda_n} X_n T_n(t) \quad (4.13)$$

En donde n es el número del modo, $X_n(x)$ es el modo n -ésimo -muestra como ha variado cada estructura espacial en el tiempo, y son obtenidos proyectando la matriz original de datos sobre las funciones empíricas ortogonales-, la expresión (4.13) puede quedar en los mismos términos que la expresión (4.11), de la siguiente manera:

$$\sum_n X_n(x) \eta(x, t) = \sqrt{\lambda_n} T_n(t) \quad (4.14)$$

donde n es el número del modo, $X_n(x)$ es el modo n -ésimo y λ_n son los eigenvalores (cada eigenvalor es proporcional a la varianza explicada por ese componente principal, y su suma equivale a la varianza total), y $T_n(t)$ son los eigenvectores de la matriz de covarianza, ortogonales en el espacio.

Cálculo de los componentes principales; conjunto de funciones empíricas ortogonales para representar una serie de datos. El método utilizado para determinar la variabilidad en el espacio y tiempo de la serie de tiempo de corrientes fue el Análisis de Componentes Principales, también llamado FEOS (Funciones Empíricas Ortogonales) -empíricas por el hecho de estar definidas por medio de la estructura de la matriz de covarianza-, a través de las *funciones espaciales ortogonales* (modos de predicción estadísticos), cuya respuesta neta comprende la varianza total. Los objetivos fueron dos: 1) analizar su variabilidad en el tiempo y, 2) separar el comportamiento de la señal en diferentes modos, para crear relaciones entre éstos y los posibles mecanismos (variables ambientales que ejerzan un forzamiento sobre ellas) que expliquen su variación, para tener, como resultado, qué factores ambientales gobernaron en mayor o menor medida el sistema de corrientes.

En la señal medida están presentes los procesos que participan en la generación, traspaso y disipación de energía (que sumados generan una señal compuesta por altas y bajas frecuencias), incluyendo fenómenos a una micro-escala espacial y temporal (p. ej. la turbulencia), hasta meso y macro-escala (viento, marea y grandes corrientes). La Ría de Celestún pertenece al sistema del golfo de México, el cual está comunicado con el Mar Caribe a través de la corriente de chorro conocida como Corriente de Yucatán.

Aplicación de filtro pasa-baja. Previamente al análisis de componentes principales, se procedió a la aplicación de un filtro a la señal de corrientes medida, con el objetivo de eliminar la variabilidad de la señal en las frecuencias más altas -mayores a un ciclo por día-, por lo que el filtro aplicado fue un filtro de pasa-baja con una frecuencia de corte de 0.0417 (24 horas). El filtro consiste en una ventana rectangular móvil, donde todos los elementos dentro de ella tienen igual peso (probabilidad de ocurrencia). La representación matemática del filtro es:

$$y_{M+1} = \frac{1}{2m+1} \sum_{j=0}^{2M} x_{i+j}, \quad i = 0, \dots, N - 2M \quad (4.15)$$

donde el primer valor es $y_m = y(2M\Delta t/2)$ y el segundo valor y_{M+1} , es obtenido

al avanzar la ventana un incremento de tiempo Δt .

4.4. Modelo hidrodinámico

El movimiento del agua dentro de un cuerpo lagunar costero, inicialmente gobernado por la marea astronómica, depende de una serie de factores (p. ej. tipo de marea, morfología lagunar, configuración del fondo) de cuya interrelación surgen las condiciones hidrodinámicas internas y externas inmediatas a la boca lagunar; en un cuerpo con la configuración geométrica alargada como la Ría de Celestún, lo anteriormente descrito no se realiza de manera lineal, ya que con el paso de la onda a través del cuerpo coterero se generan armónicos que reducen energía a las componentes principales, lo anterior se suma a la superposición y el retraso de la onda.

Para identificar y analizar los procesos hidrodinámicos que pueden experimentar cambios debido a intensificaciones del clima marítimo, se utilizó un modelo numérico para reproducir y estudiar la hidrodinámica lagunar, a través del análisis del intercambio de agua entre la laguna y el mar abierto en cada ciclo de marea, por un tiempo suficientemente largo como para abarcar fenómenos con una frecuencia que vaya de un ciclo, hasta aquellos que ocurran de manera quincenal o mensual. Las características del flujo estudiadas fueron: a) los periodos de duración y las velocidades en la boca durante flujo y reflujos, b) el alcance máximo de marea, c) la distorsión de la marea, y d) la capacidad potencial del transporte de sedimento en base a las velocidades. La meta general en el presente estudio consistió en analizar la respuesta de la hidrodinámica lagunar a modificaciones en el forzamiento principal, a través del análisis de las características del flujo estudiadas, por efecto de un aumento del nivel medio del mar.

Las características del modelo numérico hidrodinámico utilizado son descritas en la siguiente sección, después se describe el proceso de elaboración de la malla de cálculo seguida del proceso de calibración del modelo hidrodinámico, en donde se incluyen los datos de entrada, los parámetros de calibración y los mapas de coeficientes de fricción.

4.4.1. Ecuaciones de gobierno

El modelo utilizado para la determinación de la hidrodinámica del cuerpo lagunar, fue el modelo MIKE21, el cual resuelve numéricamente las ecuaciones de

Navier-Stokes para un flujo bidimensional e incompresible. La implementación del modelo consistió en generar la malla de cálculo (abarcando el cuerpo lagunar, la barra de arena y la zona intermareal al oriente), la cual fue discretizada en elementos triangulares con una resolución variable, sobre la que se resolvieron las ecuaciones primitivas de continuidad y momentum por medio del método de volúmenes finitos. La configuración del fondo lagunar (canales principales y áreas adyacentes) y el tipo de material del que esté compuesto (arena, materia orgánica, vegetación,) generan distintos ambientes friccionantes, los cuales producen cambios de amplitud y fase en la onda de marea por disipación y transferencia de energía. El principal parámetro de calibración fue la rugosidad de fondo, la cual fue considerada en el modelo realizando una zonificación de dichos ambientes y, asignándoles una rugosidad determinada dependiendo de la zona de que se tratara siendo éstas las zonas del océano, cuerpo lagunar y áreas adyacentes. La ecuación de continuidad y de momentum horizontal en los ejes x y y integradas en la vertical, son, respectivamente:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial h\bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial h\bar{v}}{\partial y} = hS \quad (4.16)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial h\bar{u}}{\partial t} + \frac{\partial h\bar{u}^2}{\partial x} + \frac{\partial h\bar{u}\bar{v}}{\partial y} = f\bar{v}h - gh\frac{\partial\eta}{\partial x} - \frac{h}{\rho_0}\frac{\partial p_a}{\partial x} - \frac{gh^2}{2\rho_0}\frac{\partial\rho}{\partial x} + \frac{\partial\tau_{sx}}{\partial\rho_0} \\ - \frac{\partial\tau_{bx}}{\partial\rho_0} - \frac{1}{\rho_0}\left(\frac{\partial s_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial s_{xy}}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial x}(hT_{xx}) + \frac{\partial}{\partial y}(hT_{xy}) + hu_sS \end{aligned} \quad (4.17)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial h\bar{v}}{\partial t} + \frac{\partial h\bar{v}^2}{\partial y} + \frac{\partial h\bar{u}\bar{v}}{\partial x} = f\bar{u}h - gh\frac{\partial\eta}{\partial y} - \frac{h}{\rho_0}\frac{\partial p_a}{\partial y} - \frac{gh^2}{2\rho_0}\frac{\partial\rho}{\partial y} + \frac{\partial\tau_{sy}}{\partial\rho_0} \\ - \frac{\partial\tau_{by}}{\partial\rho_0} - \frac{1}{\rho_0}\left(\frac{\partial s_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial s_{yy}}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial x}(hT_{xy}) + \frac{\partial}{\partial y}(hT_{yy}) + hv_sS \end{aligned} \quad (4.18)$$

donde la barra sobre una variable indica que está promediada en la vertical y $h = \eta + d$.

Los esfuerzos laterales T_{ij} incluyen la fricción por viscosidad, fricción turbulenta y la advección diferencial, calculados por medio de la formulación de viscosidad de remolino basada en los gradientes de velocidad promediadas en la profundidad:

$$T_{xx} = 2A\frac{\partial\bar{u}}{\partial x}, \quad T_{xy} = A\left(\frac{\partial\bar{u}}{\partial y} + \frac{\partial\bar{v}}{\partial x}\right), \quad T_{yy} = 2A\frac{\partial\bar{v}}{\partial y} \quad (4.19)$$

En el Cuadro 4.2 se dan las de las variables que componen las ecuaciones (4.16) a (4.19).

Cuadro 4.2: Definición de las variables en las ecuaciones de gobierno.

Variable/ Símbolo	Definición	Variable/ Símbolo	Definición
x, y	Coordenadas cartesianas	h	Profundidad
η	Elevación de la superficie del mar	t	Tiempo
ρ	Densidad del agua	ρ_0	Densidad de referencia del agua
p_a	Presión atmosférica	g	Aceleración de la gravedad
S	Descarga	f	Parámetro de coriolis
\bar{u}, \bar{v}	Velocidades en las direcciones x y y promediadas en la vertical	τ_{bx}, τ_{by}	Componentes del esfuerzo de fondo
$T_{xx}, T_{xy}, T_{yx}, T_{yy}$	Componentes del esfuerzo lateral	τ_{sx}, τ_{sy}	Componentes del esfuerzo superficial por viento
$S_{xx}, S_{xy}, S_{yx}, S_{yy}$	Componentes del tensor de radiación	u_s, v_s	Velocidad de descarga de la fuente

4.4.1.1. Técnica de solución

La simplificación de las ecuaciones de aguas someras incluye la suposición de un fluido incompresible, la eliminación de los términos de difusión e inerciales, parametrizando la fricción del fondo y despreciando la variación del fluido en la columna de agua a través de la integración en la vertical, conduciendo a un modelo numérico bidimensional.

Para poder implementar un modelo numérico en un sitio en estudio, se deben realizar mediciones de campo que alimenten a las ecuaciones que serán resueltas, mismas que una vez ejecutado el modelo servirán de punto de comparación, proceso iterativo en el que participan diferentes parámetros y variables, y que termina una vez que se logre reproducir lo más posible la realidad. La técnica de solución puede estar basada en un esquema de primer orden o de segundo orden; la diferencia radica en la precisión y por lo tanto el tiempo de cómputo, el primer esquema es más rápido y menos preciso que el segundo, y tiende a ser utilizado cuando se sabe *a priori* o por experimentación, que los procesos más importantes son llevados a cabo por difusión. Una medida de la estabilidad del esquema numérico es el número de Courant-Friedrich-Levy (CFL), cuando es menor a uno,

mayor es la estabilidad:

$$CFL_{HD} = (\sqrt{gh} + |u|) \frac{\Delta t}{\Delta x} + (\sqrt{gh} + |v|) \frac{\Delta t}{\Delta y} \quad (4.20)$$

donde Δx y Δy son las escalas de longitud características para un elemento en las direcciones x y y y Δt es el incremento de tiempo. Los primeros dos valores son aproximados a partir de la longitud mínima para cada elemento y la profundidad del agua. La discretización de las ecuaciones primitivas es llevada a cabo por medio del método de volúmenes finitos a través de un esquema lineal. El dominio espacial es discretizado por medio de la subdivisión en elementos sin traslape, los cuales pueden ser triangulares o cuadrangulares y la componente de la velocidad es evaluada en el centro de cada elemento.

4.4.1.2. Viscosidad de remolino

El concepto de viscosidad de remolino es utilizado para contrarrestar los esfuerzos de tensión adicionales que resultan de las fluctuaciones turbulentas y demás procesos no resueltos en el espacio y tiempo, son proporcionales al gradiente de la velocidad media, mientras que los modelos de cierre que no incorporan el concepto de viscosidad de remolino resuelven directamente el sistema de ecuaciones. La viscosidad de remolino permite que los esfuerzos tangenciales en las ecuaciones de momentum incorporen tanto al flujo laminar como al turbulento.

4.4.1.3. Modelado de área someras

La Ría de Celestún es un cuerpo de agua somera con un canal principal definido hasta tres cuartas partes tierra adentro desde la boca, a partir de donde el flujo se distribuye llenando la parte norte sin una línea directriz. Durante la llenante, con el avance progresivo de la onda de marea, el alcance de marea va cambiando al inundarse las áreas más distantes de la boca, dicho cambio constituye una frontera móvil, ya que la línea que define la profundidad con valor cero cambia constantemente. La malla de cálculo está compuesta por elementos que están inundados todo el periodo de simulación y por otros que se encuentran en la periferia dentro del rango de variación de la marea y que por lo tanto estarán inundados por un periodo de tiempo limitado que dependerá del ciclo de marea; este problema que tiende a ocasionar inestabilidades numéricas puede ser atacado de varias formas: a) recreando la malla de cálculo en cada iteración, b) eliminando de la malla de cálculo los elementos que lo constituya alguna arista seca e incluyéndolos de

nuevo cuando se inundan, c) eliminando de la malla los elementos formados solo por puntos secos, d) considerando a todos los elementos de la malla independientemente de la condición de humedad a la que se encuentren sujetos, p. ej. no eliminarlos si se secan ya sea todos o alguna de sus aristas, y manipulado las ecuaciones de gobierno de tal forma que se considere una velocidad de flujo cero en los elementos que se encuentren dentro de un rango o valor umbral.

El modelo MIKE21 utiliza una aproximación de frontera móvil, que basa el cálculo del flujo en áreas someras en tres parámetros: profundidad de secado h_{seca} , profundidad mínima de flujo h_{flujo} y profundidad de humedad h_{hum} . Cuando el ancho de la columna de agua en los elementos es menor al valor umbral, éste deja de formar parte de la malla de cálculo (solo se considera el flujo de masa y se considera como cero el flujo de momentum), pudiendo volver a formar parte una vez que sobrepase el mínimo requerido (Scientific documentation, MIKE21, 2009).

Para determinar en qué situación se encuentran los elementos de la malla, se siguen los siguientes criterios:

- Elemento con profundidad suficiente para conducir flujo a través de él: la profundidad en uno de los lados del elemento debe ser mayor a la profundidad de tolerancia h_{flujo} , y la suma de la cota batimétrica del lado donde no se cumple la condición anterior y la elevación de la superficie del lado que sí cumple la condición, debe ser mayor a cero.
- Elemento seco: Si la profundidad del agua es menor que la profundidad de tolerancia h_{seca} , y ninguna de sus caras pertenece a una frontera permanentemente inundada.
- Elemento parcialmente seco: Si la profundidad del elemento es mayor que h_{seca} y menor que la profundidad de tolerancia h_{hum} , o si es menor que h_{seca} pero alguna de sus caras pertenece a una frontera inundada.
- Elemento húmedo: Un elemento presenta esta condición cuando su profundidad es mayor a h_{hum} .

Las profundidades deben de cumplir la siguiente relación: $h_{seco} < h_{flujo} < h_{hum}$. Los valores recomendados son: $h_{seco}=0.005$ m, $h_{flujo}=0.05$ m y $h_{hum}=0.1$ m.

4.4.2. Implementación para la Ría de Celestún

La implementación consiste en la elaboración de la malla computacional por medio de la cual se describen las características principales del área de estudio

(geometría, fricción, fronteras...), a través de la asignación de elevación a los puntos que la constituyen, condiciones iniciales de fricción, viscosidad, y condiciones de frontera.

4.4.2.1. Generación de malla.

En la Figura 4.3 se muestra la batimetría y la malla de cálculo, la profundidad del terreno, la cual va de -4.4 m SNMM en la zona oceánica (color violeta) a una cota de +1.2 m SNMM (color rojo) en la península que separa la Ría del Golfo de México y en la carretera de acceso.

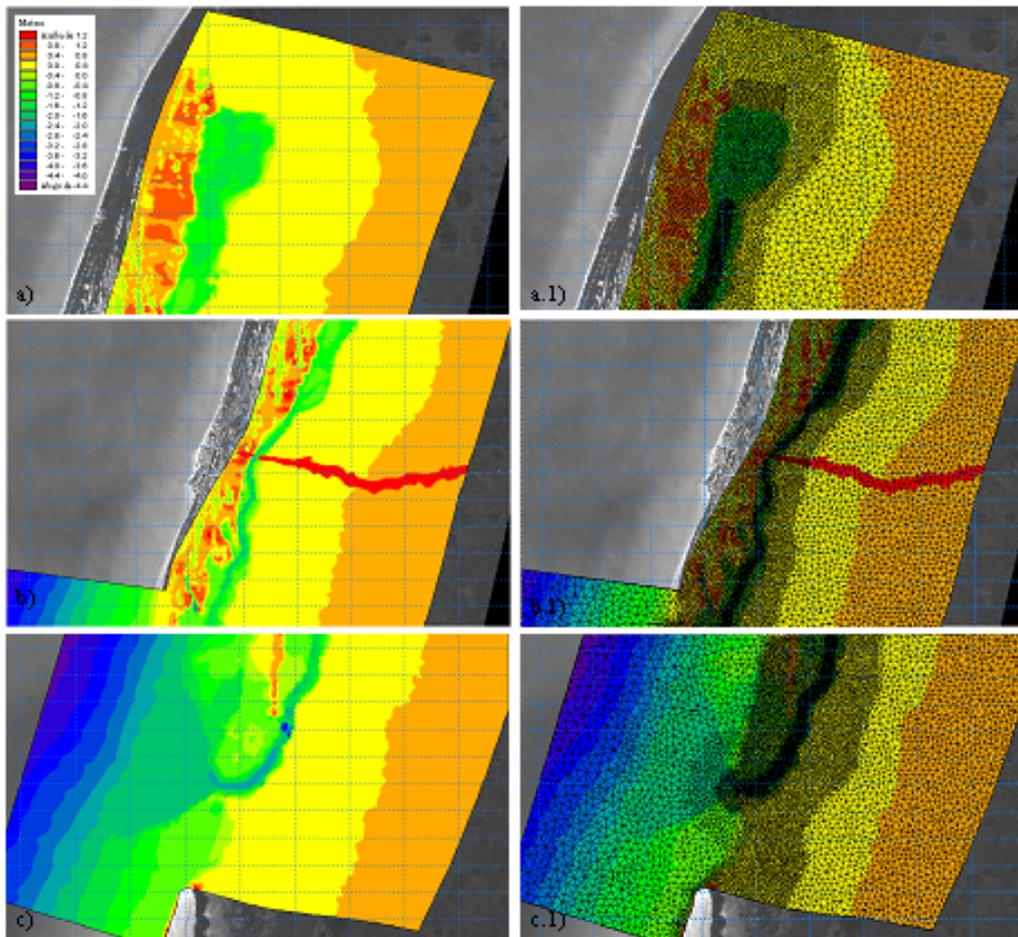


Figura 4.3: Batimetría de (a) la zona norte, (b) centro y (c) boca de la Ría de Celestún, y la correspondiente malla de cálculo computacional, a.1), b.1) y c.1).

La malla fue discretizada en elementos triangulares con una resolución variable, sobresaliendo: la zona oceánica adyacente, el canal principal, el cuerpo de agua, la zona de mangle, la barra de arena y el área de inundación (sur, este y norte de la malla). El tamaño de los elementos aumentó desde las zonas de mayor dinámica,

interés y complejidad geométrica y topobatimétrica, a las zonas más alejadas del cuerpo de la laguna y más uniformes en cuanto a su morfología; es decir, del centro del canal hacia las fronteras, con dimensiones que variaron de 20 m a 560 m.

4.4.2.2. Marea sintética.

La modelación de la hidrodinámica del cuerpo lagunar comprendió: a) implementación y simulaciones de prueba (conservación de masa), b) simulaciones utilizando datos medidos en campo (calibración y validación) y, c) simulaciones hidrodinámicas con marea monocromática con el fin de aislar los procesos de disipación y distorsión debidas a las características físicas del sistema (geometría, batimetría, zonas intermareales,).

Para la obtención de la marea monocromática (una sola frecuencia), se analizó la serie de marea medida en Celestún; el promedio de mareas vivas de dicha serie fue de 0.6325 m, valor considerado bajo respecto al rango máximo (1.2 m). Del cuartil superior de los datos (donde se encuentra el valor medio obtenido) Figura 4.4, se obtuvo un valor medio de 0.76 m, este último valor fue tomado como rango de marea monocromática.

4.4.2.3. Viento.

La serie de tiempo de viento utilizada como forzamiento en las simulaciones (16/10/2008-16/11/2008) fue obtenida de la estación meteorológica en Celestún, Figura 4.5. El *viento dominante* para este periodo fue de 9.08 m.s^{-1} , con dirección NNO (*viento reinante* del NNE), y la velocidad media fue de 3.42 m.s^{-1} (Este).

4.4.2.4. Coeficiente de rugosidad.

La zona marítima externa, el canal principal y las áreas adyacentes, están compuestos por arena con textura media a fina y cubiertos en parte por pastos marinos (*Thalassia testudinum*, principalmente), la zona de mangle, petenes y zona inundable, contienen materia animal y vegetal, la cantidad de arena presente en el sedimento interno de la Ría disminuye (la cantidad de limos y arcilla aumenta) de la boca a la zona norte (CONABIO, 2002; Vega-Cendejas, 2004).

Para fines de tipificación del terreno, desde el punto de vista de su textura y composición, el área de estudio puede ser clasificada en cuatro zonas:

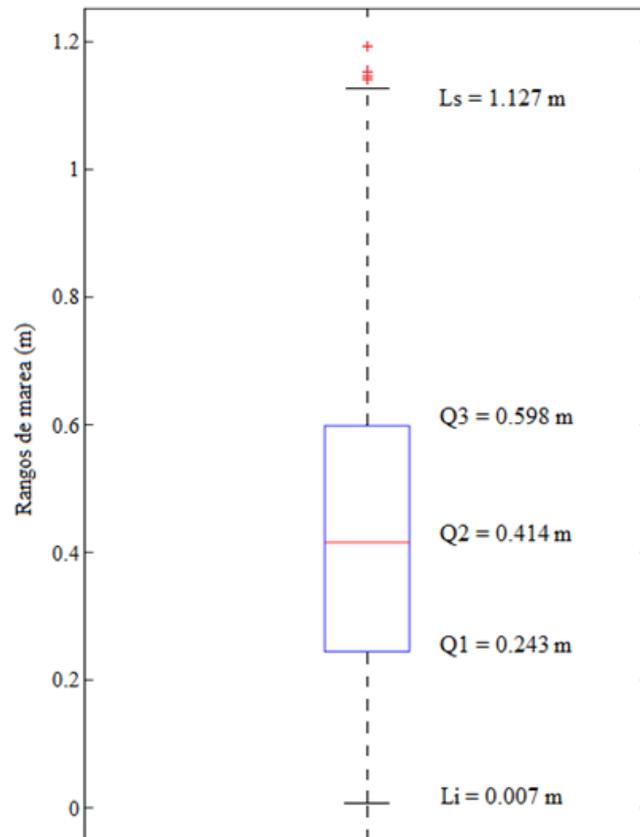


Figura 4.4: Diagrama de caja y bigotes de los rangos de marea obtenidos de la serie de tiempo medida en la zona marina de la Ría.

1. **Zona marítima adyacente.** Profundidad máxima de 8 m, es la zona que menor oposición genera a la onda de marea y con el menor coeficiente de rugosidad (0.01).
2. **Canal principal.** Profundidad máxima de 3 m, compuesto de arena media, abarca desde la boca hasta tres cuartas partes hacia el norte del cuerpo lagunar, coeficiente de rugosidad medio (0.022).
3. **Áreas dyacentes al canal.** Forman parte de las áreas intermareales (desde bajamar hasta el alcance máximo de marea), compuestas de sedimento muy fino, limos y pastos, lo que implica una mayor rugosidad (0.07).
4. **Áreas de mangle y selva baja inundable.** Esta zona del sistema lagunar es la que presenta mayor resistencia al paso de marea, constituida por desechos biogénicos y material terrígeno grueso, que le confiere la mayor rugosidad (0.2).

En la Figura 4.6 se muestra el mapa de Manning utilizado, los valores de rugosidad

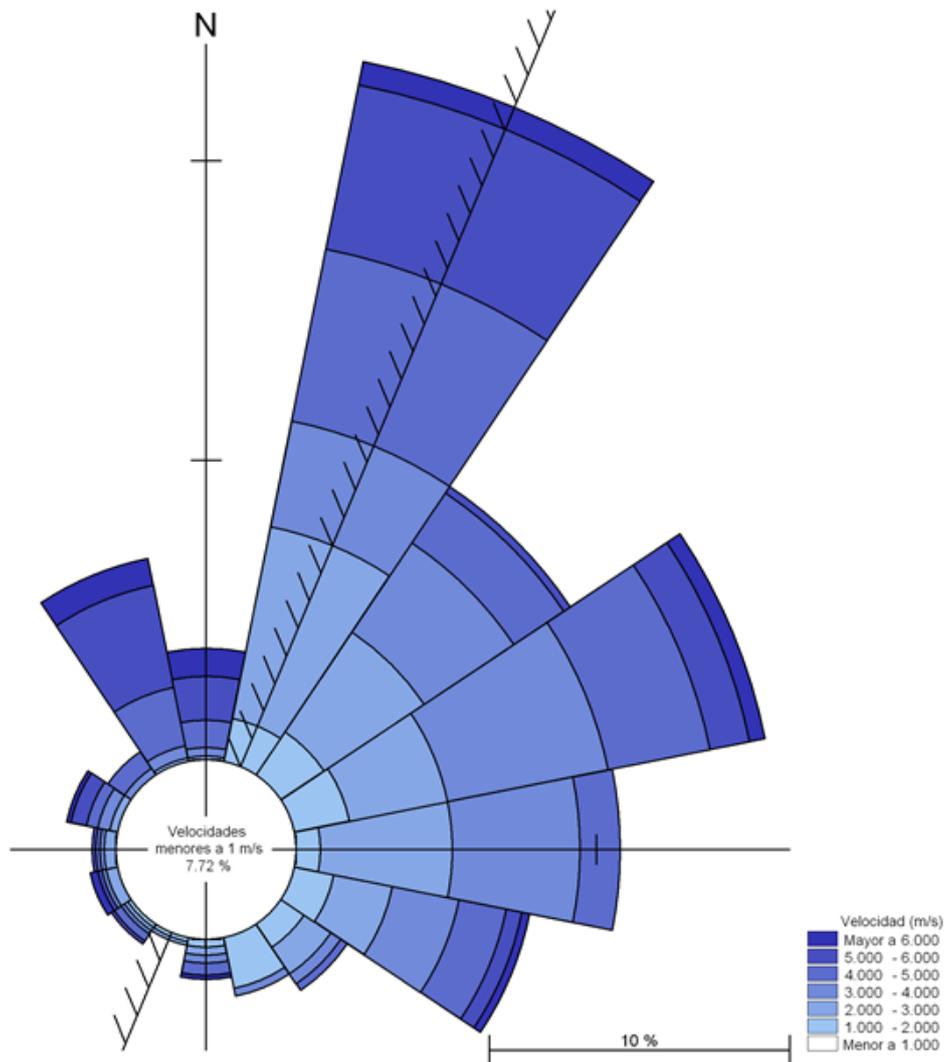


Figura 4.5: Rosa de viento para el mes de octubre de 2008, se indica de donde viene el viento.

van de 100 (coeficiente de Manning de 0.01) en la zona oceánica, a 14 (0.07) en las zonas adyacentes.

4.4.3. Calibración del modelo hidrodinámico

La señal observada en los tres puntos de medición de la Ría, zona externa, centro y norte (ver sección 5.2.3) son un resumen de los diferentes agentes físicos y meteorológicos que en conjunto modifican la fluctuación del nivel del mar, y por lo tanto la circulación y el transporte de materia, a lo largo del cuerpo lagunar.

La marea -entendiéndola como una variación vertical de la superficie del mar en

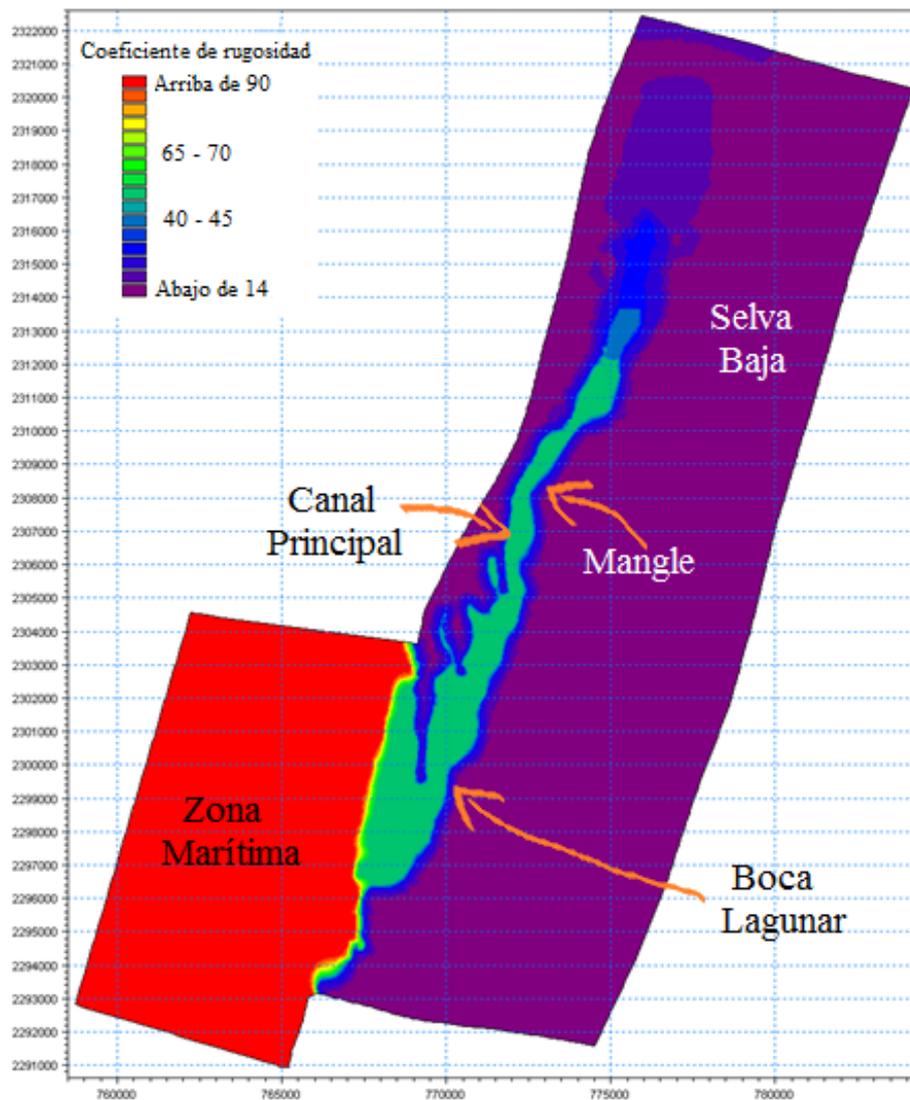


Figura 4.6: Mapa de coeficientes de rugosidad de Manning.

el tiempo- por lo tanto, dentro de un cuerpo lagunar, está gobernada predominantemente por los siguientes fenómenos (Farreras, 2006):

- Astronómicos: Movimiento de las masas de agua, como resultado de la interacción de fuerzas gravitacionales entre planetas y astros.
- Meteorológicos: Modificada principalmente por viento, precipitación, gradientes de presión atmosférica y evaporación -los cuerpos de agua de baja profundidad siguen rápidamente las variaciones de la temperatura del aire, y si está cubierto de vegetación, las pérdidas de agua a la atmósfera incorporan otro sumando: la transpiración (evaporación de agua en un ser vivo) plantas en este caso-.

Además de éstos, existen otros fenómenos y características que con relativa im-

portancia modifican la fluctuación de la superficie del mar:

- Gradientes de densidad, cambios en la salinidad y temperatura, que pueden existir tanto horizontal como verticalmente, y que conducen a movimientos de masas de agua.
- La existencia de fuentes y sumideros, características de infiltración y escurrimiento.
- Causas particulares de cada cuerpo lagunar, influencia de la longitud y forma del cuerpo lagunar:
 - La morfología de la cuenca: La forma del fondo, su asomeramiento, el material del que esté compuesto y la existencia o no de vegetación, así como las características de ésta crean un retraso y un amortiguamiento de la señal; y la pendiente tanto longitudinal como transversal, que tiene implicaciones en las magnitudes y direcciones de las velocidades de corriente.
 - El carácter de *cuerpo semi-cerrado* de la parte norte de la Ría, que lo convierte en un *semi-lago* con probabilidad de atrapar la onda de marea al reflejarla parcial o totalmente, creándose así una onda estacionaria.
 - Efecto de la no-linealidad de la fricción de fondo: Aumento de fricción que retrasa el avance de la onda en bajamar, la capa límite adyacente al fondo es mayor -respecto a la altura de agua total- en bajamar que en pleamar, lo que conduce a una modificación de la onda idealizada sinusoidalmente para cada uno de los componentes, que a su vez genera una superposición de ondas que crean nuevos constituyentes de marea, con frecuencias resultantes de la suma, resta, múltiplos y submúltiplos de las frecuencias originales. Estas ondas son llamadas *componentes de aguas someras*.

El grado de aporte de la componente de marea de origen astronómico al comportamiento de la marea, es generalmente mayor, sobre todo en la parte del cuerpo lagunar que está en contacto directo con la zona oceánica, y al propagarse la onda de marea hacia la zona más alejada de la boca, va siendo mayor (aún siendo éste muy pequeño) el aporte de la marea meteorológica, y en algunos casos llegar a ser la marea dominante, aun cuando ésta última a diferencia de la primera, es en parte periódica y en parte no periódica. El carácter periódico puede ser: *diurno*, variaciones de las brisas y vientos locales; periodicidades de *5 a 15 días*, variaciones de la presión atmosférica local; y *mensuales o estacionales*, de acuerdo con la variabilidad del clima. El carácter aperiódico se debe a fenómenos meteorológicos

esporádicos como los huracanes. Teniendo por lo tanto, también una implicación eventual y aperiódica, los otros acontecimientos menores antes mencionados que actúan sobre el movimiento vertical de la superficie del mar.

4.4.3.1. Datos de entrada, variables y parámetros de calibración

Los parámetros de entrada para la simulación hidrodinámica son los siguientes:

- **Viscosidad de remolino:** El concepto de viscosidad de remolino se basa en la suposición de que las tensiones turbulentas son proporcionales al gradiente de la velocidad media, mientras que los modelos de cierre que no incorporan el concepto de viscosidad de remolino resuelven directamente el sistema de ecuaciones.

La viscosidad de remolino horizontal, puede ser especificada de dos maneras: Formulación de viscosidad cinemática constante (en $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) y la formulación de Smagorinsky, en la cual el valor de viscosidad es escalada en función de la longitud característica de los elementos que componen la malla, el valor del cual se parte oscila entre 0.25 y 1, éste último generalmente es el mismo para todo el dominio de cálculo.

- **Fricción de fondo:** Generalmente especificada en términos del número de Manning, con el cual se indica la resistencia que opone el fondo al paso del flujo de corriente, y que está basado en el tipo de suelo, sedimentación y erosión de los granos que lo componen, vegetación, forma y orden del canal. Éste puede ser especificado de manera constante con un valor único que cubra todo el dominio o como un mapa, en el cual dependiendo de las características de las diferentes zonas de que esté compuesta el área, sean especificados valores diferentes para cada una de ellas. Hay que hacer notar que aquí el Número de Manning es inverso al coeficiente de Manning.
- **Condiciones iniciales** para las variables hidrodinámicas en el área de estudio: En este apartado se puede utilizar tres aproximaciones iniciales, i) Utilizar un valor único inicial en la elevación del nivel del mar y de corrientes para toda el área de estudio, ii) Utilizar un valor del nivel del mar que varíe en el área de estudio, y iii) Utilizar un valor del nivel del mar y de corrientes que varíe en el área de estudio. En las simulaciones realizadas, siempre se utilizó como elevación inicial el correspondiente al primer dato de la serie de tiempo de marea.
- **Condiciones de frontera:** Las fronteras del modelo pueden ser de seis tipos, agrupados en dos conjuntos: 1) Frontera del tipo tierra, ésta es utilizada cuando no hay flujo de materia a través de ella, puede ser de dos

tipos según se especifique la velocidad, velocidad normal a la frontera igual a cero y velocidad normal y tangencial respecto a la frontera igual a cero, 2) Especificación de alguna variable como lo pueden ser las velocidades, un flujo, nivel del mar o una descarga, las cuales a su vez pueden ser constantes en el tiempo y espacio, variable en el tiempo y constante en el espacio, y variables en el espacio y tiempo.

En la Cuadro 4.3 se resumen los datos de entrada al modelo, mismos que en los siguientes apartados son descritos, algunos más a fondo que otros, dependiendo de su relevancia y/o capacidad de modificación.

4.4.3.2. Elaboración de series de tiempo de marea sintética, de marea medida en la zona marina y de viento medido en Celestún

Con el objetivo de analizar los cambios de amplitud y fase en la onda de marea al ser propagada sobre el cuerpo lagunar y área adyacente, así como el de analizar los patrones de circulación en la laguna costera, se realizaron simulaciones primeramente con una serie de tiempo de marea sintética y después con la serie de tiempo de marea medida en la zona externa a la Ría de Celestún, zona oceánica. Para la marea sintética la serie consistió en una constituyente armónica diurna K_1 , *periodo idealizado de 24 h*, con una rango de marea constante de 0.6 m y para un periodo de 15 días.

La serie de tiempo de marea medida por el instrumento ADCP en la zona externa, localizado en las coordenadas UTM (759671.79, 2303129.48), fue utilizada como forzamiento para las simulaciones de carácter real. Dicha serie comprendió un periodo total de 106 días, aún cuando para efectos de calibración solamente fueron utilizados periodos menores, los cuales dependieron de lo que se buscara y/o de los periodos comprendidos por otras variables, por lo general de 7 a 30 días de registro.

Por otro lado, la serie de tiempo de viento utilizada como forzamiento en las simulaciones forma parte de la serie total obtenida de la estación meteorológica localizada en Celestún, en las coordenadas: $20^{\circ} 51' 29''$ latitud norte y los $90^{\circ} 22' 59''$ longitud oeste, la cual comprende de enero de 2005 a junio de 2009. El periodo de las simulaciones numéricas realizadas para efectos de calibración, fue de un mes, de octubre a noviembre de 2008. Dicho periodo coincide con el inicio de las series de tiempo de nivel del mar registradas en la parte media y norte de la Ría de Celestún, series con las cuales se realizó la calibración del nivel del mar simulado con el modelo.

Cuadro 4.3: Resumen de los datos de entrada utilizados en las simulaciones hidrodinámicas.

Datos de entrada para la simulación hidrodinámica	
Técnica de solución	Orden bajo, algoritmo rápido; incremento de tiempo mínimo= 0.01 s incremento de tiempo máximo: 3600 s; Número crítico de CFL= 0.8.
Mojado y secado (h)	Profundidad de secado: 0.005 m, profundidad de inundación =0,05, profundidad de mojado: 0.01 m.
Densidad (ρ)	Barotrópica.
Viscosidad de remolino ($T_{xx}, T_{xy}, T_{yx}, T_{yy}$)	Formulación Smagorinsky: Constante de 0.28. Únicamente se cambió en tres simulaciones con el objetivo de analizar la influencia de éste en la hidrodinámica.
Resistencia del fondo (τ_{bx}, τ_{by})	Número de Manning: Variable en el dominio, mínimo en el canal principal, máximo en el área adyacente. Éste fue el más dinámico de los parámetros de calibración.
Sumidero	Se realizaron pruebas incluyendo un sumidero, por medio de la extracción de agua del cuerpo lagunar hacia fuera, siendo variable tanto la cantidad extraída como su distribución a lo largo del cuerpo lagunar.
Condiciones iniciales (η, \bar{u}, \bar{v})	Valor constante sobre todo el dominio de cálculo igual al primer valor de la marea con respecto al NMM y velocidades iguales a cero.
Condiciones de frontera	
Frontera abierta (η)	Forzamiento de marea; señal del nivel del mar variable en el tiempo, observación realizada en las coordenadas UTM (759671.79, 2303129.48) correspondientes a la ubicación del sensor oceanográfico ADCP.
Tierra	El resto de la delimitación del área de estudio fue especificada como tierra, velocidad normal igual a cero.
Datos de salida	Nivel de la superficie libre respecto a la batimetría, velocidades y descargas (gastos).

4.4.3.3. Elaboración de mapas de coeficientes de fricción (mapas de Manning)

La manera en la cual se introdujo el parámetro rugosidad a las simulaciones hidrodinámicas, fue por medio de la asignación de valores a las diferentes áreas en las que para tal efecto fue previamente dividida la zona de estudio, dicha división consistió en tres partes: océano, cuerpo lagunar y área adyacente (poniente, brazo de arena y oriente, mangle).

Los datos recomendados del coeficiente de Manning para indicar el valor de rugosidad en el modelo, van de $20 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ a $40 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$, es decir, un número de Manning de 0,025 a 0,05 (DHI, 2009). La bibliografía (Chow, 1994), indica que, el valor mínimo recomendado, corresponde a una corriente natural irregular, con ondulaciones en el fondo, en suelo de grava o esquistos arcillosos, vegetación y una altura de lámina de agua suficiente, y el máximo corresponde a corrientes naturales irregulares, con meandros, embalses y bajos con remolinos de poca importancia.

En el departamento de hidrología de la Universidad Autónoma de Yucatán, se han realizado estudios acerca de los coeficientes de rugosidad en algunos esteros en la península de Yucatán (Sánchez y Pinto, 1999; Cámara Novelo, 2007), en los cuales se han encontrado valores de Manning que van de los 0,15 a 0,32. Como se ve, éstos son mucho mayores que los recomendados por los creadores del modelo hidrodinámico para corrientes naturales marinas y costeras, y según las tablas de valores encontradas en la bibliografía, dichos valores tan altos corresponden a áreas de inundación adyacentes al cuerpo de agua.

En vista de la ambigüedad en el rango de valores de rugosidad tanto recomendados como encontrados y debido a que aún cuando se pueden generalizar los diferentes cuerpos de agua respecto a un tipo de fondo, lo mejor para el caso de una calibración numérica es probar con varios valores basados tanto en la bibliografía como en estudios de casos con semejantes características y/o localizados en lugares cercanos al área de estudio, por lo anterior. Se optó por utilizar primeramente los valores medios recomendados para después aumentarlos o disminuirlos de acuerdo con el comportamiento esperado de las variables ambientales a calibrar.

Al utilizar diferentes valores de rugosidad en el espacio, pero constantes en el tiempo, se tuvo la necesidad de utilizar *mapas*, es decir una representación gráfica

del área de estudio sobre la cual se colocaron los números de Manning. Tal y como se mencionó al inicio de este apartado, la zona de estudio se dividió en tres partes: océano, cuerpo lagunar y área adyacente (poniente, brazo de arena y oriente, mangle), a las cuales se les asignó un valor dependiendo de sus características, por lo que la calibración -en cuanto a la fricción se refiere- consistió básicamente en cambiar dicho parámetro. Primeramente se utilizaron los valores de fricción más bajos para el área oceánica y del cuerpo lagunar, y los valores más altos para las áreas adyacentes.

4.5. Escenarios del IPCC de aumentos del nivel del mar

Se analizaron los escenarios de aumento del nivel del mar dados por el IPCC que servirán de base para las simulaciones numéricas (IPCC 1991, 1992, 1997 y 2007, IEEE-IPCC 2000); El Grupo Intergubernamental del Cambio Climático (IPCC, por sus siglas en inglés) emitió un rango de valores probables de aumento del nivel del mar para seis escenarios futuros, agrupados a su vez en cuatro familias (A1, A2, B1, B2) basadas en una serie de fuerzas originantes demográficas, económicas y tecnológicas, en conjunto con los escenarios de emisiones, originalmente desarrollados por Nakičenič y Swart (2000).

Las emisiones fueron evaluadas mediante una jerarquía de modelos que abarca un modelo climático simple, varios modelos de complejidad intermedia, y un gran número de modelos de circulación general atmósfera-océano (MCGAO). Los escenarios son definidos como una representación de la evolución futura de las emisiones de sustancias que podrían ser radiactivamente activas (p. ej. gases de efecto invernadero), basada en un conjunto de suposiciones sobre las fuerzas que las determinan, antes mencionadas, y las principales relaciones entre ellos.

La familia de escenarios A1 presupone un crecimiento económico mundial muy rápido, un máximo de la población mundial hacia mediados de siglo, y el uso de tecnologías nuevas y más eficientes. Se divide en tres grupos, que reflejan tres direcciones alternativas de cambio tecnológico: intensiva en combustibles fósiles (A1FI), energías de origen no fósil (A1T), y equilibrio entre las distintas fuentes (A1B). La familia B1 describe un mundo convergente, con la misma población mundial que A1, pero con una evolución más rápida de las estructuras económicas hacia una economía de servicios y de información.

La familia B2 describe un planeta con una población intermedia y un crecimiento económico intermedio, más orientada a las soluciones locales para alcanzar la sustentabilidad económica, social y medioambiental. La familia A2 describe un escenario muy heterogéneo, con un fuerte crecimiento de población y un desarrollo económico y tecnológico lento (Informe Especial del IPCC, 2007).

En la Cuadro 4.4 se muestran los intervalos probables del promedio mundial del aumento del nivel del mar para el período 2090-2099, en base al Informe Especial del IPCC sobre Escenarios de Emisiones (EIEE, IPCC. 2007). Como se aprecia, para un escenario con un uso equilibrado de combustibles fósiles y no fósiles para la obtención de energía, el aumento del nivel medio del mar sería en el más extremo de los casos de 0.60 m, máximo del rango mostrado, el cual tiene una tasa de 0.425 cm/año, lo que indicaría, utilizando los valores medios, un aumento de 21.25 cm en 50 años y de 42.5 cm en 100 años.

Los espacios de tiempo mencionados, son los periodos que se pretenden simular, más sin embargo, el IPCC indica que aunado a los rangos de la Cuadro 4.4, debe incorporarse el probable aumento en la contribución del flujo de hielo en los polos, lo que crea un aumento de 0.15 m en los máximos valores de los rangos calculados, lo que genera valores de aumento del nivel el mar proyectados para 50 y 100 años de 25 cm y 50 cm, respectivamente.

En vista de lo anterior, se propone que los escenarios a modelar para estudiar la respuesta de la Ría de Celestún sean:

- Escenario para 50 años: Aumento de 25 cm. del nivel del mar.
- Escenario para 100 años: Aumento de 50 cm. del nivel del mar.

4.5.1. Modos de simulación (modificación de la batimetría contra modificación del forzamiento)

Hay dos maneras en las cuales se pueden simular y presentar los resultados de escenarios de aumento del NMM: 1) Modificando la topo-batimetría de la zona (aumentando la cota batimétrica, e introduciendo el mismo forzamiento de onda monocromática con un rango de marea constante), y 2) Cambiando la señal utilizada como forzamiento.

En este trabajo se procedió de acuerdo con el inciso 2, por lo que los valores de profundidad en todas las figuras en donde se están mostrando los resultados de superficie libre obtenidos de escenarios de aumento del NMM (por ejemplo,

Cuadro 4.4: Proyecciones del promedio mundial del calentamiento en superficie y del aumento del nivel del mar al final del siglo XXI.

Escenarios IEEE	Cambio de Temperatura (°C) en 2090-2099 respecto de 1980-1999		Aumento del NMM (m) en 2090-2099 respecto de 1980-1999 Intervalo obtenido a partir de modelos, Excluidos los cambios dinámicos rápidos futuros del flujo del hielo
	Estimación óptima	Intervalo probable	
Escenario B1	1.8	1.1-2.9	0.18-0.38
Escenario A1T	2.4	1.4-3.8	0.20-0.45
Escenario B2	2.4	1.4-3.8	0.20-0.45
Escenario A1B	2.8	1.7-4.4	0.21-0.48
Escenario A2	3.4	2.0-5.4	0.23-0.51
Escenario A1F1	4.0	2.4-6.4	0.26-0.59

figuras donde se muestran áreas de inundación), están referenciados respecto al NMM actual. Se procedió de la manera anteriormente descrita, con el objetivo de realizar una comparación de alcances máximos del nivel del mar sobre el área de estudio, tomando como referencia la topo-batimetría actual (NMM actual).

4.6. Análisis de tendencias de transporte de sedimento y estabilidad en la boca

El análisis de flujo y corrientes en la boca lagunar consistió en determinar los cambios generados en el flujo y reflujo al evaluar los dos escenarios de aumento del NMM, haciendo énfasis en el prisma de marea y la duración de los componentes de un ciclo de marea mencionados (Salles, 2005). Por otro lado, se evaluaron los cambios en las velocidades máximas de la corriente y en los gastos a través de la boca. Así mismo, se analizó el tipo de régimen, por medio de la distorsión de la onda de marea en la Ría de Celestún. Por último, los resultados derivados de dichas simulaciones se compararon con la condición actual.

4.6.1. Simplificación de la estimación de transporte de sedimentos

Si la velocidad de la marea está compuesta, como en este caso, por una componente principal y una componente secundaria desarrollada en aguas someras, y la ecuación del transporte de sedimento tiene una relación no lineal con dicha

velocidad, el sistema podrá tener entonces una dominancia (transporte neto) al flujo o reflujo (Fry, 1987). El transporte de sedimento por fondo puede ser descrito, por ejemplo, por medio de la ecuación de Meyer-Peter & Müller, la cual fue obtenida de relaciones empíricas (Meyer-Peter & Müller, 1948); la ecuación original fue cambiada por Wilson (1966) para incluir el parámetro de Shields:

$$q_{sb} = 8 \left[d \sqrt{\left(\frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right) \rho g d} \right] (\psi - \psi_c)^{3/2} \quad (4.21)$$

donde: q_{sb} es la tasa de transporte por unidad de ancho, ψ es el parámetro de Shields,

ψ_s es el parámetro de Shields crítico, define el inicio del movimiento del sedimento,

d es el diámetro del grano,

ρ_s es la densidad del sedimento, y

ρ es la densidad del agua.

El parámetro de Shields está dado por:

$$\psi = \frac{\tau_0}{\left(\frac{\rho_s}{\rho} \rho g d \right)} \quad (4.22a)$$

$$\tau = u_*^2 \rho u_* \propto \bar{u} \quad (4.22b)$$

$$u_* \propto \bar{u} \quad (4.22c)$$

$$\tau_0 \propto \bar{u}^2 \quad (4.22d)$$

donde: τ_0 es el esfuerzo cortante en fondo,

u_* es la velocidad al cortante,

\bar{u} es la profundidad promediada en la vertical,

ψ se diferencia de ψ_c en el uso de la velocidad al cortante crítica, después de la cual se inicia el movimiento de las partículas de sedimento.

Una forma de cuantificar cualitativamente los cambios en el potencial de transporte de sedimentos a través de una boca lagunar, es por medio de una forma

simplificada de la ecuación de transporte (ecuación 4.21); si se trabaja con un sedimento cuyas características no cambian en el tiempo, un solo tipo de sedimento, la velocidad crítica puede ser considerada una constante y por lo tanto ψ_c es igual a cero, y se tiene por lo tanto:

$$q_{sb} \propto \bar{u}^3 \tag{4.23}$$

Esta simplificación realizada a la ecuación de Meyer-Peter & Müller, permite realizar una estimación del transporte de sedimento por fondo como un valor proporcional a cubo de la velocidad de la corriente de la onda de marea promediada en la vertical.

Capítulo 5

Resultados

A continuación se describen los resultados obtenidos para cada uno de los objetivos y metas propuestas en el proyecto de investigación.

5.1. Análisis de datos

En los siguientes dos sub-capítulos se describen los resultados del análisis estadístico y extremal realizado a las series de tiempo de oleaje y viento, respectivamente.

5.1.1. Oleaje

5.1.1.1. Análisis estadístico

Se realizó un análisis estadístico de las predicciones de altura de ola significativa, periodo y dirección, con magnitudes reportadas en m, segundos y grados sexagesimales (convención oceanográfica), respectivamente, realizada en el proyecto de Peligro, vulnerabilidad y riesgo asociados a la erosión e inundaciones en el litoral del Estado de Yucatán (Appendini, *et al.*, 2011), correspondiente a la serie simulada del año 1979 al año 2008 con un intervalo de tiempo de 3 horas, extraída del punto mas cercano a la zona de interés, la Ría de Celestún, con coordenadas 90.68° de longitud oeste y 20.74° de latitud norte.

El análisis estadístico de la serie de tiempo se dividió en cuatro partes, las cuales fueron:

- Primavera: 21 de marzo a 20 de junio.
- Verano: 21 de junio a 20 de septiembre.
- Otoño: 21 de septiembre a 20 de diciembre.
- Invierno: 21 de diciembre a 20 de marzo.

Estación de Primavera. El patrón general de oleaje para este periodo de la serie muestra una mayor dirección de aproximación de las direcciones NNO-ENE. En el Cuadro 5.1 se muestran las frecuencias de altura de ola respecto a la dirección de aproximación.

Cuadro 5.1: Frecuencias de la altura de ola significativa (H_s) respecto a su dirección asociada para la estación de primavera.

Dirección	Observaciones	%	H_s (m)				
			0 - 0.5	0.5 - 1	1 - 1.5	1.5 - 2	2 - 2.5
N	4801	21.74	10.04	10.63	1.02	0.06	0.00
NNE	7369	33.37	12.53	20.12	0.72	0.00	0.00
NE	1959	8.87	3.68	5.15	0.04	0.00	0.00
ENE	1030	4.66	1.60	3.05	0.01	0.00	0.00
E	797	3.61	1.08	2.50	0.03	0.00	0.00
ESE	681	3.08	0.74	2.30	0.04	0.00	0.00
SE	757	3.43	0.68	2.67	0.08	0.00	0.00
SSE	678	3.07	0.77	2.26	0.04	0.00	0.00
S	437	1.98	1.01	0.96	0.00	0.00	0.00
SSO	263	1.19	0.90	0.29	0.00	0.00	0.00
SO	199	0.90	0.81	0.10	0.00	0.00	0.00
OSO	161	0.73	0.67	0.05	0.00	0.00	0.00
O	125	0.57	0.51	0.06	0.00	0.00	0.00
ONO	186	0.84	0.57	0.27	0.00	0.00	0.00
NO	560	2.54	0.95	0.91	0.45	0.16	0.07
NNO	2077	9.41	2.73	4.75	1.60	0.29	0.05
Total	22080	100	39.28	56.06	4.04	0.51	0.12

En la primer columna se presenta cada una de las direcciones -en código alfabético- de los cuadrantes en un plano sexagesimal con un intervalo de 22.5° , partiendo de la dirección norte hacia el este, en la segunda y tercera columna se muestra el número de datos simulados y el porcentaje de ocurrencia del total de la serie de tiempo, respectivamente, para cada una de las direcciones. Se aprecia como el oleaje provino principalmente del sector NNO-NEE, comprendiendo el 78.05% de todos los datos para la estación de primavera.

En el Cuadro 5.2 se muestra las alturas de ola medias y máximas que se simu-

laron para el punto de interés, en cada una de las direcciones. Se aprecian en general alturas medias muy pequeñas, esto se debe a la cantidad de datos y a la predominancia de alturas menores a 1 m. Las alturas de ola medias por dirección van de 0.34 m a 0.74 m y las máximas de 0.65 m a 2.28 m, siendo que el oleaje de mayor magnitud provino del NNO.

Cuadro 5.2: Altura de ola significativa promedio y máxima para la época de primavera (m).

Altura de ola	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE
Media	0.56	0.56	0.53	0.55	0.57	0.60	0.63	0.61
Máxima	1.75	1.35	1.2	1.11	1.10	1.20	1.16	1.33
	S	SSO	SO	OSO	O	ONO	NO	NNO
Media	0.51	0.42	0.36	0.34	0.36	0.44	0.78	0.74
Máxima	1.06	0.86	0.75	0.65	0.78	0.96	2.22	2.28

Estación de Verano. El patrón general de oleaje para este periodo de la serie muestra una mayor dirección de aproximación del sector N-ENE. Comprendiendo el 77% de la muestra, Cuadro 5.3.

En el Cuadro 5.4 se muestran las alturas de ola medias y máximas para el punto de interés, para cada una de las direcciones. Se aprecian en general alturas medias menores a 0.5 m y máximas de hasta 2.12 m; las alturas de ola medias por dirección oscilaron entre 0.32 m y 0.54 m y las máximas de 1 m a 2.12 m, el oleaje de mayor altura provino del N.

Estación de Otoño. El oleaje provino principalmente (77% de la muestra) del sector NNO-NNE. En el Cuadro 5.5 se muestran las frecuencias de altura de ola respecto a la dirección de aproximación. El 60% de ese oleaje fue menor o igual a 1 m.

En el Cuadro 5.6 se muestran las alturas de ola medias y máximas simuladas para esta estación, en cada una de las direcciones. Se ven en general alturas medias menores a 0.4 m y máximas de hasta 2.37 m, *las mayores de la serie de tiempo de 30 años*; las alturas de ola medias por dirección fueron de 0.39 m a 0.84 m y las máximas de 0.92 m a 2.37 m, el oleaje de mayor magnitud provino del NNO.

Cuadro 5.3: Frecuencias de la altura de ola significativa (H_s) respecto a su dirección asociada para la estación de verano.

Dirección	Observaciones	%	H_s (m)				
			0 - 0.5	0.5 - 1	1 - 1.5	1.5 - 2	2 - 2.5
N	3394	15.37	13.30	2.00	0.05	0.01	0.00
NNE	8814	39.92	28.60	11.25	0.05	0.01	0.00
NE	3349	15.17	11.27	3.89	0.00	0.00	0.00
ENE	1545	7.00	5.14	1.84	0.01	0.00	0.00
E	995	4.51	3.24	1.26	0.00	0.00	0.00
ESE	659	2.98	2.18	0.79	0.00	0.01	0.00
SE	465	2.11	1.52	0.58	0.00	0.00	0.00
SSE	307	1.39	0.96	0.43	0.00	0.00	0.00
S	188	0.85	0.76	0.10	0.00	0.00	0.00
SSO	152	0.69	0.64	0.05	0.00	0.00	0.00
SO	130	0.59	0.45	0.14	0.00	0.00	0.00
OSO	152	0.69	0.56	0.11	0.01	0.00	0.00
O	285	1.29	0.86	0.24	0.15	0.04	0.00
ONO	383	1.73	1.05	0.57	0.09	0.00	0.00
NO	398	1.80	1.01	0.57	0.20	0.01	0.00
NNO	864	3.91	2.65	1.04	0.20	0.01	0.00
Total	22080	100	74.21	24.87	0.79	0.12	0.02

Cuadro 5.4: Altura de ola significativa promedio y máxima para la época de verano, altura de ola en m.

Altura de ola	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE
Media	0.35	0.41	0.43	0.45	0.46	0.45	0.45	0.44
Máxima	2.12	1.66	1.66	1.28	1.02	1.93	2.21	0.82
	S	SSO	SO	OSO	O	ONO	NO	NNO
Media	0.37	0.32	0.38	0.51	0.50	0.54	0.54	0.46
Máxima	0.80	0.92	0.93	1.31	1.93	2.04	1.52	2.09

Estación de Invierno. En esta estación el oleaje provino predominantemente del sector NO-NE Cuadro 5.7, comprendiendo el 89% de todos los datos para la estación de invierno. Este porcentaje estuvo distribuido principalmente entre los intervalos de clase de 0-0.5 m y 0.5-1 m, con excepción del oleaje proveniente de

Cuadro 5.5: Frecuencias de la altura de ola significativa (H_s) respecto a su dirección asociada para la estación de otoño.

Dirección	Observaciones	%	H_s (m)				
			0 - 0.5	0.5 - 1	1 - 1.5	1.5 - 2	2 - 2.5
N	7228	33.10	12.44	18.21	2.20	0.23	0.01
NNE	4671	21.39	10.70	10.45	0.24	0.00	0.00
NE	1076	4.93	2.80	2.12	0.01	0.00	0.00
ENE	395	1.81	1.10	0.71	0.00	0.00	0.00
E	271	1.24	0.75	0.49	0.00	0.00	0.00
ESE	224	1.03	0.57	0.44	0.01	0.01	0.00
SE	187	0.86	0.43	0.43	0.00	0.00	0.00
SSE	210	0.96	0.43	0.53	0.00	0.00	0.00
S	181	0.83	0.46	0.36	0.00	0.00	0.00
SSO	138	0.63	0.46	0.17	0.00	0.00	0.00
SO	142	0.65	0.54	0.08	0.03	0.00	0.00
OSO	106	0.49	0.37	0.06	0.04	0.02	0.00
O	155	0.71	0.38	0.20	0.08	0.05	0.00
ONO	374	1.71	0.81	0.68	0.10	0.05	0.07
NO	1643	7.52	1.39	3.61	1.75	0.64	0.13
NNO	4839	22.16	4.46	11.34	4.85	1.21	0.30
Total	21840	100	38.06	49.89	9.33	2.21	0.51

Cuadro 5.6: Altura de ola significativa promedio y máxima para la época de otoño (m).

Altura de ola	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE
Media	0.61	0.50	0.48	0.49	0.49	0.45	0.52	0.53
Máxima	2.15	1.47	1.08	0.96	0.93	1.41	0.92	1.20
	S	SSO	SO	OSO	O	ONO	NO	NNO
Media	0.50	0.42	0.39	0.45	0.64	0.64	0.88	0.84
Máxima	1.36	1.19	1.53	1.79	2.00	2.30	2.30	2.37

la dirección NNO, cuyo mayor porcentaje se presentó en la marca de clase de 0.5 a 1 m y de 1 a 1.5 m.

En el Cuadro 5.8 se muestran las alturas de ola medias y máximas en el punto

Cuadro 5.7: Frecuencias de la altura de ola significativa (H_s) respecto a su dirección asociada para la estación de invierno.

Dirección	Observaciones	%	H_s (m)				
			0 - 0.5	0.5 - 1	1 - 1.5	1.5 - 2	2 - 2.5
N	6706	30.95	10.85	17.12	2.66	0.32	0.01
NNE	4371	20.18	8.12	11.80	0.25	0.00	0.00
NE	899	4.15	1.74	2.40	0.01	0.00	0.00
ENE	454	2.10	0.83	1.26	0.01	0.00	0.00
E	279	1.29	0.52	0.76	0.00	0.00	0.00
ESE	281	1.30	0.40	0.89	0.00	0.00	0.00
SE	313	1.44	0.39	1.03	0.03	0.00	0.00
SSE	365	1.68	0.45	1.21	0.02	0.00	0.00
S	311	1.44	0.51	0.91	0.01	0.00	0.00
SSO	197	0.91	0.54	0.36	0.00	0.00	0.00
SO	184	0.85	0.68	0.17	0.00	0.00	0.00
OSO	179	0.83	0.69	0.13	0.00	0.00	0.00
O	157	0.72	0.62	0.10	0.00	0.00	0.00
ONO	141	0.65	0.47	0.12	0.03	0.03	0.01
NO	1270	5.86	0.90	1.98	1.83	0.86	0.28
NNO	5557	25.65	3.63	12.86	6.48	2.10	0.58
Total	21664.00	100	31.34	53.11	11.36	3.31	0.88

de interés, en cada una de las direcciones. Se aprecian en general alturas medias de alrededor de a 0 a 0.5 m y máximas de hasta 2.36 m; las alturas de ola medias oscilaron entre 0.53 m y 1.04 m y las máximas de 0.86 m a 2.36 m, el oleaje de mayor magnitud provino del N.

Cuadro 5.8: Altura de ola significativa promedio y máxima para la época de invierno (m).

Altura de ola	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE
Media	0.63	0.54	0.53	0.53	0.54	0.56	0.60	0.60
Máxima	2.36	1.35	1.15	1.03	1.09	1.19	1.30	1.21
	S	SSO	SO	OSO	O	ONO	NO	NNO
Media	0.56	0.47	0.40	0.37	0.36	0.52	1.04	0.92
Máxima	1.11	1.18	0.86	0.97	1.10	2.21	2.29	2.30

Toda la serie de tiempo de 30 años. En el Cuadro 5.9 se presentan los valores máximos, promedios, mínimos y la desviación estándar de la altura de ola significativa, la altura de ola media, el periodo y la dirección asociada, para cada una de las épocas de la serie analizada. Los valores promedio de las direcciones se presentaron en el NNW para primavera, otoño e invierno y N para la época de verano.

Cuadro 5.9: Estadística de la altura de ola significativa, altura de ola media, raíz cuadrática media, periodo y dirección para las cuatro estaciones, respectivamente, de la serie de tiempo de los años 1979 a 2008 obtenida del retroanálisis, correspondiente a las coordenadas: 20° 44' 24" N, 90° 40' 48" O.

Estación	H_s (m)	H_m (m)	H_{rms} (m)	T_p (s)	θ (°)
Primavera					
Máximo	2.28	1.43	1.61	13.29	360
Promedio	0.58	0.37	0.41	4.89	338.06
Mínimo	0.11	0.07	0.08	1.85	0.01
Desv. Estándar	0.23	0.14	0.16	1.56	129.06
Verano					
Máximo	2.21	1.39	1.56	16.05	360.00
Promedio	0.42	0.26	0.29	4.14	354.23
Mínimo	0.07	0.04	0.05	1.85	0.00
Desv. Estándar	0.19	0.11	0.12	1.30	06.35
Otoño					
Máximo	2.37	1.49	1.67	14.38	360.00
Promedio	0.64	0.40	0.45	5.92	346.90
Mínimo	0.07	0.04	0.05	1.85	0.00
Desv. Estándar	0.33	0.21	0.23	1.92	155.54
Invierno					
Máximo	2.36	1.48	1.67	14.02	360.00
Promedio	0.69	0.44	0.49	6.10	341.40
Mínimo	0.13	0.08	0.09	1.85	0.00
Desv. Estándar	0.36	0.22	0.25	1.99	153.70

Las alturas de ola significativa de mayor magnitud, 2.37 m y 2.36 m, fueron para las estaciones de otoño e invierno, correspondientes a los meses de la última

decena de septiembre y segunda de marzo.

A partir de la altura de ola significativa se calculó la raíz cuadrática media de las alturas y la altura media, siendo cada una de ellas 0.707 y 0.63 veces la altura de ola significativa, respectivamente. Las alturas medias mostradas en la segunda columna de datos fluctuaron entre 1.4 m y 1.5 m. La altura de ola cuadrática media es la altura que representa a la energía total de la distribución del oleaje, que para este análisis tuvo un valor máximo de 1.67 m. Los periodos fluctuaron de 1.85 s a 16 s, con una media de 4 s a 6 s. A manera de ejemplo, en la Figura 5.1 se muestra la serie de tiempo de primavera.

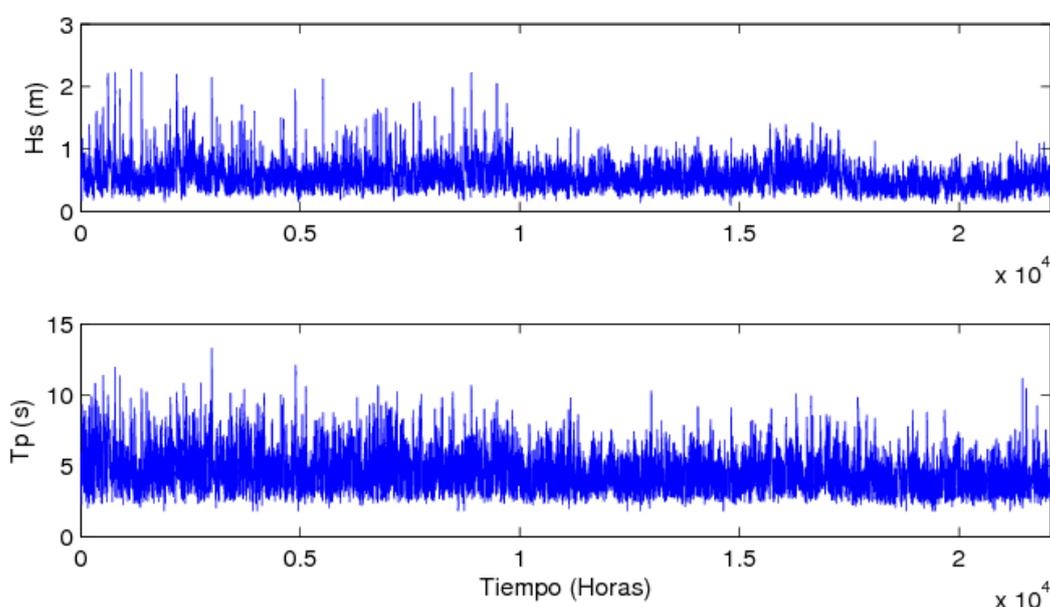


Figura 5.1: Serie de tiempo de la altura de ola significativa y periodo para la estación de primavera del retroanálisis, años 1979 a 2008, en las coordenadas: 20° 44' 24" N, 90° 40' 48" W.

En la Figura 5.2 se muestra la rosa de oleaje de la serie de tiempo de treinta años; en ella, están representadas las magnitudes de las alturas de ola por medio de una escala de grises, la cual está graduada en incrementos de 0.5 m de altura de ola significativa. La gráfica está compuesta por círculos concéntricos que representan el porcentaje del número de simulaciones de altura de ola en el total de la serie, en la misma gráfica se encuentran indicadas las direcciones en código alfabético con un intervalo de 22.5°.

En la figura, se ve como la mayoría del oleaje recayó en tres direcciones: NNO, N y NNE, abarcando el 70 % del total, cayendo principalmente dentro del rango de 0 a 1 m, correspondiente al 90 % del oleaje. La mayor altura de ola significativa

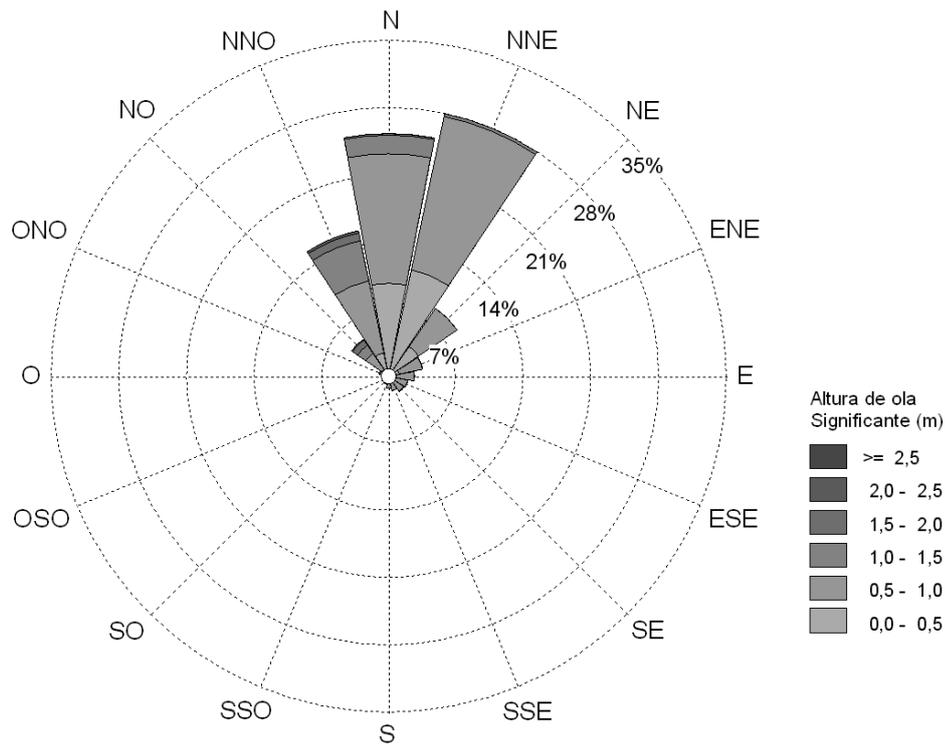


Figura 5.2: Rosa de oleaje de la serie de tiempo del retroanálisis, años 1979 a 2008, en las coordenadas: $20^{\circ} 44' 24''$ N, $90^{\circ} 40' 48''$ W.

fue de 2.37 m y tuvo una dirección de aproximación del NNO.

5.1.1.2. Análisis extremal

Se realizó un análisis extremal de la serie de tiempo de oleaje de treinta años; se hizo un ajuste de los datos de cada una de las cuatro estaciones para la función de distribución de probabilidad de máximos de Weibull y se dibujaron sus papeles probabilísticos. En el Anexo (A) se presentan los resultados del cálculo realizado para cada una de las cuatro estaciones.

En la Figura 5.3 se muestra el dibujo del papel probabilístico correspondiente a la estación de primavera, en el eje de las abscisas se tiene la altura de ola significativa, en el eje de las ordenadas del lado izquierdo se graficaron los valores de probabilidad de no excedencia y en el eje de las ordenadas del lado derecho el periodo de retorno de las magnitudes del oleaje asociadas a una probabilidad de ocurrencia.

Como se muestra en la figura, el periodo de retorno asociado a una altura de ola significativa de 1.4 m, es menor a dos años, lo que indica una alta probabilidad de

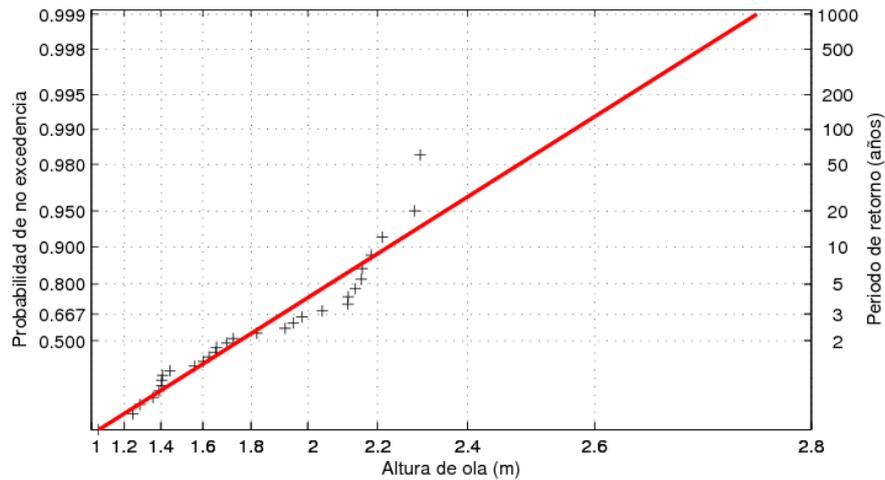


Figura 5.3: Ajuste de máximos de Weibull para la estación de primavera.

ocurrencia, mientras que para una altura de ola significativa de 2.30 m, el periodo de retorno asociado corresponde, según la línea de ajuste, a 60 años.

En la Figura 5.4 se muestra el dibujo del papel probabilístico correspondiente a la estación de verano, en el cual se indica con una línea roja la línea de ajuste según la distribución Weibull; para el valor de altura de ola significativa media, 1.08 m, el periodo de retorno calculado está entre 2 y 2.5 años, y para una altura de 2.21 m, un periodo de 45 años.

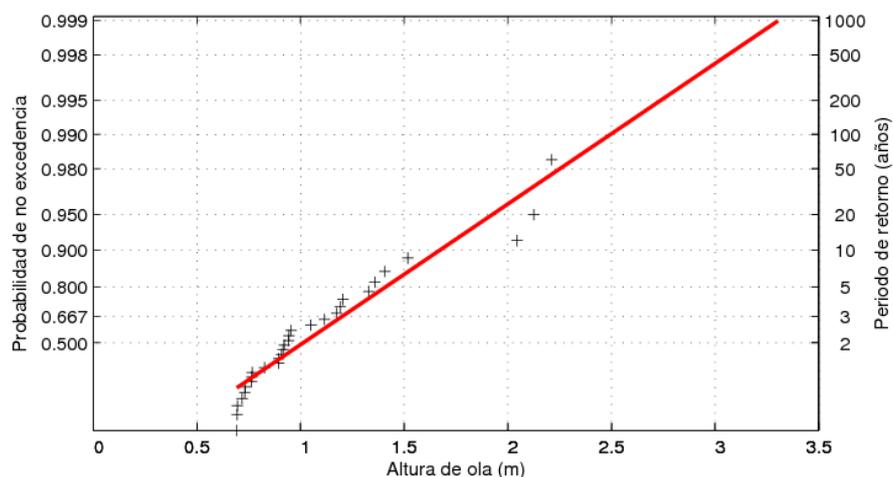


Figura 5.4: Ajuste de máximos de Weibull para la estación de verano.

En la Figura 5.5 se muestra el dibujo del papel probabilístico correspondiente a la estación de otoño. En la figura se ve como para una altura de ola de 2 m o menos, el periodo de retorno asociado es de 2 años o menos. Para una altura de

ola semejante a la máxima obtenida para esta estación del año, 2.37 m, el periodo de retorno asociados es de 13 años.

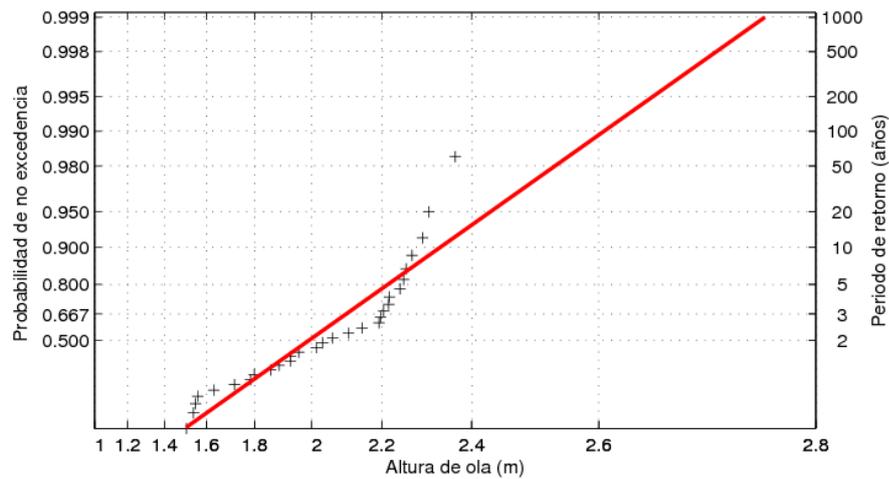


Figura 5.5: Ajuste de máximos de Weibull para la estación de otoño.

En la Figura 5.6 se muestra el dibujo del papel probabilístico correspondiente a la estación de invierno. Para una altura de ola significativa de 1.78 m, el periodo de retorno es menor a dos años, y para una altura de 2.36 m, el periodo asociado es de 15 años.

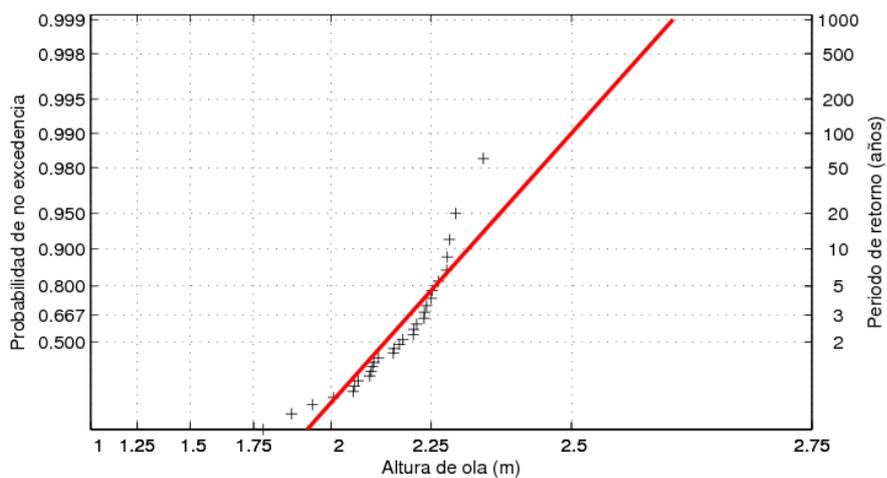


Figura 5.6: Ajuste de máximos de Weibull para la estación de invierno.

5.1.2. Viento

5.1.2.1. Análisis estadístico de la serie de tiempo de viento

Se analizó una serie de tiempo de tres años y medio de magnitud y dirección del viento (datos de la EMA de Celestún); el análisis estadístico de la serie de tiempo se dividió en tres partes, las cuales correspondieron a las épocas de huracanes, nortes y calmas. Cada año se dividió en los siguientes periodos:

- Época de huracanes: 1ro de junio al 30 de noviembre.
- Época de nortes: 1ro de diciembre al último día de febrero.
- Época de calmas: 1ro de marzo al 31 de mayo.

Se dividió de esta manera cada año de la serie en tres épocas, se juntaron las épocas de cada año (p. e. todas las épocas de huracanes) y se realizó el análisis que a continuación se describe.

Época de Huracanes. El patrón general de viento para este periodo de la serie muestra una mayor incidencia de vientos provenientes del cuadrante NNE-ESE. En la Figura 5.7 se muestran la ocurrencias de la dirección media del viento para las tres épocas. En el eje de las abscisas se presenta cada una de las direcciones de los cuadrantes en un plano sexagesimal con un intervalo de 22.5° , partiendo de la dirección este hacia el norte, en el eje de las ordenadas se presentan los porcentajes de ocurrencia. Se aprecia como el viento provino principalmente del cuadrante NNE-ESE, comprendiendo el 78 % de todas las mediciones para la estación de huracanes.

En el Cuadro 5.10 se muestran las velocidades del viento medias y máximas promediadas cada 10 minutos en el punto de medición, en cada una de las direcciones. Se aprecian en general velocidades medias pequeñas. Las velocidades del viento medias por dirección van de 2.49 a 5.53 m.s^{-1} y las máximas de 6.86 a 17.61 m.s^{-1} .

Época de Nortes. En este periodo, la serie muestra un aumento en el porcentaje de ocurrencia de la aproximación del viento alrededor de la dirección NNE respecto a la época de huracanes, las dirección de aproximación del viento que se presentaron en la época de nortes estuvieron principalmente dentro del cuadrante NNE-ESE. El cuadrante antes mencionado, comprendió el 79 % de todos los promedios de direcciones de aproximación para la estación de nortes.

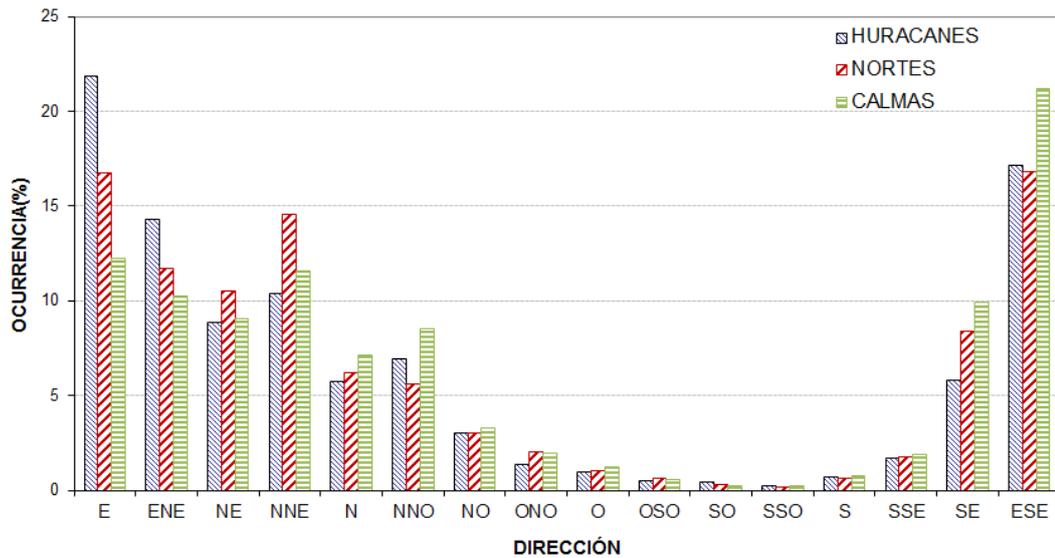


Figura 5.7: Ocurrencia de vientos para las tres épocas: huracanes, nortes y calmas.

Cuadro 5.10: Velocidad del viento promedio y máximo para la época de huracanes, velocidades en $m.s^{-1}$.

Velocidad	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE
Media	3.53	3.47	3.28	3.71	4.48	5.53	4.70	4.19
Máxima	17.61	16.86	11.11	8.22	13.19	14.42	12.89	11.64
	S	SSO	SO	OSO	O	ONO	NO	NNO
Media	3.89	3.39	3.46	3.05	2.58	2.49	3.48	3.95
Máxima	11.11	7.28	6.86	8.83	8.56	7.72	12.11	17.11

En el Cuadro 5.11 se muestran las velocidades del viento medias y máximas, promediadas cada diez minutos en el punto de medición, en cada una de las direcciones. Las velocidades del viento medias por dirección van de 2.36 a 5.37 $m.s^{-1}$ y las máximas de 4.94 a 12.11 $m.s^{-1}$.

Época de Calmas. En esta época, la serie de viento muestra un comportamiento direccional -ocurrencia semejante al de huracanes, con sus respectivas diferencias de magnitud del viento, y con un movimiento de dirección hacia el sur, lo cual se aprecia en la ocurrencia registrada en la dirección NNE y ESE la cual aumentó notablemente, y se ve reflejada en una disminución de ocurrencias a partir de la dirección E y hacia el norte. Las direcciones de aproximación del viento que se presentaron en la época de calmas estuvieron principalmente dentro del

Cuadro 5.11: Velocidad del viento promedio y máximo para la época de nortes, velocidades en m.s^{-1} .

Velocidad	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE
Media	3.51	3.36	3.29	3.84	4.57	5.37	4.68	4.18
Máxima	8.47	9.22	8.06	9.00	10.92	12.11	11.36	8.28
	S	SSO	SO	OSO	O	ONO	NO	NNO
Media	3.60	3.14	2.77	2.36	2.78	3.24	4.13	3.88
Máxima	7.47	6.44	5.61	4.94	7.19	7.72	9.22	9.64

cuadrante NNE-SE. El oleaje se dirigió principalmente del cuadrante antes mencionado, comprendiendo el 76.3% de todas las predicciones para la estación de calmas.

En el Cuadro 5.12 se muestran las velocidades del viento medias y máximas, promediadas cada diez minutos en el punto de medición, en cada una de las direcciones. Las velocidades del viento medias por dirección van de 2.72 a 5.55 m.s^{-1} y las máximas de 5.56 a 11.17 m.s^{-1} .

Cuadro 5.12: Velocidad del viento promedio y máximo para la época de calmas, velocidades en m.s^{-1} .

Velocidad	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE
Media	3.84	3.75	3.83	4.37	5.13	6.39	5.55	4.94
Máxima	11.17	8.83	7.53	7.89	10.64	10.75	9.42	8.50
	S	SSO	SO	OSO	O	ONO	NO	NNO
Media	4.67	4.04	3.51	3.89	3.80	3.82	4.90	5.04
Máxima	7.61	6.53	6.81	4.72	7.19	7.72	9.22	8.86

En el Cuadro 5.13, se muestran los vientos reinantes y dominantes para las tres épocas huracanes, nortes y calmas. Para la época de huracanes ambos parámetros del viento tuvieron una dirección de aproximación del Este, con una velocidad media de 3.53 m.s^{-1} y una velocidad máxima de 17.61 m.s^{-1} . La época de nortes tuvo la misma dirección de aproximación del viento reinante que la época de huracanes, el Este, con una velocidad media de 3.51 m.s^{-1} , y un viento dominante del NNW con una velocidad máxima de los promedios realizados con un intervalo de tiempo de diez minutos de 12.11 m.s^{-1} . La época de calmas tiene una veloci-

dad media dominante de 3.84 m.s^{-1} , con una dirección de aproximación del E y reinante del ESE con una velocidad máxima de 8.86 m.s^{-1} .

Cuadro 5.13: Viento reinante y dominante en Celestún, Yucatán de 2005 a 2008, velocidades en m.s^{-1} .

Época	Viento	Dirección	Vel. Media	Vel. Máxima
Huracanes	Reinante	E	3.53	17.61
	Dominante	E	3.53	17.61
Nortes	Reinante	E	3.51	8.47
	Dominante	NNW	5.37	12.11
Calmas	Reinante	ESE	5.04	8.86
	Dominante	E	3.84	11.17

En el Capítulo de Anexos (A) se presentan los resultados del análisis extremal realizado a los datos de oleaje.

5.2. Variables ambientales

A continuación se describen los resultados obtenidos como producto de las campañas de campo realizadas en la Ría de Celestún y sus áreas adyacentes, durante los periodos comprendidos entre 2008 y 2010, en los cuales se estudiaron las variables ambientales de interés que a continuación se detallan.

5.2.1. Topohidrografía

La Ría de Celestún cuenta con una longitud aproximada en el eje mayor de 24 km y un ancho que varía de 140 m a 2.3 km. Para la representación del relieve del terreno que sirvió de referencia para las simulaciones y a partir del cual se inferieron los cambios potenciales de las áreas y límites de inundación actuales, se realizaron varias campañas de campo para el muestreo del terreno, abarcando la laguna, los humedales y la zona inundable de manglar, Figura 5.8.

Se efectuó la topohidrografía de la Ría de Celestún para identificar las zonas inundables (llanura de inundación), para lo cual se realizaron transectos en ambos lados de la Ría, oriente y poniente: el brazo de arena con lo cual se cubrieron las partes más altas correspondientes al lugar donde se encuentra asentada la población, las partes hundidas y charcas (con un tirante de agua semi-permanente que depende del nivel de mar). Se realizaron transectos en una embarcación instrumentada para la realización de levantamientos batimétricos, principalmente

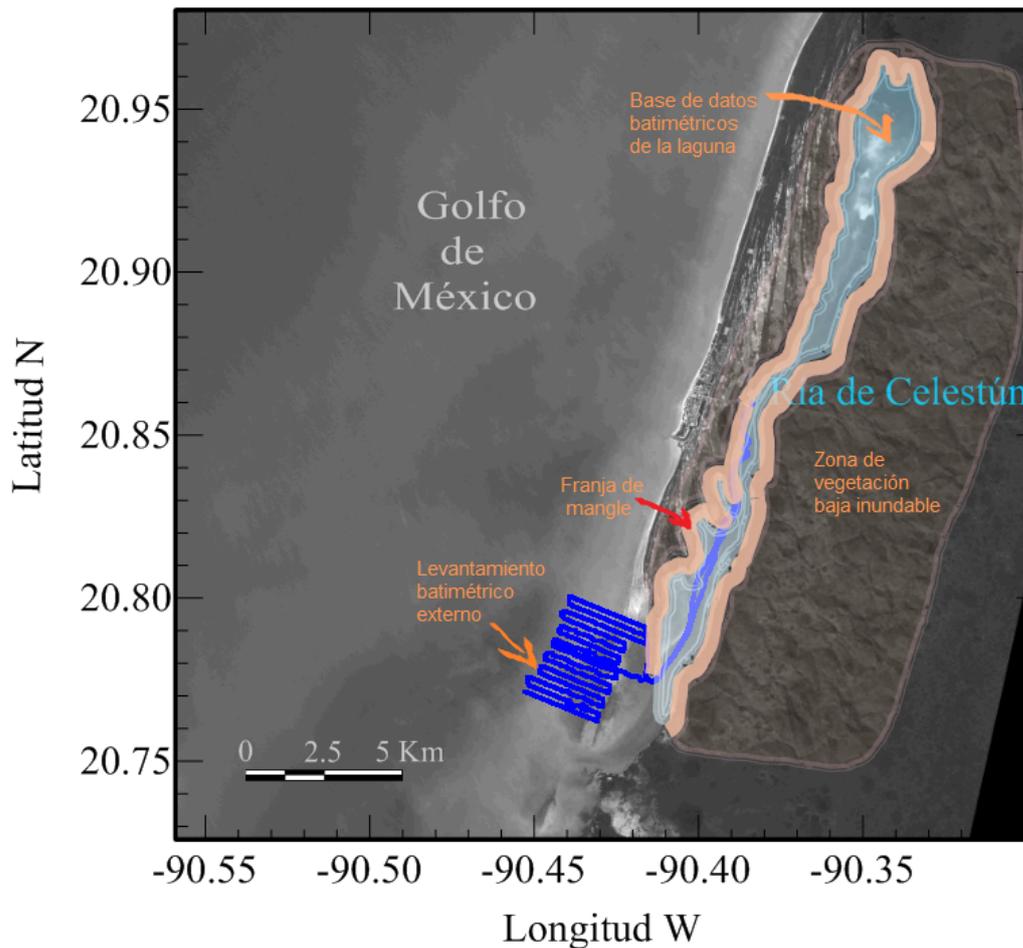


Figura 5.8: Identificación de zonas muestreadas que componen el área de estudio del sistema lagunar de la Ría de Celestún.

en la zona marítima adyacente al cuerpo lagunar, se hizo también un transecto desde la parte media hasta la boca de la laguna.

5.2.1.1. Referenciación de los levantamientos topobatimétricos

Los datos de topografía y batimetría, coordenadas UTM (x, y) y elevación z (en altura elipsoidal), obtenidos por medio de diferenciación satelital en las diversas campañas de campo (octubre 2008, enero, mayo y junio de 2010), fueron corregidos con las mediciones de nivel del mar realizadas con un mareógrafo fijo, el cual forma parte de la red de mareógrafos del Servicio Mareográfico Nacional (www.mareografico.unam.mx) se encuentra ubicado dentro de una caseta, sobre el muelle el Celestún, el cual a su vez se encuentra aproximadamente en la parte media de la barra de arena en el lado poniente del cuerpo lagunar. Su instalación

fue llevada a cabo en conjunto por el Laboratorio de Ingeniería y Procesos Costeros del Instituto de Ingeniería a cargo del Dr. Paulo Salles y por el Servicio Mareográfico de la UNAM, a cargo del Dr. Jorge Zavala, Investigador del Centro de Ciencias de la Atmósfera.

Se tuvieron a la fecha de la realización de esta corrección de datos, aproximadamente 5 meses de medición; el rango de marea máximo fue de 1.62 m y la

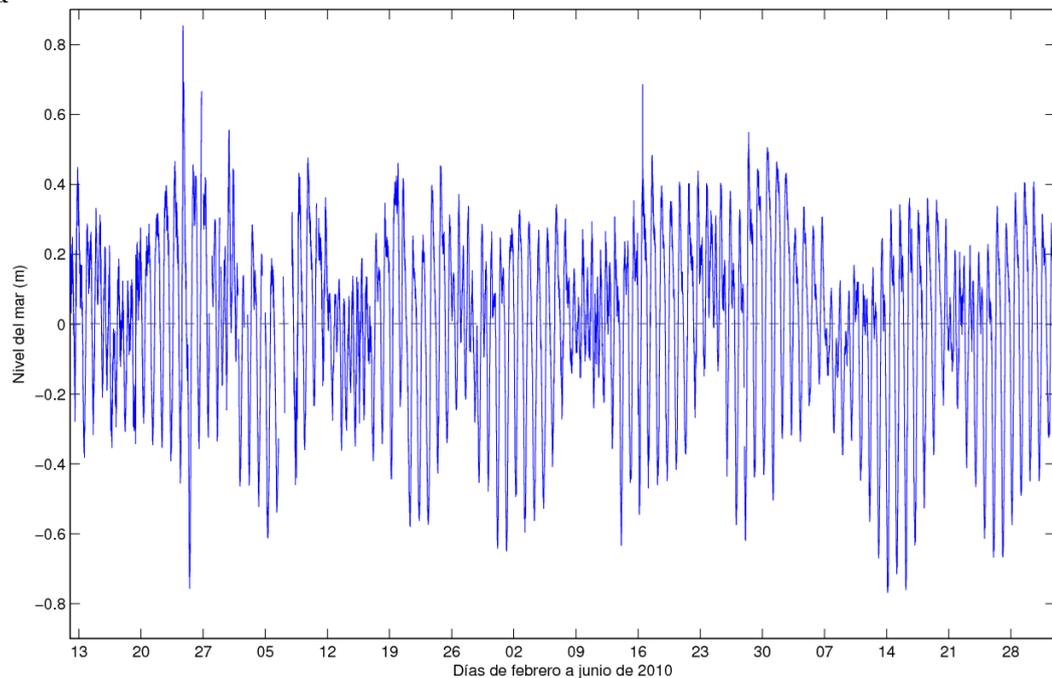


Figura 5.9: Nivel del mar registrado por el mareógrafo de Celestún, durante el periodo del 12 de febrero al 3 de junio de 2010.

Recordando la siguiente relación:

$$\text{Altura ortométrica} = \text{altura elipsoidal} - \text{altura geoidal}.$$

donde:

Altura ortométrica = Altura del geoide a la superficie terrestre.

Altura elipsoidal = Altura de la superficie terrestre al elipsoide.

Altura geoidal = altura del geoide al elipsoide.

Y tomando en cuenta que los datos a referenciar son alturas elipsoidales, inclu-

yendo la elevación z del mareógrafo, y además que nuestro nivel de referencia (Nivel Medio del Mar) es aproximadamente una superficie equipotencial del campo gravitatorio terrestre -línea imaginaria que une puntos sometidos a una misma atracción gravitacional: geoide-, podemos realizar dicha referenciación haciendo uso de la señal medida sobre el muelle.

El nivel medio del mar funge en este caso como el geoide; la altura geoidal que nos interesa está compuesta por dos alturas: la altura del mareógrafo al nivel medio del mar y la distancia vertical del mareógrafo al elipsoide. A dicha altura geoidal, se le restaron las alturas elipsoidales que obtuvimos al realizar los muestreos de topohidrografía, de tal manera que se obtuvo como resultante la distancia vertical de los puntos del terreno (sumergidos, secos y aquellos que se encuentran en la zona intermareal), respecto al Nivel Medio del Mar (NMM). Cabe mencionar que cuanto mayor sea la duración de la serie de tiempo de la fluctuación del nivel del mar medido, mayor será la precisión de la aproximación de la distancia vertical de los puntos al NMM.

Aún cuando se pretendió medir al topografía y batimetría de la mayor parte del área de estudio, solo se lograron cubrir algunas áreas, principalmente el cuerpo de agua y algunos transectos realizados en tierra, tanto del lado de la barra de arena como de la zona oriente, lo anterior debido a la inaccesibilidad y la extensión de la zona de estudio. El área total sobre la cual se realizó la malla para el cálculo numérico equivale a 284 km^2 , aproximadamente, de los cuales, 34 km^2 corresponden al cuerpo lagunar, 16 km^2 a las charcas salineras localizadas en la barra de arena y 234 km^2 de área cubierta por mangle de diversas especies (que indican diversas condiciones salinas, por lo tanto diferentes alcances de marea) selva baja inundable, petenes y asentamientos humanos, entre otros.

Sobre la barra de arena, sí se lograron cubrir las diferentes características del terreno, comprendiendo bordos, carreteras, charcas bajas y profundas, mangle y pastizales. Sobre la parte poniente solamente se lograron realizar algunos transectos, debido al tipo de terreno y a la vegetación tan espesa, que hacía imposible tanto el paso a través de sí, como el correcto funcionamiento del sistema de posicionamiento global. Debido a lo anteriormente escrito, las alturas faltantes fueron obtenidas de una manera indirecta, haciendo uso de un ajuste lineal; se midieron las alturas de puntos a través de varios transectos paralelos al eje mayor de la Ría (partiendo desde el centro del canal hacia el exterior), por medio de los cuales se logró obtener una pendiente que cubrió las áreas faltantes. Lo anterior fue cotejado con imágenes satelitales, con el objetivo de analizar la coherencia de los

resultados obtenidos.

5.2.2. Resultados de la corrección de la batimetría y topografía

De las distancias medidas del instrumento al nivel del mar, se obtuvo una media de 1.59 m, equivalente a la línea cero en la Figura 5.9, es decir el NMM válido para ese periodo de medición. Dicha altura equivale a la altura ortométrica del mareógrafo.

En el Cuadro 5.14 se muestran los valores obtenidos de la nivelación diferencial para los dos puntos de interés: Dumac, ONG ubicada a un costado del puente de Celestún, en cuyo edificio más alto se tiene identificado un punto con altura elipsoidal conocida, Mareógrafo, punto medido sobre el instrumento Thalimides, colocado en el muelle de Celestún con el objeto de medir la fluctuación del nivel del mar. La altura elipsoidal del INEGI es la altura con la cual se corrigieron los dos puntos anteriores.

La altura de 11.74 m, correspondiente a la altura elipsoidal, sumada a 1.59 m, dan como resultado la altura geoidal : 13.33 m. Con esta altura se corrigieron los datos medidos.

Cuadro 5.14: Nivelación diferencial del mareógrafo de Celestún, Yucatán.

Punto	Norte	Oeste	X (m)	Y (m)	Z (m)
Inegi	20° 51' 27.485''	90° 22' 56.746''	772369.265	2308611.753	7.912
Dumac	20° 51' 29.919''	90° 22' 58.959''	772304.090	2308681.940	-6.445
Mareógrafo	20° 51' 31.308''	90° 24' 12.078''	770188.912	2308690.403	-11.74

5.2.2.1. Límites de inundación

Las mediciones de topografía realizadas en la parte oriente de la Ría, se iniciaron desde la carretera Mérida-Celestún, hacia el norte, cubriendo la mayor longitud posible, basándose en los límites inundables actuales obtenidos por medio de imágenes satelitales.

Para establecer los límites anteriormente mencionados, se utilizaron los datos del Sistema de Información Geográfica del POETCY (Programa de Ordenamiento Ecológico del Territorio Costero del Estado de Yucatán), proporcionados por el Dr. Jorge Euán del CINVESTAV Mérida, con la siguiente información: 1) Tipo

de vegetación, 2) zona inundable y, 3) límite inundable. Como límite inundable se proporcionaron dos líneas definidas, una de las cuales, la más cercana a Celestún, correspondía de manera aproximada al límite máximo de la zona inundable. En la Figura 5.10 se muestran dichos límites. Sobre estos límites se realizaron dos transectos: Uno hacia el sur con una longitud de 500 m y uno hacia el norte, con una longitud de 1000 m, aproximadamente.

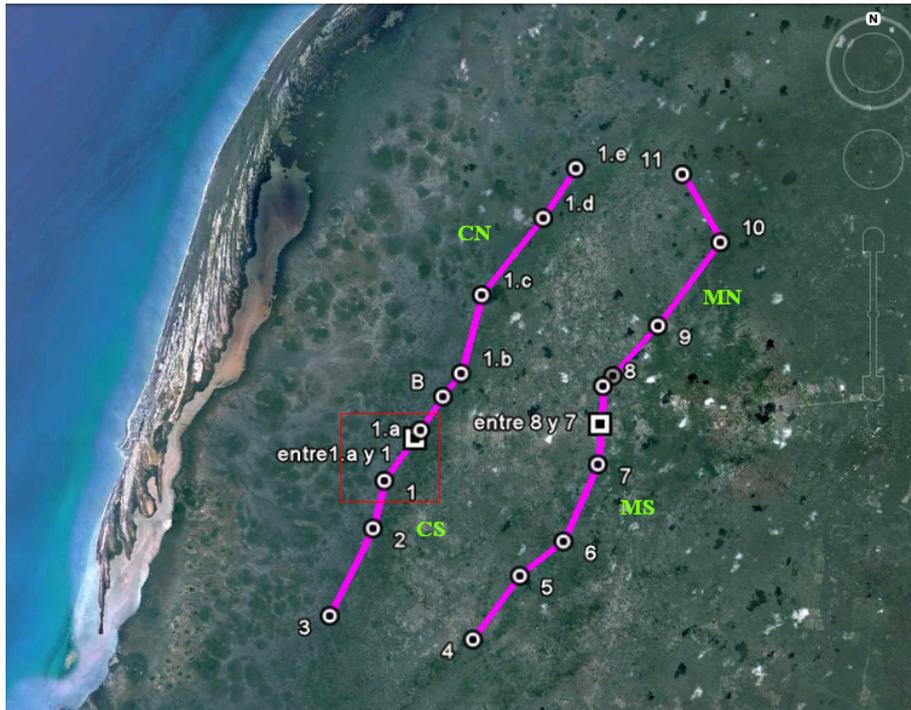


Figura 5.10: Límites de inundación en la zona oriente de la Ría de Celestún.

Para la obtención de la pendiente, se partió de la cota cero, localizada a 500 m del centro del canal principal (a un lado del puente) mismo que es atravesado por la carretera, en línea recta hacia el oriente. La cota media del último transecto (con una longitud de 500, localizado a 9600 m de la cota cero), fue de 0.90 cm, por lo que la pendiente obtenida fue de 9.375 cm/km.

Aún cuando los transectos realizados parecieran muy cortos, los puntos extraídos fueron de gran utilidad ya que por medio de ellos se determinó la altura de la zona límite hasta donde la pleamar máxima de la onda de marea tiene influencia. El objetivo último de los levantamientos topohidrográficos es colocar toda el área de interés, tanto cuerpo de agua como áreas adyacentes en tierra, respecto a un mismo plano, por lo que, y en lo que respecta al área inundable adyacente a la Ría, ésta se zonificó a través de indicadores basados en el tipo de vegetación así como de puntos topográficos y batimétricos medidos y calculados de manera

tanto en forma de malla como puntual.

5.2.2.2. Batimetría del cuerpo lagunar

En la Figura 5.11 se muestran los resultados obtenidos de la referenciación y aplicación de la pendiente obtenida, descritos ambos anteriormente, de los datos de topografía y batimetría muestreados en la Ría de Celestún y sus áreas ad

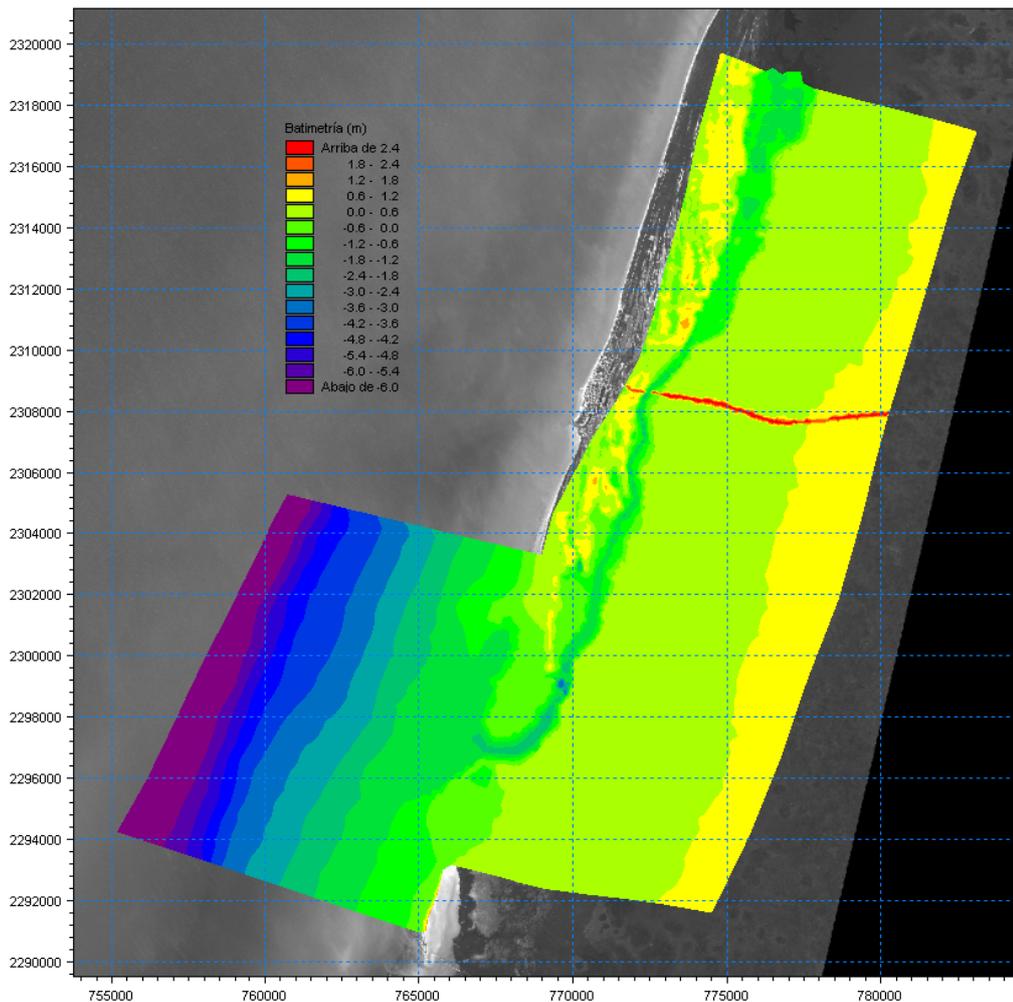


Figura 5.11: Batimetría y topografía resultante de la referenciación y aplicación de la pendiente obtenida a los datos muestreados en la Ría de Celestún.

Las profundidades del cuerpo de la Ría van de los 3.5 m en el área cercana a la boca, pasando por 2.3 m en la parte media -cruce del puente-, hasta 0.50 m, al norte. Sobre la barra de arena, poniente de la Ría, se ve el conjunto de charcas salineras, con una profundidad media de 0.30 m. En la parte oriente se muestra la pendiente positiva, la cual parte de la franja de mangle -que hace la vez de

límite del cuerpo lagunar- hasta el extremo del área de cálculo, donde alcanza la cota máxima de 1 m.

Se ven también, dos franjas rojas que cruzan de manera transversal la zona de estudio por su parte media, éstas corresponden a la carretera Celestún-Mérida, cuya elevación es tal, que la superficie terminada nunca es rebasada por la onda de marea, por ello su cota es mayor a los 2.5 metros SNMM.

Como resultados de los levantamiento se obtuvo que el canal principal de la Ría tiene profundidades del orden de los 3 m respecto al Nivel Medio del Mar, dicha profundidad disminuye hacia las áreas someras circundantes del cuerpo hasta alcanzar la cota cero en el poniente sobre la franja de mangle y extendiéndose hacia el oriente sobre varios kilómetros de planicie inundada, con profundidades discontinuas que alcanzan un metro de tirante por marea y de manera estacional.

5.2.3. Marea

Para determinar la variación de la onda de marea a lo largo del cuerpo lagunar, se realizaron mediciones de presión en tres puntos a lo largo de su eje longitudinal (Figura 5.12): (i) en la zona marítima externa a la Ría (10 km al noroeste de la boca lagunar; datos del 05/03/2009 al 28/10/2009), (ii) en la parte media del cuerpo lagunar (en el centro de su eje longitudinal mayor; datos del 16/10/2008 al 17/01/2009) y, (iii) en la zona norte de la Ría (datos del 10/10/2008 al 17/11/2008).

La marea medida está compuesta, por un lado, por la marea astronómica, expresada en términos de componentes armónicas, y por otro lado por la marea meteorológica, que es el resultado del efecto de procesos climáticos (brisas, nor-tes, tormentas) sobre los cuerpos de agua (mar costero y laguna), y se traduce en oscilaciones de diferente escalas espacio-temporales (p. ej. seiches y mareas de tormenta).

5.2.3.1. Análisis de datos de marea medidos en la zona marina de la Ría (marzo - octubre de 2009)

Los datos obtenidos en la zona exterior (zona marina) fueron medidos en un punto alejado de la boca, a una distancia aproximada de 10 km, y abarcaron 11 meses. En el centro del cuerpo lagunar de la Ría fue medida una serie de tiempo de la fluctuación del nivel del mar de 63 días y en la zona norte de la Ría se la

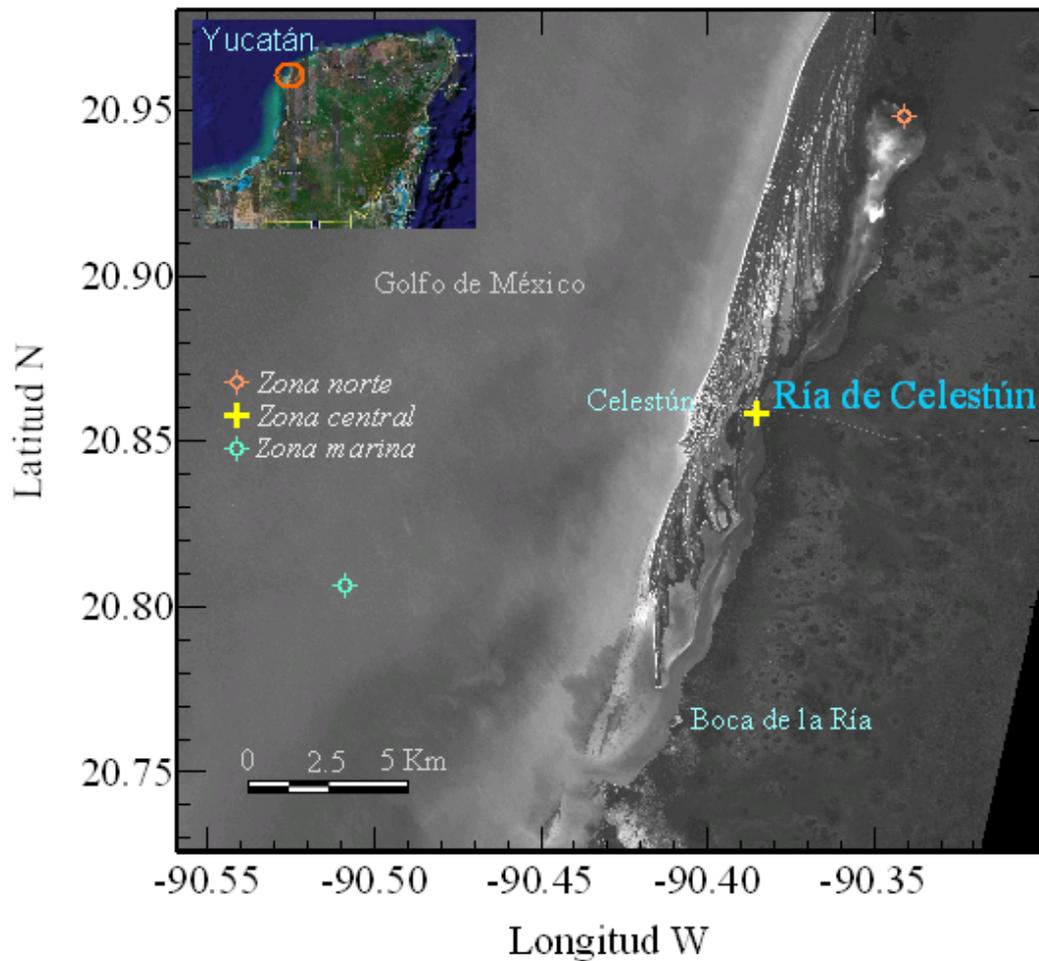


Figura 5.12: Área de estudio de la Ría de Celestún en la cual se indican las zonas en las que se colocaron los instrumentos.

serie de tiempo abarcó 39 días, Figura 5.13.

Para la caracterización y posterior predicción de la marea en la zona externa, de las tres series de tiempo medidas con el instrumento ADCP, se utilizó la serie continua más larga, es decir la correspondiente a las campañas II y III, ya que un registro de 6 meses es considerado como suficiente para extraer de la serie las principales componentes armónicas (Foreman,1977), y ambas series comprenden un periodo de medición de aproximadamente 8 meses. La señal medida en la campaña I fue utilizada para estudiar el comportamiento de la marea al entrar y propagarse en la Ría, en conjunto con los datos de las zonas central y norte, lo cual se presenta a detalle en otro apartado de este escrito.

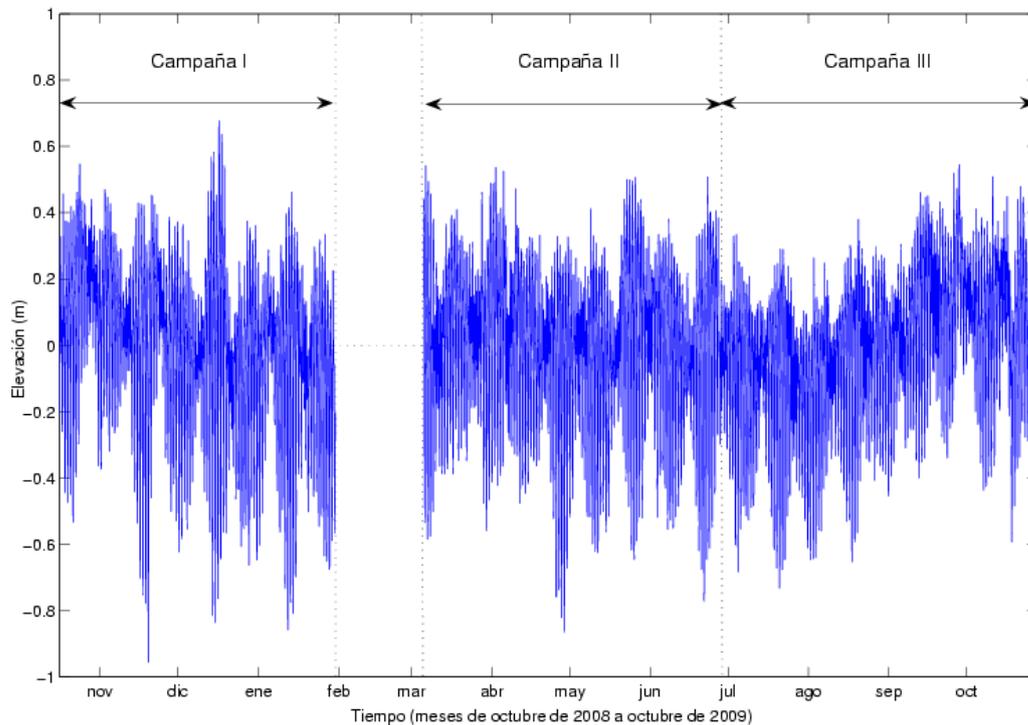


Figura 5.13: Series de tiempo del nivel del mar medidas en la zona marina, adyacente a la Ría de Celestún.

Análisis armónico de la serie de tiempo de marea. Se obtuvo la estadística básica y se realizó el análisis armónico de la serie de tiempo de marea, $\eta(t)$, con base en Foreman (1977 y 1978). En la Figura 5.14 se muestra la serie de tiempo de marea, referida al nivel medio del mar (durante el periodo de medición).

La marea es del tipo mixta-diurna (el cálculo del tipo de marea es mostrado más adelante), se presentan dos picos diarios y su amplitud es de aproximadamente 1.7 m. La elevación del nivel medio del mar tuvo una bajamar mínima de -0.87 m y una pleamar máxima de 0.82 m.

En el Cuadro 5.15 se muestran los resultados obtenidos del cálculo del coeficiente de Courtier para cada una de las tres zonas; el régimen de marea que prevalece en todo el cuerpo de la Ría es mixta predominantemente diurna, aumentando el valor de la zona marina a la zona norte; disminuyendo la componente semidiurna y tendiendo a una marea diurna en el norte del sistema, lo cual se traduce en que la marea pierde su señal semidiurna, con probables implicaciones en la circulación.

En el Cuadro 5.16 se muestran las componentes armónicas, de los cuales 17 resultaron ser significantes trece son de origen astronómico y cuatro no lineales (MN_4 ,

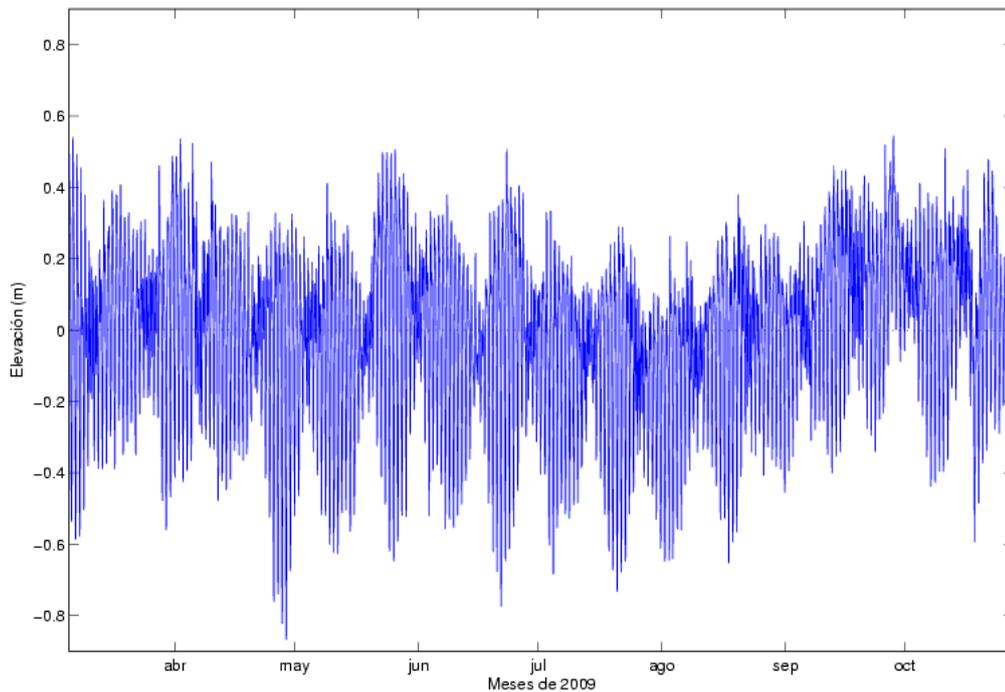


Figura 5.14: Serie de tiempo del nivel del mar correspondiente al periodo del 5 de marzo al 28 de octubre de 2009, medida en la zona marina de la Ría de Celestún.

Cuadro 5.15: Coeficiente determinante del regimen de marea Courtier.

	Zona Marina	Zona Central	Zona Norte
CC	2.06	2.23	2.57

M_4 , MKS_2 , $2MS_6$), correspondientes a mareas compuestas y sobrepuestas.

La banda de frecuencias diurnas estuvo representada principalmente por las componentes K_1 y O_1 y las semidiurnas por la componentes M_2 y S_2 .

Por lo tanto el comportamiento de la onda de marea para los meses de marzo a octubre de 2009 fue mixto con predominancia diurna, con una aportación de las bandas de las componentes de aguas someras, debida a la interacción con el fondo que genera procesos no lineales.

En la Figura 5.15 se muestran las series de tiempo de nivel del mar y astronómica a partir de los componentes y el residual. Del análisis armónico se obtuvo que el 83% de la energía total de la onda de marea medida en la zona externa de la Ría, puede ser explicada por medio de los componentes armónicos resueltos que se muestran en el Cuadro 5.16, y el resto, es decir el residual, es el resultado tanto de procesos atmosféricos (p. ej. eventos de viento y brisas), como de las oscilaciones

Cuadro 5.16: Componentes armónicas de la marea registrada por el instrumento ADCP en la zona marina de la Ría de Celestún, durante el periodo del 5 de marzo al 28 de octubre de 2009.

Constante armónica	Periodo (hrs)	amplitud (m)	Fase (°)
Q_1	26.87	0.04	296.76
O_1	25.92	0.16	306.95
TAU_1	25.67	0.02	160.48
NO_1	24.83	0.02	287.80
P_1	24.07	0.07	324.98
K_1	23.93	0.18	313.31
PHI_1	23.80	0.02	325.94
J_1	23.10	0.01	293.26
OO_1	22.31	0.008	306.71
N_2	12.66	0.007	93.30
M_2	12.42	0.11	111.56
MKS_2	12.38	0.02	137.90
S_2	12.00	0.03	97.62
K_2	11.97	0.01	102.87
MN_4	6.27	0.005	269.71
M_4	6.21	0.007	285.27
$2MS_6$	4.09	0.003	216.83

propias del sistema, con una aportación de aproximadamente 17% de la energía total de la marea. En la Figura 5.16 se muestran los niveles de significancia de las componentes de marea para la serie, se aprecia como las componentes K_1 , O_1 y M_2 fueron las de mayor amplitud, con 0.18 m, 0.16 m y 0.011 m, respectivamente.

5.2.3.2. Análisis armónico de la señal de marea medida en la zona central de la Ría

La frecuencia de muestreo en esta serie de tiempo fue de 2 Hz. durante 2.5 minutos con un intervalo de medición de 1 hora. La medición se hizo a una profundidad aproximada de 2 m, cercano al muelle de turismo al costado del canal principal, en la zona central del eje mayor del sistema lagunar.

Análisis armónico de la serie de tiempo de marea. En la Figura 5.17 se muestra la serie de tiempo de la marea referida al nivel medio del mar. El tipo de marea en el centro de la Ría, calculada con la ecuación (4.2), es mixta

Se realizó el análisis armónico de la serie de tiempo de aproximadamente 93 días de medición y se aplicó el método de inferencias (Pawlowicz, *et al.*, 2002) para estimar las componentes P_1 y K_2 como se muestra en el Anexo (A.3).

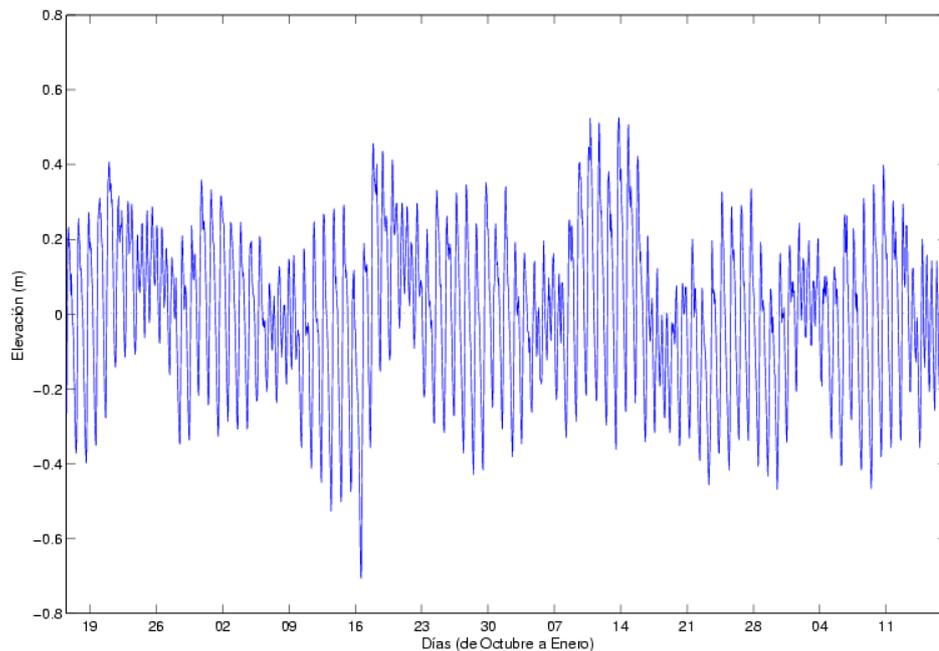


Figura 5.17: Serie de tiempo de marea correspondiente al periodo del 16 de octubre de 2008 al 17 de enero de 2009, medida en la parte central de la Ría de Celestún.

En el Cuadro 5.17 se muestran las constantes armónicas significantes de los componentes de marea de la serie de tiempo. La elevación del nivel medio del mar fue reproducida por 35 armónicos de marea, de las cuales 19 son significantes, de éstas, nueve son de origen astronómico y diez de aguas someras.

La banda de frecuencias diurnas estuvo representada por las componentes por K_1 y O_1 y las semidiurnas por la componente M_2 , con aportación de las bandas de aguas someras, debida a la interacción con el fondo del cuerpo de agua, que genera procesos no lineales, y propician la aparición de frecuencias mayores a 0.1 cph (ciclos por hora).

La combinación de los componentes armónicos explican de manera aproximada el 75.6% de la energía total de las fluctuaciones del nivel de superficie libre, Cuadro 5.17, lo cual significa que la señal medida en la parte interna de la Ría, cercana al centro de su eje longitudinal mayor, está siendo afectada por oscilaciones naturales dentro del sistema y viento, en una mayor medida, que la señal al exterior de la Ría.

Cuadro 5.17: Componentes armónicos de la marea registrada por el instrumento Altus en la zona central de la Ría de Celestún, durante el periodo del 16 de octubre de 2008 al 17 de enero de 2009.

Constante armónica	Periodo (hrs)	amplitud (m)	Fase (°)
Q_1	26.87	0.0290	323.53
O_1	25.92	0.1230	319.16
NO_1	24.83	0.0140	69.85
P_1	24.07	0.0490	324.45
K_1	23.93	0.1200	312.78
OO_1	22.31	0.0009	312.52
MU_2	12.87	0.0130	222.12
N_2	12.66	0.0230	125.91
M_2	12.42	0.0980	138.19
MKS_2	12.38	0.0090	85.64
S_2	12.00	0.027	211.25
K_2	11.97	0.0009	216.50
MO_3	8.39	0.0016	35.05
M_3	8.28	0.007	10.63
MK_3	8.18	0.020	22.97
SK_3	7.99	0.006	37.58
MN_4	6.27	0.0047	222.66
M_4	6.21	0.0044	261.82
MS_4	6.10	0.0046	262.31
S_4	5.99	0.0045	145.28
$2SK_5$	4.09	0.0028	78.06
M_6	4.14	0.0026	30.45
M_8	3.10	0.0012	74.58

En la Figura 5.18 se muestran las series de tiempo de nivel del mar, la marea astronómica y el residual.

Los efectos de fricción con el fondo y laterales pueden observarse al comparar el aumento en el número de componentes de aguas someras con que es representada la señal, aumentaron en 6. En la figura se aprecia como la señal residual es mayor en las pleamares y bajamares correspondientes a los eventos de mareas vivas, en donde no se ve algún patrón de mayor o menor representación de bajamares y pleamares, pero sí la ocurrencia de eventos extraordinarios como por ejemplo aumentos en el reflujo de marea.

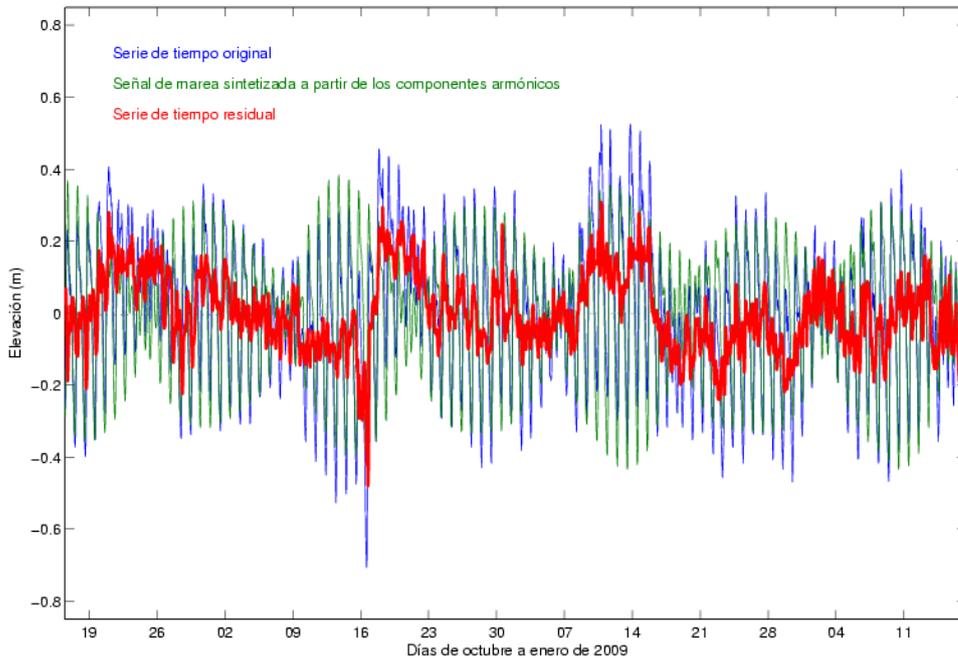


Figura 5.18: Serie de tiempo de marea, señal sintetizada y residual, correspondiente al periodo del 16 de octubre de 2008 al 17 de enero de 2009, medida en la zona central de la Ría de Celestún.

Análisis espectral de la serie de tiempo de marea medida en la parte central de la Ría. En la Figura 5.19 se muestra el espectro de energía de la serie de tiempo del nivel del mar, en el eje de las abscisas se muestra la frecuencia (cph) y en el eje de las ordenadas la densidad espectral. En la figura se aprecian los picos principales correspondientes a los grupos de las constituyentes de marea diurnas y semidiurnas.

En la misma figura están indicados los principales armónicos de marea, con el ciclo de alrededor de 1 día como la componente más energética, con un periodo de 23.93 hrs. correspondiente al armónico K_1 (amplitud de 0.12 m), se aprecia la componente O_1 , de mayor amplitud del registro, con 0.123 m. y M_2 como la componente semidiurna más energética. Se aprecia la condición especial energética de la marea, con periodos de 2.86 y 2.90 ciclos por día, correspondientes a las frecuencias terciarias.

Turbidez medida en el centro de la Ría. La serie de tiempo de la distancia vertical (variación del fondo lagunar) medida en el centro de la Ría no son descritas en el presente escrito ya que el instrumento solamente realizó mediciones de manera esporádica; Dicha distancia vertical está en función del movimiento del

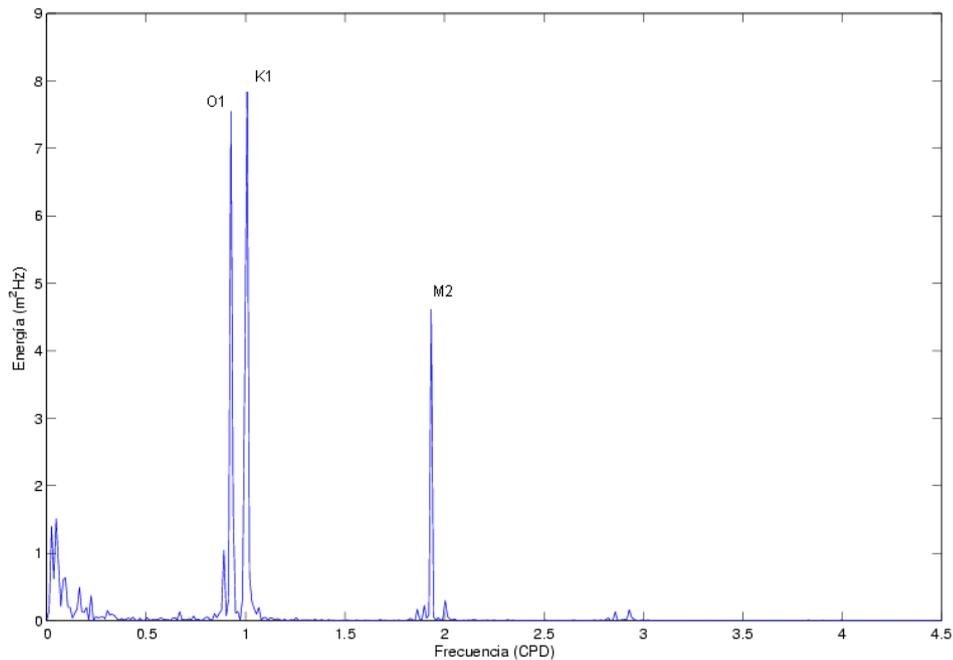


Figura 5.19: Espectro de energía de la serie de tiempo de marea correspondiente al periodo del 16 de octubre de 2008 al 17 de enero de 2009, medida con instrumento Altus en la zona central de la Ría de Celestún.

sedimento en el punto de medición, mismo que depende en gran medida de las corrientes de marea. El valor máximo y mínimo medido por el Althus fue de 63 cm. y 50 cm., respectivamente, lo cual da un socavamiento del fondo de aproximadamente 18 cm, y de 5 cm de asolvamiento. Aún cuando los valores medidos por el althus se pueden pensar bastante elevados, éstos corresponden a una primera aproximación del movimiento de sedimento fangoso que cubre el fondo de la Ría de Celestún y pueden ser considerados como ciertos con cierto grado de confianza, ya que el tripié no tuvo hundimientos, es decir fue fijado sobre un sustrato duro. Por otro lado, los movimientos verticales medios, muestran concordancia con las series de tiempo de marea; el movimiento vertical del sedimento aumenta en presencia de mareas vivas.

5.2.3.3. Análisis de datos de marea medidos en la zona superior o “cabeza” de la Ría (octubre-noviembre de 2008)

El periodo de medición de la campaña fue del 10 de octubre de 2008 al 17 de noviembre de 2008, el intervalo de muestreo fue de 5 minutos, durante todo el periodo de medición. Se obtuvo la serie de tiempo de las variaciones de la presión hidrostática (p). El sensor se fijó al fondo en la zona norte, en un punto localizado en las coordenadas: 20° 56.672' N y 90° 20.267' E, indicado en la Figura 5.12. La

presión fue corregida con la presión atmosférica, para la obtención de la presión relativa y se referenció al nivel medio.

Análisis armónico de la serie de tiempo de marea. En la Figura 5.20 se muestra la serie de tiempo de marea medida por el sensor en la zona norte de la Ría.

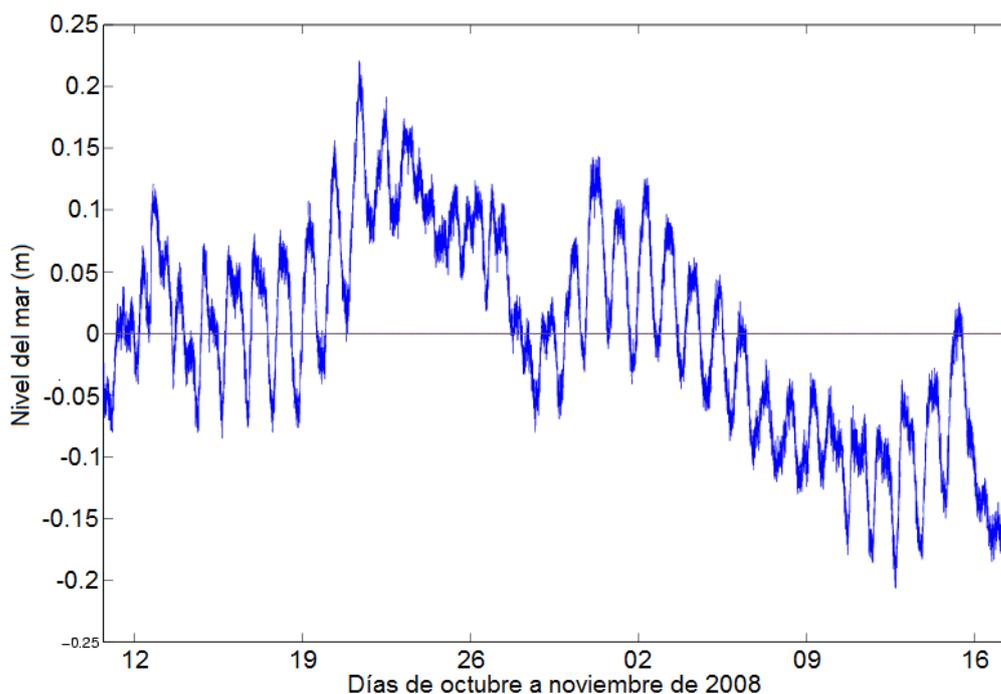


Figura 5.20: Serie de tiempo del nivel del mar correspondiente al periodo del 10 de octubre de 2008 al 17 de noviembre de 2008 medida en la zona superior de la Ría de Celestún.

La amplitud de la marea es de aproximadamente 0.42 m. La elevación del nivel medio del mar tuvo una bajamar mínima de -0.20 m y una pleamar máxima de 0.22 m. Se aprecian dos periodos de mareas vivas, del 14 al 20 de octubre y del 29 de octubre al 5 de noviembre, se puede también apreciar que sobre la marea astronómica parece existir una señal relacionada con el seiche u oscilaciones propias de la laguna forzadas seguramente por viento. Por lo tanto, con el fin de hacer un análisis armónico correcto, fue necesario quitar las señales de baja frecuencia, lo cual se hizo con un filtro “pasa-alta”, con una frecuencia de corte de 0.041667 Hz. En la Figura 5.21 se muestra la serie de tiempo filtrada, donde se aprecia la eliminación de las frecuencias altas.

En el Cuadro 5.18 se muestran las constantes armónicas significantes de los componentes de marea de la serie de tiempo medida en la zona norte de la Ría

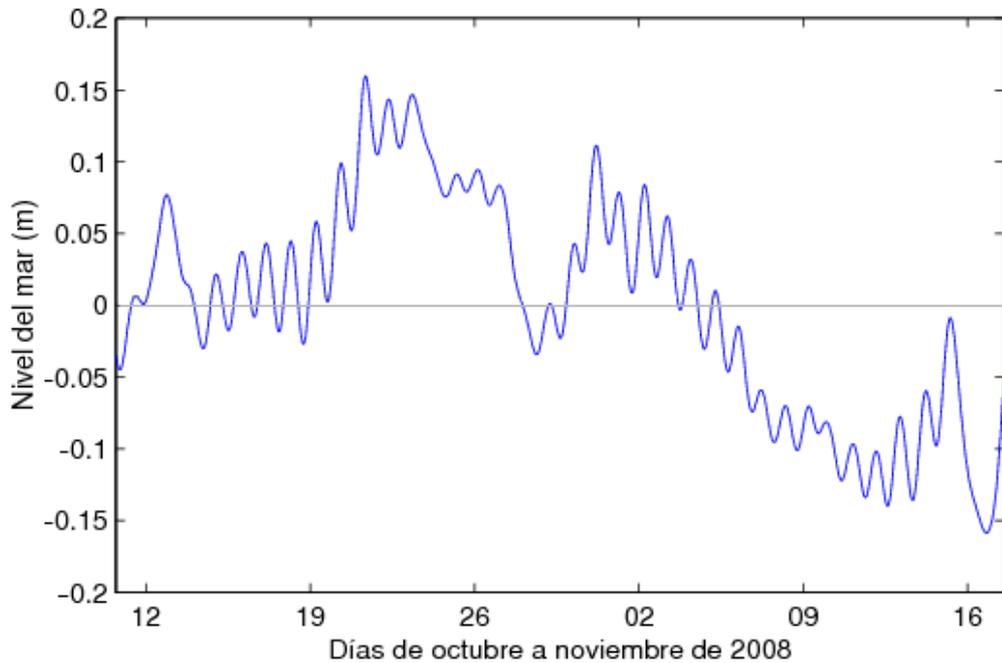


Figura 5.21: Aplicación de un filtro pasa-alta a la serie de tiempo del nivel del mar correspondiente al periodo del 10 de octubre de 2008 al 17 de noviembre de 2008 medida en la zona superior de la Ría de Celestún.

de Celestún, Yucatán. En este análisis también fue utilizada la técnica de las inferencias, para lo cual se usaron los datos del Cuadro A.6 (ver sección 5.2.3.2). La elevación del nivel medio del mar fue reproducida por treinta y cinco constantes armónicas de marea, de las componentes significantes mostradas, diez son de origen astronómico y seis de aguas someras.

La banda de frecuencias diurnas estuvo representada por la constante K_1 y las semidiurnas por la constante M_2 , por lo que la onda de marea en la cabeza de la Ría sigue el mismo comportamiento que en la zona exterior y central, fue mixto con predominancia diurna y fuerte aportación de las bandas de frecuencia de aguas someras, calculado, Cuadro 5.15.

La combinación de los componentes armónicos explican de manera aproximada el 46 % de la energía total analizada, Cuadro 5.18, lo que indica que más del 50 % de la señal medida en la parte superior de la Ría, fue modulada más por oscilaciones naturales internas y procesos atmosféricos que por astronómicos, transferencia de energía de los armónicos principales a los secundarios y pérdida de energía por efectos de fricción con el fondo y lateral, entre otros, Figura 5.22. En la Figura 5.22 se aprecia como la señal sintética tiende a la señal medida, mas sin embargo,

Cuadro 5.18: Componentes armónicos de la marea registrada en la zona norte de la Ría de Celestún, durante el periodo del 10 de octubre al 17 de noviembre de 2008.

Constante armónica	Periodo (hrs)	amplitud (m)	Fase (°)
MM	661.29	0.060	104.80
MSF	354.37	0.027	182.76
Q ₁	26.87	0.003	96.54
O ₁	25.92	0.009	40.41
P ₁	24.07	0.005	64.72
K ₁	23.93	0.013	53.05
J ₁	23.10	0.003	246.78
M ₂	12.42	0.0005	340.52
S ₂	12.00	0.0002	187.17
K ₂	11.97	0.0001	192.42
MO ₃	8.39	0.0002	137.77
MK ₃	8.18	0.0002	214.78
MS ₄	6.10	0.0002	105.65
S ₄	6.00	0.0001	212.81
M ₆	4.14	0.0001	315.01
2SM ₆	4.05	0.0001	175.77

subestima las pleamares y sobreestima las bajamares, y no se aprecia algún patrón de mayor o menor representación de bajamares y pleamares.

Análisis espectral de la serie de tiempo de marea. Se aprecia la concentración de energía en las frecuencias más bajas, representadas por las componentes MSF (0.027 m) y MM (0.06 m), así como la baja energía presente en la señal de marea respecto a los espectros calculados para las otras dos señales analizadas, Figura 5.23.

5.2.3.4. Análisis de un segmento temporal análogo de las series de marea tomadas en las tres zonas de la Ría de Celestún

En vista de que los resultados del análisis armónico (número de componentes resueltas, amplitudes y fases) depende en parte de la serie de tiempo analizada, es importante utilizar series del mismo tamaño y del mismo periodo cuando se pretende comparar datos de dos o más sitios distintos. En este sentido, y con el fin de estudiar la propagación de la marea en la Ría a través de los cambios en las fases y amplitudes de sus armónicos, se realizó un análisis de observaciones

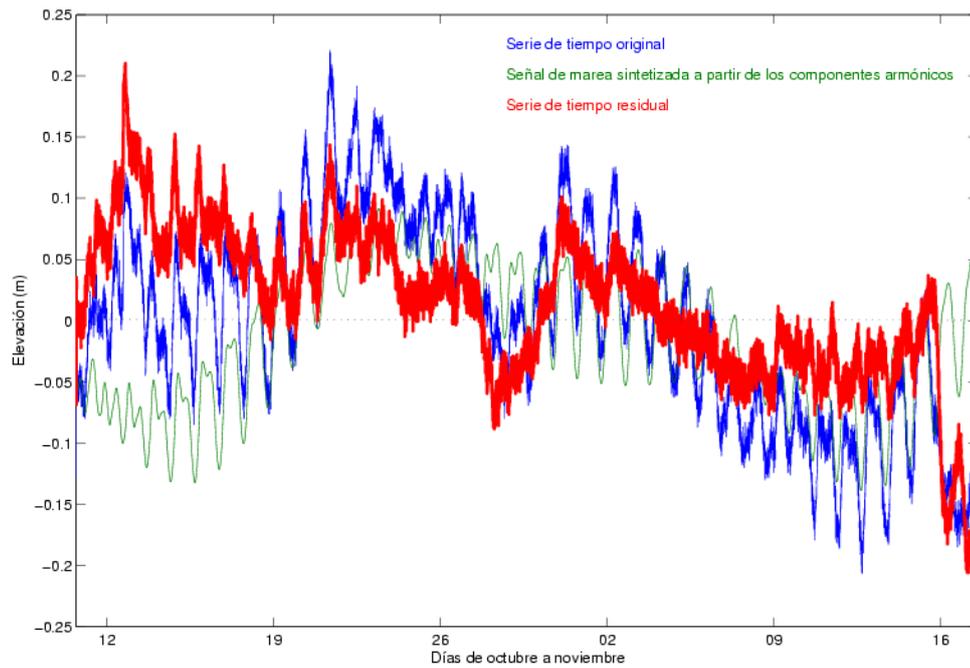


Figura 5.22: Serie de tiempo de marea, señal sintetizada y residual, correspondiente al periodo del 10 de octubre al 17 de noviembre de 2008 medida en la zona superior de la Ría de Celestún.

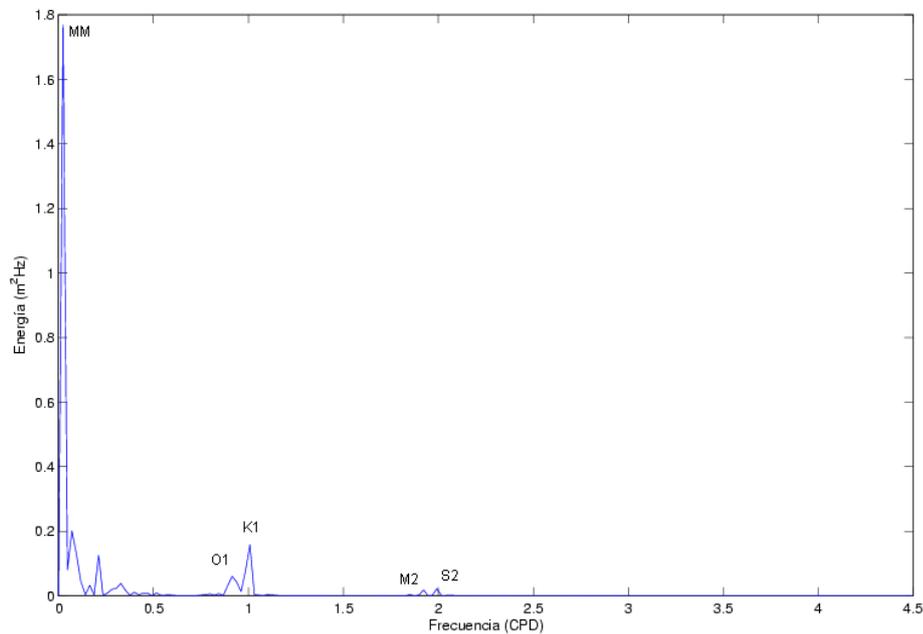


Figura 5.23: Espectro de energía de la serie de tiempo de marea correspondiente al periodo del 10 de octubre al 17 de noviembre de 2008, medida en la zona superior de la Ría de Celestún.

simultáneas de nivel de superficie libre del agua, en las tres zonas de la Ría de Celestún: marina, central y norte, Figura 5.12. El intervalo de tiempo en el que se estuvieron datos abarcó de las 13 horas del 16 de octubre a las 13 horas del 17

de noviembre del 2008.

En la Figura 5.24 se muestran los segmentos de las tres series de tiempo medidas.

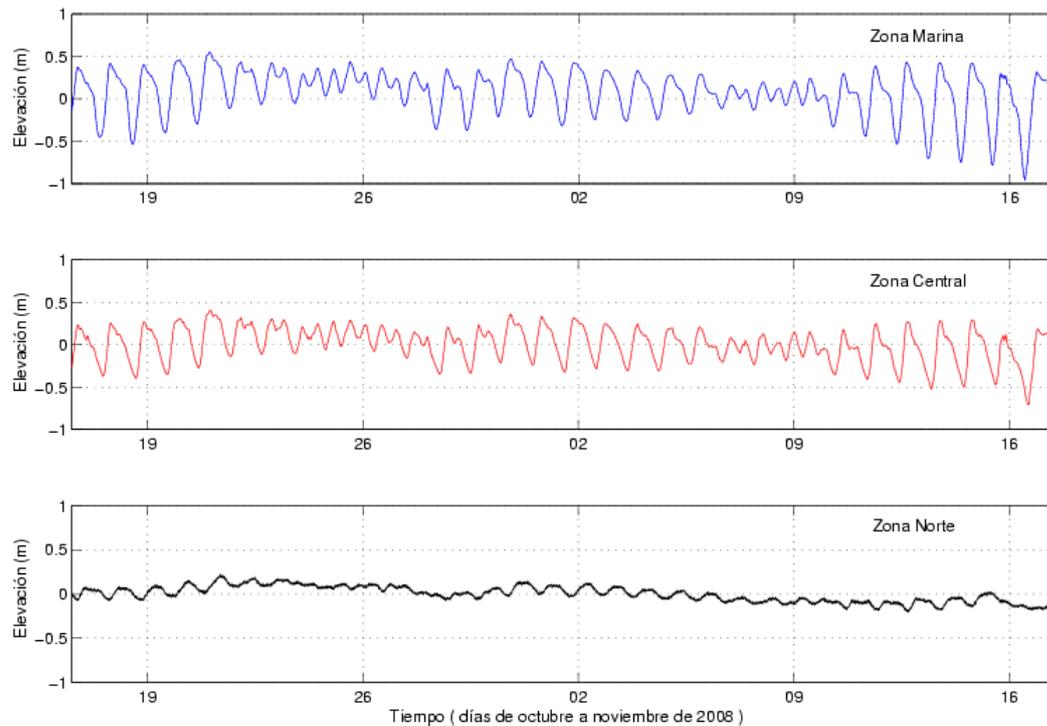


Figura 5.24: Series de tiempo simultáneas en los tres sitios de medición en la Ría de Celestún, Yucatán.

Análisis armónico. En los Cuadros 5.19 a 5.21 se muestran los resultados obtenidos para la zona marina, central y norte, respectivamente, los armónicos que se muestran corresponden a los constituyentes con un nivel de significancia del 95 %, media \pm dos veces la desviación estándar, y que fueron significantes en los tres cálculos.

En las tres zonas, la banda de frecuencias diurnas estuvo representada por la componente O_1 , cuya amplitud fluctuó desde 0.17 m en la zona externa a 0.015 m en la zona norte de la Ría y la banda semidiurna por M_2 , que varió de 0.125 m a 0.01 m.

Desfases de marea. La manera en la cual fueron calculados los retrasos de los armónicos, fue la siguiente:

- Cuando la fase del punto inicial de propagación de la onda fue la menor de las dos, el desfase se obtuvo por medio de su resta aritmética. Este fue

Cuadro 5.19: Componentes armónicos del segmento de marea medido en la zona marina de la Ría de Celestún.

Armónico Principal	Frecuencia (cph)	Período (hrs)	Carácter	Amplitud (m)	Fase (grados)
Q ₁	0.0370	26.870	Diurno	0.050	318.03
O ₁	0.0387	25.819	Diurno	0.170	313.64
P ₁	0.0415	24.066	Diurno	0.059	324.16
K ₁	0.0417	23.934	Diurno	0.145	312.49
N ₂	0.0789	12.658	Semidiurno	0.039	120.46
M ₂	0.0050	12.421	Semidiurno	0.125	116.32
S ₂	0.0833	12.000	Semidiurno	0.028	115.64
K ₂	0.0836	11.967	Semidiurno	0.009	120.89
Aguas someras					
M ₄	0.1610	6.210	Cuartidiurno	0.007	292.37
MS ₄	0.1638	6.104	Cuartidiurno	0.004	276.18
2SK ₅	0.2084	4.797	Quintidiurno	0.002	69.80
M ₆	0.2415	4.140	Sextidiurno	0.003	315.13

Cuadro 5.20: Componentes armónicos del segmento de marea medido en la zona central de la Ría de Celestún.

Armónico Principal	Frecuencia (cph)	Período (hrs)	Carácter	Amplitud (m)	Fase (grados)
Q ₁	0.0370	26.870	Diurno	0.037	332.02
O ₁	0.0387	25.819	Diurno	0.122	322.54
P ₁	0.0415	24.066	Diurno	0.047	340.42
K ₁	0.0417	23.934	Diurno	0.145	328.75
N ₂	0.0789	12.658	Semidiurno	0.039	158.61
M ₂	0.0050	12.421	Semidiurno	0.104	140.88
S ₂	0.0833	12.000	Semidiurno	0.003	227.47
K ₂	0.0836	11.967	Semidiurno	0.001	232.72
Aguas someras					
M ₄	0.1610	6.210	Cuartidiurno	0.005	235.31
MS ₄	0.1638	6.104	Cuartidiurno	0.003	237.56
2SK ₅	0.2084	4.797	Quintidiurno	0.002	83.48
M ₆	0.2415	4.140	Sextidiurno	0.003	14.74

Cuadro 5.21: Componentes armónicos del segmento de marea medido en la zona norte o “cabeza” de la Ría de Celestún.

Armónico Principal	Frecuencia (cph)	Período (hrs)	Carácter	Amplitud (m)	Fase (grados)
Q_1	0.0370	26.870	Diurno	0.003	100.23
O_1	0.0387	25.819	Diurno	0.015	54.32
P_1	0.0415	24.066	Diurno	0.013	81.72
K_1	0.0417	23.934	Diurno	0.028	70.05
N_2	0.0789	12.658	Semidiurno	0.001	61.94
M_2	0.0050	12.421	Semidiurno	0.008	342.25
S_2	0.0833	12.000	Semidiurno	0.008	343.79
K_2	0.0836	11.967	Semidiurno	0.003	349.04
Aguas someras					
M_4	0.1610	6.210	Cuartidiurno	0.0002	29.14
MS_4	0.1638	6.104	Cuartidiurno	0.001	328.46
$2SK_5$	0.2084	4.797	Quintidiurno	0.001	311.31
M_6	0.2415	4.140	Sextidiurno	0.0004	228.60

el procedimiento realizado para el desfase entre la zona central y la zona marina.

- Cuando la fase del punto inicial de propagación de la onda fue la mayor de las dos, el desfase real y por medio del cual se obtuvo el retraso de la onda de marea, fue derivado utilizando el conjugado de la diferencia de fases.
- Cuando la fase del punto inicial de propagación de la onda cayó en el cuadrante IV y la segunda en el cuadrante I, el desfase entre éstos fue la suma de: la resta aritmética de un ciclo completo menos la primera fase, más la segunda fase, éste fue el procedimiento utilizado para el cálculo del desfase entre la zona norte y la zona central de la Ría de Celestún.

En el Cuadro 5.22 se muestran los desfases y los tiempos de retraso (en horas) de la onda de marea. Se ve como la onda de marea, en sus frecuencias diurnas, con excepción de la componente O_1 , presentan un retraso de aproximadamente una hora, en su propagación de la zona marina a la zona central.

El desfase de la zona norte respecto a la central de la componente diurna K_1 fue de 6.73 horas, por lo que componente principal de la onda de marea tarda 7.8 horas en llegar del punto medido a 10 km al WNW de la boca de la Ría hasta la parte Norte localizada en la cabeza de la Ría. La componente M_2 tuvo un retraso de 0.85 horas de la zona marina a la zona central y un retraso total

Cuadro 5.22: Desfases y retrasos, en grados y horas, respectivamente, de la onda de marea en la Ría de Celestún.

Zona Marina a Zona Central			Zona Central a Zona Norte		
Armónico	Diferencia de fases	Tiempo de retraso	Armónico	Diferencia de fases	Tiempo de retraso
Q₁	13.99	1.04	Q₁	128.210	9.57
O₁	8.90	0.64	O₁	91.780	6.58
P₁	16.26	1.09	P₁	101.300	6.77
K₁	16.26	1.08	K₁	101.300	6.73
N₂	38.15	1.34	N₁	263.330	9.26
M₂	24.56	0.85	M₂	201.370	6.95
S₂	111.83	3.73	S₂	116.320	3.88
K₂	111.83	3.72	K₂	116.320	3.87
M₄	302.94	5.23	M₄	153.830	2.65
MS₄	321.38	5.45	MS₄	90.900	1.54
2SK₅	13.68	0.18	2SK₅	227.830	3.04
M₆	59.61	0.69	M₆	213.860	2.46

de 7.8 horas desde la zona marina hasta la cabeza del sistema. Las componentes cuartidiurnas tuvieron retrasos de más de 5.3 horas de la zona exterior hasta la zona central y de 1.5 horas a 2.5 horas de éste último a la zona norte de medición. Las componentes con periodos menores a 5 horas tuvieron un retraso menor a una hora hasta la parte central y de alrededor de 2.75 horas de la parte media a la cabeza de la Ría.

En las Figuras 5.25 y 5.26, se muestra la evolución en el tiempo de las componentes K_1 y M_2 , respectivamente, para los tres sitios de estudio, se muestra el periodo expresado en medida angular y las amplitudes correspondientes. Se aprecia el retraso de K_1 en la zona central, respecto a la fase obtenida en la zona marina, Figura 5.24, se aprecia también la diferencia entre sus amplitudes.

La línea azul claro representa la componente calculada en la serie de tiempo medida en la zona norte, la cual se ve claramente modificada tanto en su amplitud como en su fase. Los retrasos calculados fueron de 6.73 h del centro a la zona norte (y una amortiguación en su amplitud del 20 %) y de 7.8 h de la zona marina a la zona norte (con una amortiguación en su amplitud del 75 %). La componente M_2 tuvo un comportamiento en el tiempo similar al de la componente K_1 , de la zona externa a la zona central, con sus respectivas diferencias en amplitud y fase. Con un retraso de 0.85 horas y una disminución de su máxima elongación del 17 % en su amplitud. Se aprecia el retraso y la disminución evidente de amplitud en la

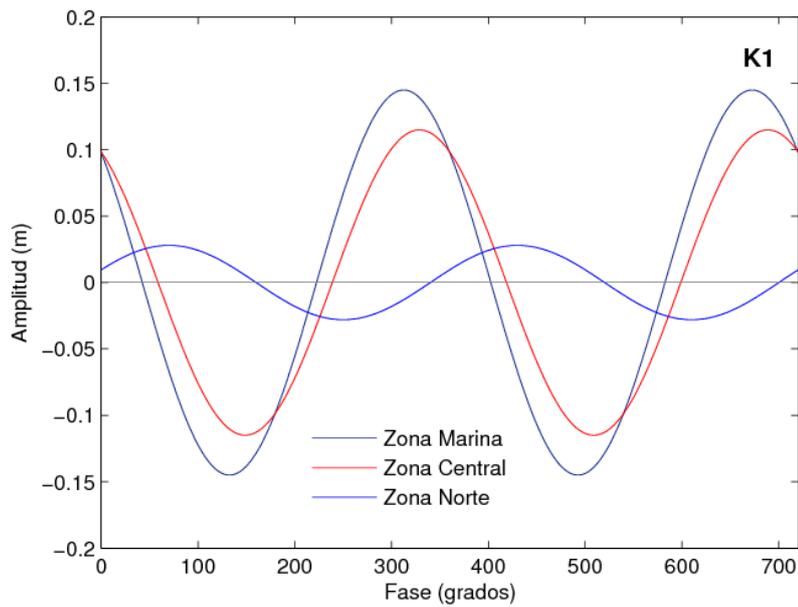


Figura 5.25: Variación en el tiempo de la componente K1.

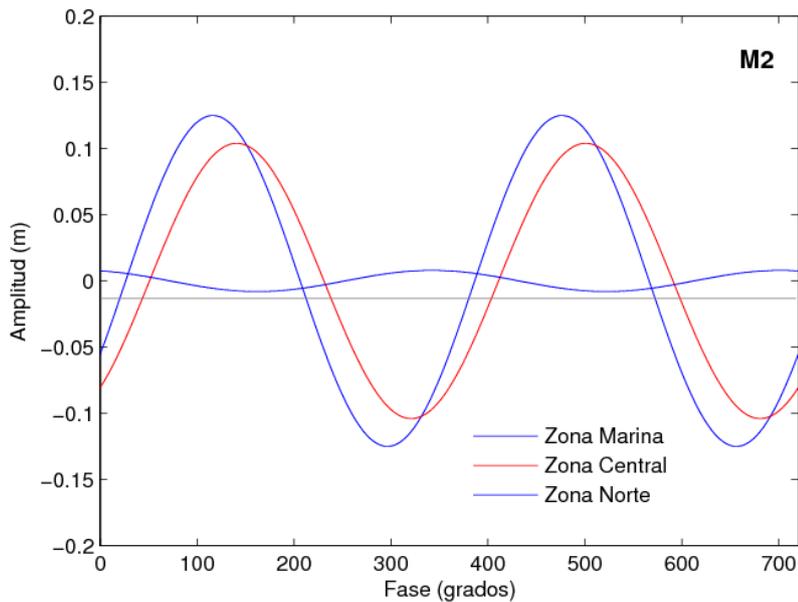


Figura 5.26: Variación en el tiempo de la componente M2.

frecuencia semidiurna M_2 calculada de la serie medida en la zona norte.

5.2.3.5. Gasto y nivel del mar medidos en la parte media de la Ría

Se midió el flujo y el nivel del mar en la parte media de la Ría de Celestún durante un ciclo de marea (del 27 al 28 de octubre de 2010), con un intervalo de muestreo de aproximadamente 30 min, Figura 5.27. En la boca de la Ría, dichas

variables responden a la acción directa de las variaciones de la marea, en cambio, en las partes media y norte de la Ría, están influenciadas por las características morfológicas del sistema lagunar.

El comportamiento del flujo medido fue explicado a través de la teoría de vasos comunicantes (tres vasos intercomunicados uno con otro: boca, centro y cabeza de la Ría). Siguiendo sus diferentes fases numeradas sobre la Figura 5.27, el comportamiento es explicado como sigue (gasto positivo fluye hacia dentro del cuerpo, gasto negativo hacia el exterior):

1. Al elevarse el nivel en el centro de la laguna, en el norte sigue bajando, es decir continúa el flujo del agua del norte hacia el centro, hasta alcanzar el equilibrio (cero de la gráfica).
2. El nivel en el centro sigue subiendo y después de la cota cero, se invierte el gradiente de presiones y empieza a moverse el agua del centro hacia el norte.
3. Empieza a bajar el nivel en el centro de la laguna, pero aún bajando este nivel, éste sigue siendo superior al de la parte norte, y debido a ese gradiente es que continúa el flujo hacia el norte.
4. Mientras se alcanza el segundo pico de marea:
 - a) Al seguir bajando el nivel del mar, se igualan nuevamente los niveles en el centro y en el norte, ahora se invierte el gradiente de presiones y empieza a fluir agua del norte hacia el centro.
 - b) Se llega al valle en la gráfica de presión, el cual equivale al máximo desnivel, por lo tanto el máximo gasto de salida.
 - c) Al hacerse presente la componente semidiurna (segundo pico de presión) sube nuevamente el nivel del agua, se reduce el gradiente y disminuye el gasto de salida, valor máximo de presión (cresta en la gráfica de gasto).
5. Baja el nivel del mar; se igualan las presiones.
6. Baja el nivel, aumenta el gradiente y por lo tanto aumenta el gasto saliente. En bajamar aumenta el espesor de la capa límite con respecto a la altura total, por lo que aumenta la fricción y por ende disminuye el gasto de salida, lo cual puede verse en la última parte de ambas gráficas.

Durante el ciclo de marea, el flujo (llenante) total fue de $32.39 \times 10^3 \text{ m}^3$, mientras que para el reflujó (vacianté) fue de $53.52 \times 10^3 \text{ m}^3$, lo cual indica una diferencia de $21.12 \times 10^3 \text{ m}^3$. Dicha diferencia pudo deberse a (a) impresiones en las mediciones, (b) oscilaciones no astronómicas y (c) que se midió durante el periodo de vaciado de la laguna (ciclo mensual -lunar- de la marea).

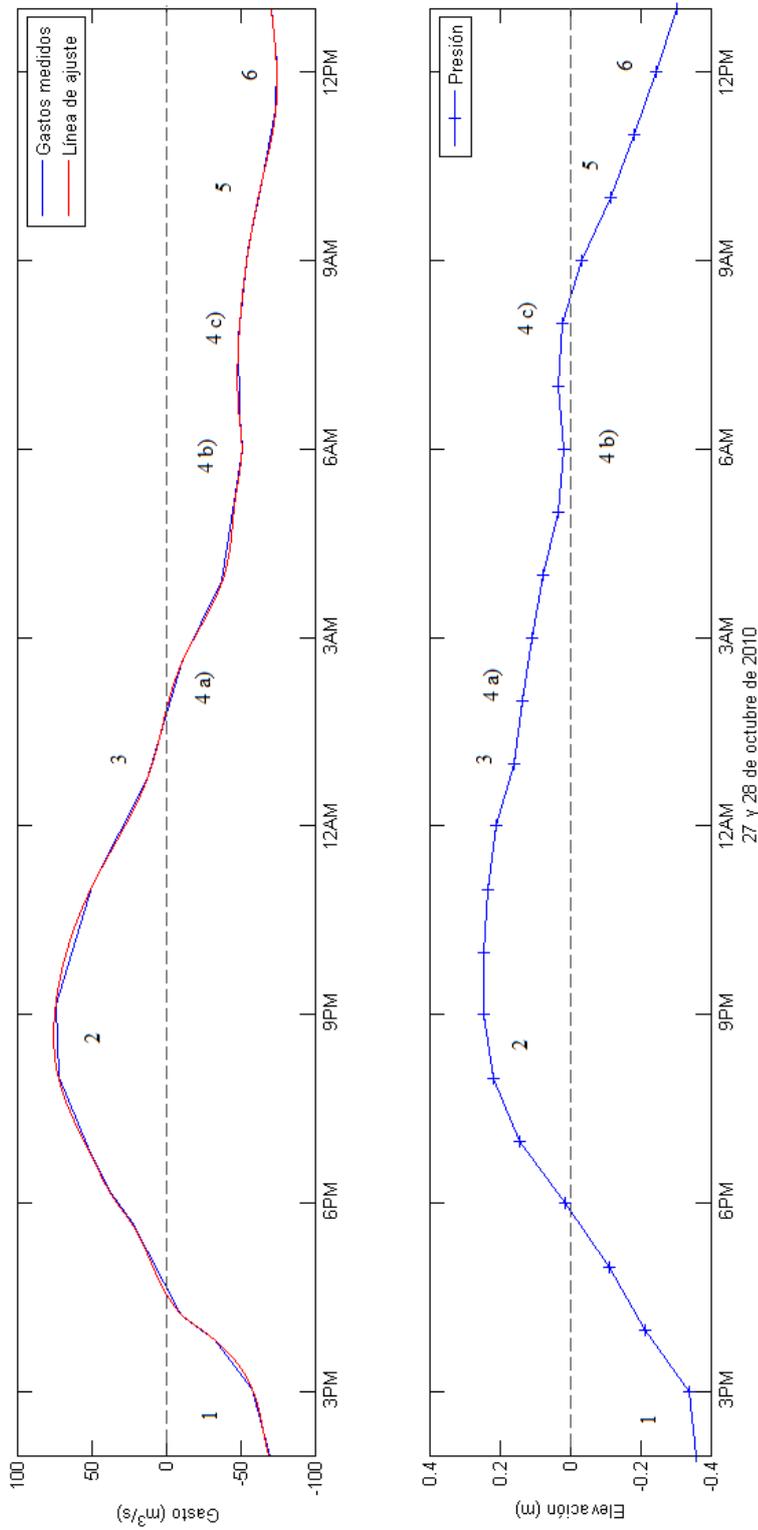


Figura 5.27: Gastos medidos, línea de ajuste y presión medida en la parte media de la Ría de Celestún.

5.2.3.6. Mediciones de presión

Se cubrieron cuatro zonas de la Ría de Celestún:

- Un instrumento fue colocado en la boca de la Ría (27/10/2010-15/11/2010).
- Dos se colocaron en la zona central, cubriendo la columna de agua:
 - Uno se colocó a una distancia de 0.40 m sobre el fondo lagunar (15:00/27/10/-14:00/28/10). Después fue reubicado un lado del muelle turístico de Celestún (16:00/28-14:00/15/11).
 - El segundo instrumento fue colocado en la parte superior de la columna de agua (primeros 10 cm de profundidad), de tal manera que fluctuara con la marea. Lo anterior se realizó con el objetivo de medir simultáneamente los parámetros de temperatura y conductividad en la columna de agua, durante un ciclo de marea y determinar si existe o no una estratificación.
- Un cuarto instrumento fue colocado en la zona norte (del 27/10 al 15/11 de 2010).

Presión, temperatura y conductividad en la Boca de la Ría. Las mediciones inician con el registro de una masa de agua caliente en mareas vivas (>32 °C), y disminuyendo después en mareas muertas (con una media de 28 °C). Durante el siguiente periodo de mareas vivas se alcanza la temperatura mínima registrada (21 °C), debido a la entrada de agua más fría. La variación media y máxima en un ciclo de marea fue de 3 °C y 8 °C, respectivamente, Figura 5.28.

La salinidad en la boca de la Ría fluctuó con la marea; registrando los valores máximos en las bajamares (por aumento de evaporación y menor tirante de agua) y mínimos en las pleamares (por la entrada de agua menos salada y/o la dilución con agua subterránea), Figura 5.29.

El análisis armónico de la serie del nivel del mar medido en la boca de la Ría indica que la banda de frecuencia diurna estuvo representada por las componentes K_1 y O_1 y las semidiurnas por M_2 , Cuadro 5.23.

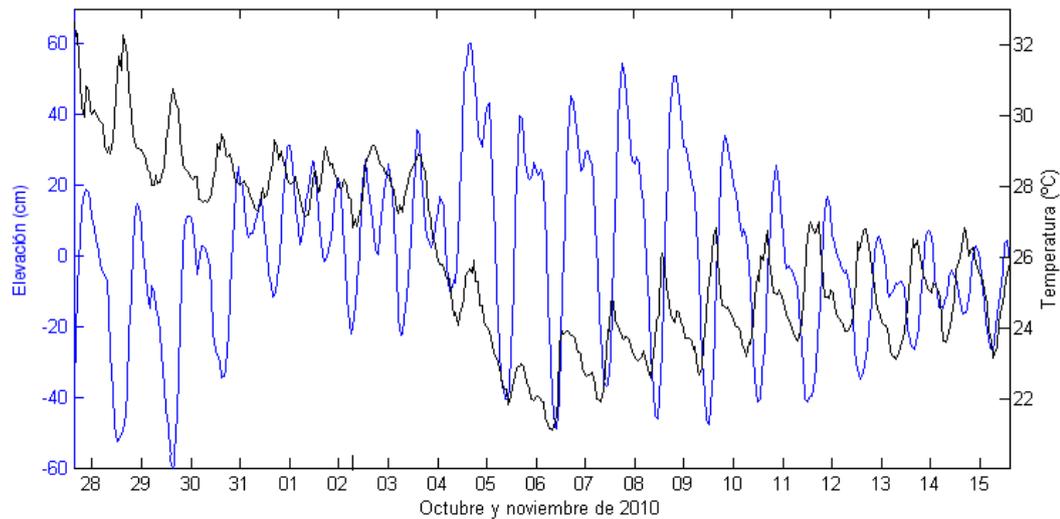


Figura 5.28: Presión y temperatura medidas en la boca de la Ría de Celestún, Yucatán, del 27 de octubre al 15 de noviembre de 2010.

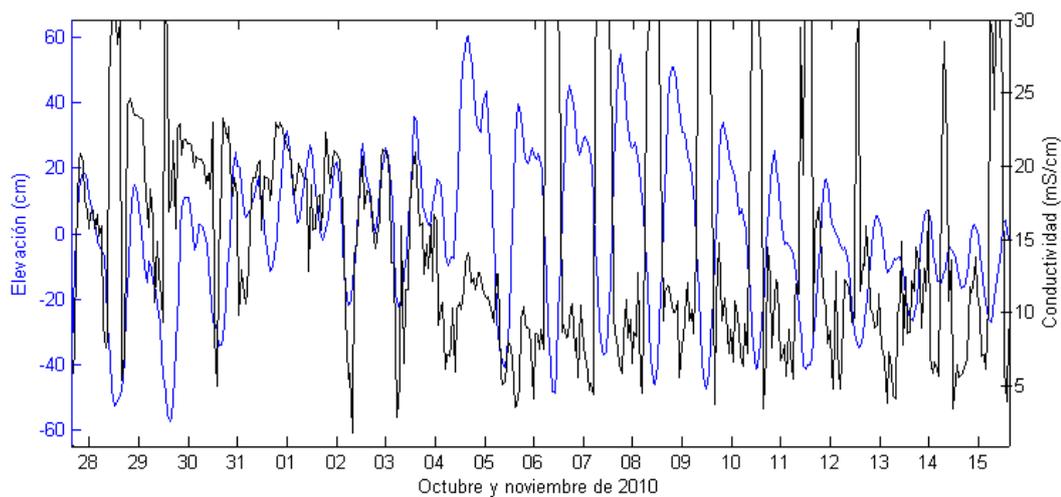


Figura 5.29: Presión y conductividad medidas en la boca de la Ría de Celestún, Yucatán, del 27 de octubre al 15 de noviembre de 2010.

Presión, temperatura y conductividad en el centro de la Ría. El comportamiento de la temperatura fue bastante similar en el centro (parte baja de la columna de agua) y en la boca de la laguna, Figura 5.30; agua caliente al inicio ($>33\text{ }^{\circ}\text{C}$), seguido de un descenso de temperatura, para después fluctuar con la vaciante y llenante. La temperatura media fue $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ mayor que en la boca, con una mayor desviación estándar.

La conductividad en el centro (desv. estándar de 8.4; media $22.59\text{ mS}\cdot\text{cm}^{-1}$) tuvo una menor variación que en la boca (desv. estándar 13.50; media $13.49\text{ mS}\cdot\text{cm}^{-1}$), presentándose agua menos salada durante las bajamares (debido en

Cuadro 5.23: Componentes armónicas de la marea registrada en la boca de la Ría de Celestún (27/10/2010 - 15/11/2010).

Constante armónica	Periodo (hrs)	Amplitud (m)	Fase (°)
O₁	25.92	0.169	323.94
K₁	23.93	0.199	291.41
M₂	12.42	0.138	119.92
S₂	12.00	0.024	97.33
SK₃	7.99	0.007	292.42
M₄	6.21	0.007	267.58
MS₄	6.10	0.003	246.63
S₄	5.99	0.004	333.41
2SK₅	4.09	0.001	78.06
M₆	4.14	0.003	350.99
M₈	3.10	0.001	8.61

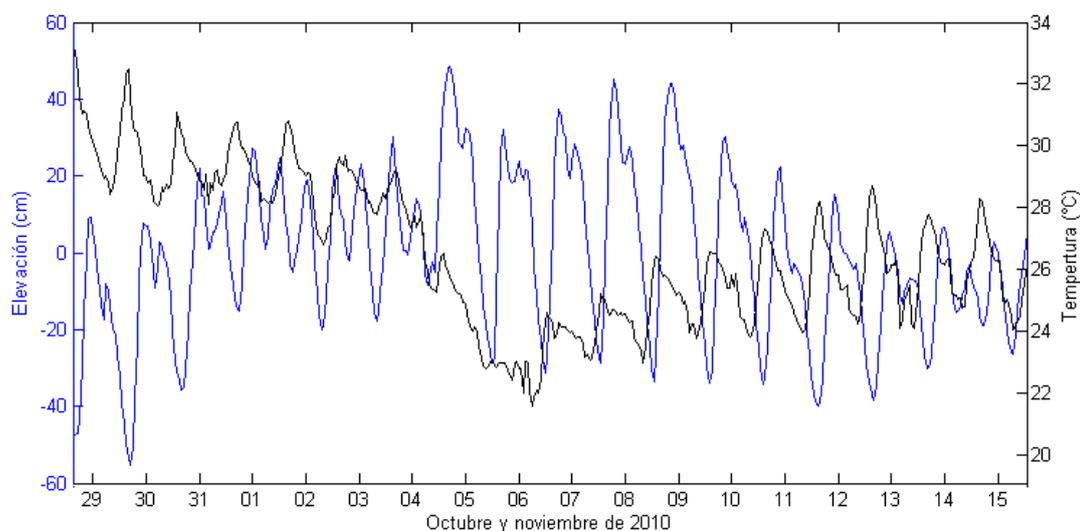


Figura 5.30: Presión y temperatura medidas en el centro de la Ría de Celestún (28/10/2010 - 15/11/2010).

parte al aporte de agua subterránea). La temperatura máxima (salinidad mínima) en la parte superior de la columna se alcanza en la llenante, hasta alcanzar la pleamar, donde la temperatura desciende (agua fría y salada proveniente del exterior). Durante la vaciante, se tiene agua más fría y dulce, proveniente de la parte norte de la Ría. La temperatura no varía con la profundidad, con excepción de la entrada de agua más caliente en la interface entre las componentes diurna y semidiurna. La máxima salinidad se alcanzó en la pleamar.

Las amplitudes de las componentes de marea principales se amortiguaron ($O_1=22.5\%$, $K_1=23.6\%$, $M_2=14.5\%$) y las fases se modificaron, principalmente las componentes K_1 en 1.47 horas y M_2 en 1.1 horas.

Presión, temperatura y conductividad en el norte de la Ría. Ambas variables oscilaron con el nivel del agua, Figura 5.31. Las mediciones iniciaron en mareas muertas y temperatura y conductividad máximos (agua caliente y salada). Al subir el nivel del mar, ambas variables disminuyeron (aporte de agua marina fría y menos salada), invirtiéndose en mareas muertas (agua más caliente y salada).

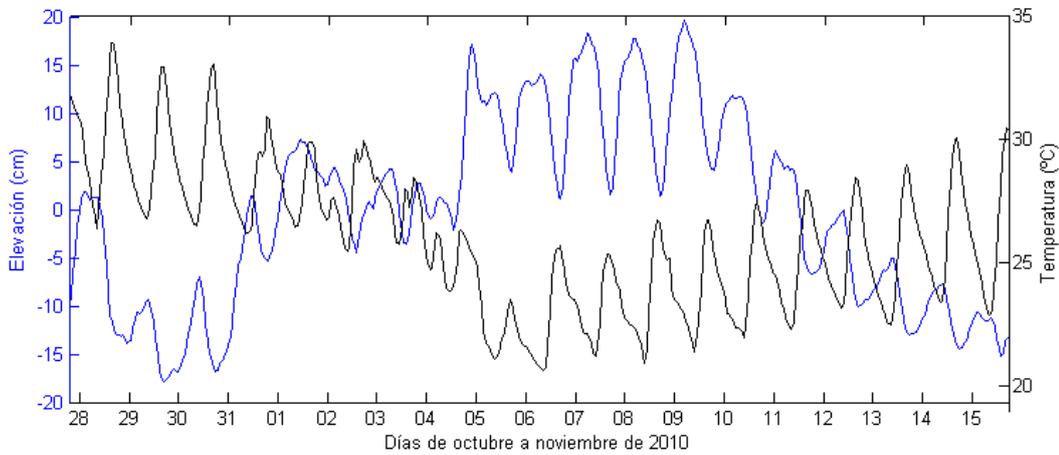


Figura 5.31: Presión y temperatura medidas en el norte de la Ría de Celestún, Yucatán (periodo del 27/10 al 15/11 de 2010).

5.2.4. Corrientes

La velocidad de corriente fue medida en la zona marina en diez capas con un espesor de 0.5 m, la dirección fue corregida por declinación magnética. La dirección media de la corriente resultó ser hacia el NNE durante el flujo de marea y hacia el SSW durante el reflujo. Las mayores velocidades están asociadas con la marea en reflujo (media de 0.09 m.s^{-1} y máxima de 0.37 m.s^{-1}).

La velocidad decrece de la superficie al fondo (u máxima fue 21.24 cm.s^{-1} a 13 cm.s^{-1} y v máxima de 33.19 cm.s^{-1} a 18 cm.s^{-1}). El rango máximo de v fue de 15.31 cm.s^{-1} , mientras que para la componente u , fue de 8.11 cm.s^{-1} . La variación máxima de velocidades entre dos capas contiguas para una misma componente, se encuentra entre las dos más superficiales (primer metro de profundidad), 5.5 cm.s^{-1} y 8.8 cm.s^{-1} , para u y v respectivamente. La velocidad horizontal promediada en la vertical fue de 9 cm.s^{-1} , alcanzando en los picos velocidades de hasta 37 cm.s^{-1} durante el reflujo con una dirección SSW.

La componente principal de la corriente se encuentra sobre el eje NNE-SSW y la corriente en la capa superficial se encuentra direccionalmente más dispersa, lo anterior debido al efecto del viento sobre la misma.

5.2.4.1. Funciones empíricas ortogonales aplicadas a corrientes

Aplicación de filtros pasa-baja. Se graficaron las series resultantes de los filtros pasa-baja y pasa-alta, Figura 5.32 (a) y Figura 5.32 (b), en la primera se muestra la señal que contiene todas las frecuencias menores o igual a la frecuencia de corte (0.041661 Hz ; 24 h), y en la segunda todas las frecuencias mayores. Se ve como el filtro deja fuera a las frecuencias que rigen el comportamiento de la señal (la señal de pasa-baja sigue prácticamente la señal original).

Para el análisis de FEO'S se requieren series de tiempo completas (sin vacíos), las únicas que cumplieron dicho requisito, fueron las 6 capas más profundas. En la Figura 5.33 se muestra la matriz de covarianza de las componentes u (este-oeste) y v (norte-sur); cada cuadrante está compuesto por 36 elementos, que representan la relación entre las seis capas. El *cuadrante I* (esquina superior derecha), es la relación de (u, v) , el *cuadrante II* (esquina superior izquierda), (u, u) , el *cuadrante III* (esquina inferior izquierda), (v, v) y el *cuadrante IV* (esquina inferior derecha), (v, u) .

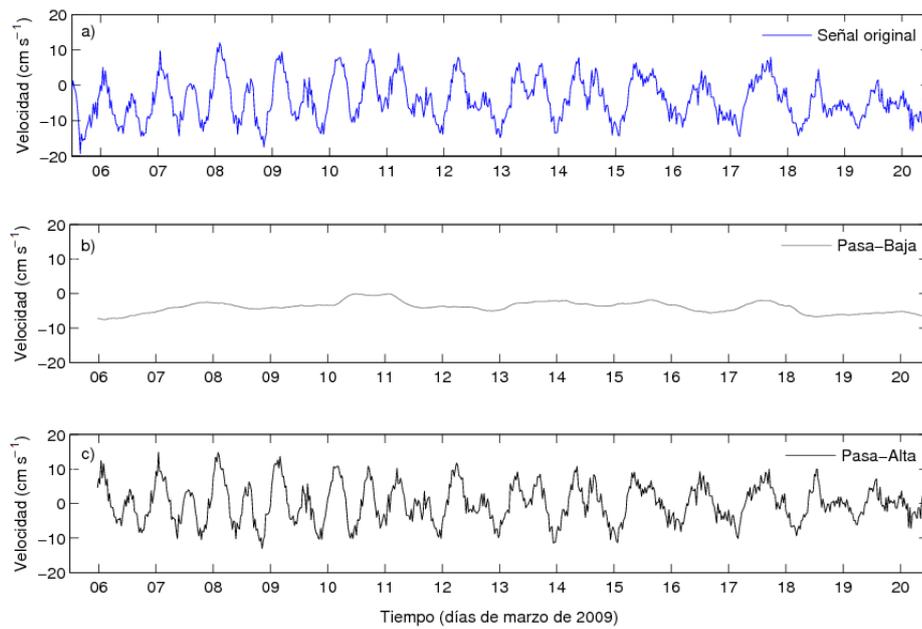


Figura 5.32: Aplicación de filtro a la componente u (este-oeste) la señal de corrientes (5 - 21 de marzo de 2009), a) señal original, b) señal con filtro Pasa-Baja, c) señal con filtro Pasa-Alta.

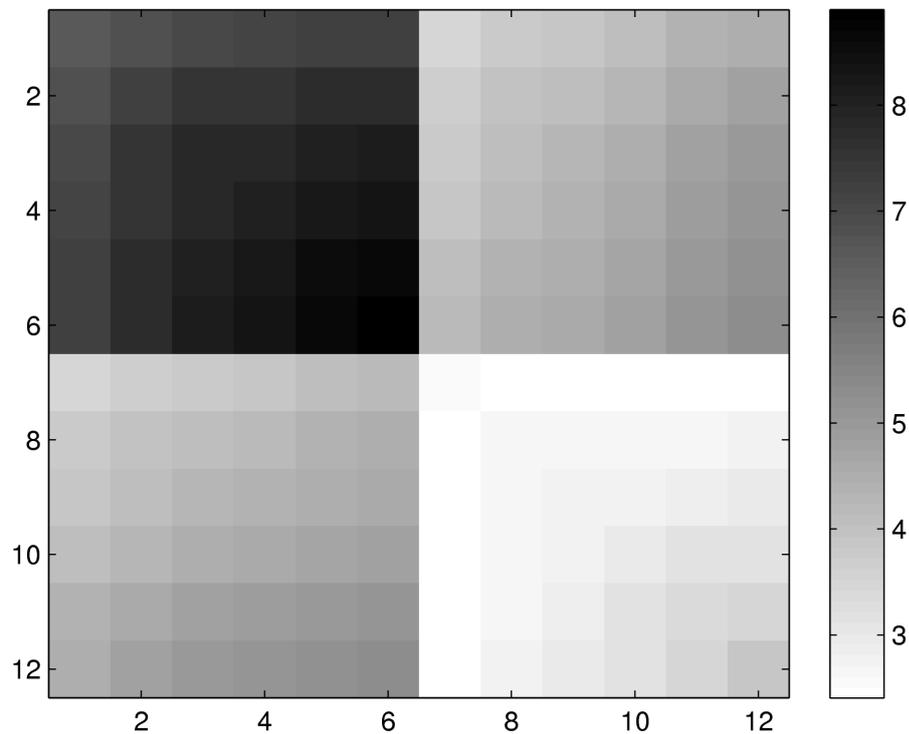


Figura 5.33: Matriz de covarianza para las componentes (u,v) de las seis capas de corrientes medidas en la zona marina de la Ría de Celestún.

En los cuatro cuadrantes se ve como la capa más energética corresponde a la más superficial, $[x(1-12), y(6)]$, $[x(1-12), y(12)]$, y disminuye al dirigirse hacia el fondo marino.

De la interrelación de las componentes (u, v) se deriva lo siguiente: i) las corrientes tienen una predominancia NE-SO (máxima energía en la componente este-oeste) ii) la componente E-O tiene una mayor distribución de energía en la columna (la parte media de la columna de agua en el cuadrante II, tiene un comportamiento similar a la capa superficial) y, iii) la componente N-S cambia más bruscamente (la parte media de la columna de agua en el cuadrante IV, tiene un comportamiento similar a la capa más profunda, es decir, cambia más lentamente).

El modo 1 explica el 96.63% de la variabilidad sub-mareal de las corrientes medidas en la zona marítima de la Ría de Celestún, mientras que el modo 2, el 1.87%, Figura 5.34.

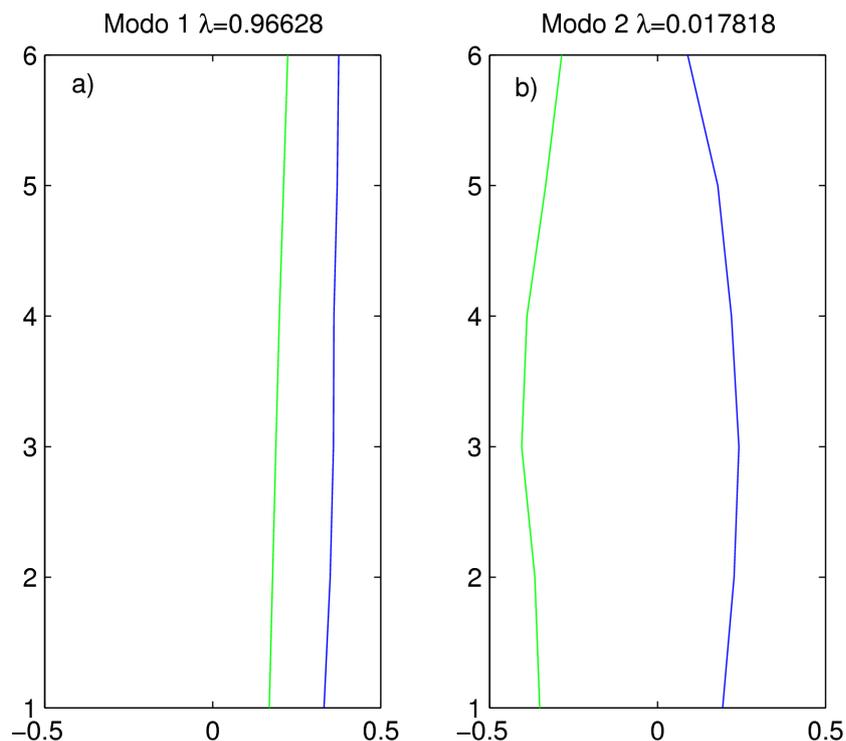


Figura 5.34: Coeficientes correspondientes a los primeros dos modos de las funciones empíricas ortogonales, a) Modo 1 y b) Modo 2, se muestra en azul a la componente E-O y en verde a la componente N-S, para cada caso.

La poca variabilidad en la estructura vertical de los modos indica que el 96% del tiempo hay un comportamiento similar de la velocidad a lo largo de la columna de agua y el que los coeficientes no cambien de signo, indica una respuesta

unidireccional en el tiempo de la corriente a los forzamientos que provocan la variabilidad sub-mareal. De extrapolarse a gran escala, este sería el patrón de circulación y tendencias en el transporte de sedimentos de las aguas marginales del sureste del golfo de México: predominancia del flujo en una sola dirección. El comportamiento negativo lo presenta solo el modo 2 (N-S): el 2% de las veces la combinación negativa S y positiva E gobernarán el flujo de corriente (corriente fluyendo del SE al NW), Figura 5.34. El resto del tiempo el comportamiento de la corriente es explicada por el modo 1 (dirección del NE al SW).

Se dibujaron los coeficientes de los modos de las funciones empíricas ortogonales en el tiempo, con los cuales se reproduce la contribución individual de cada uno de los modos a las series de datos originales; en la Figura 5.35 se muestra la variación temporal del primer modo y la elevación del nivel medio del mar para el mismo periodo. La mejor aproximación entre la corriente y la elevación de la superficie libre ocurrió para el periodo de mayo a agosto.

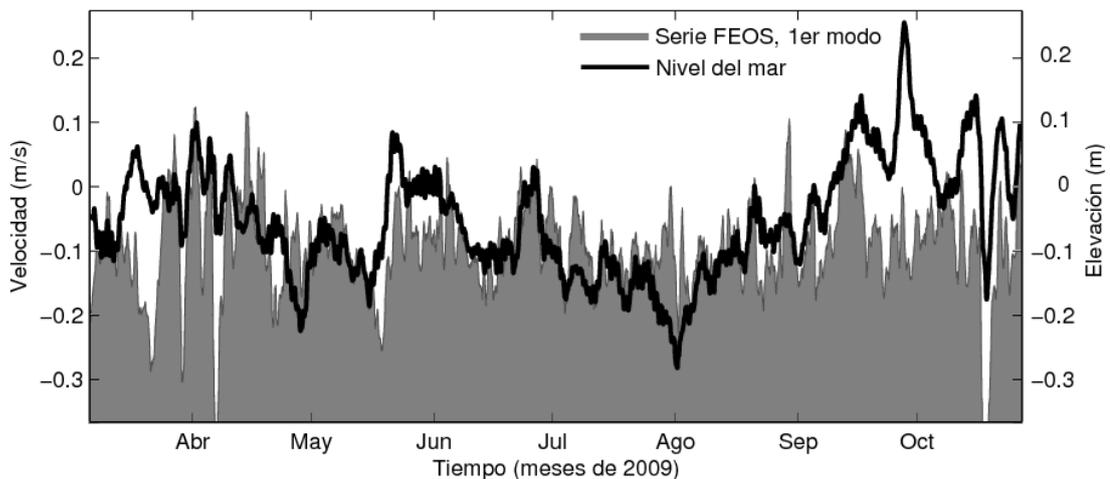


Figura 5.35: Variación temporal del primer modo de FEOS, zona sombreada, y nivel del mar medido, línea negra gruesa; en el eje de las ordenadas izquierdo se muestra la velocidad de la corriente y en el derecho la profundidad en decímetros.

En la Figura 5.36 se muestra la variación temporal del segundo modo de las FEOS, en sombreado, y sobrepuesta, la componente este-oeste de la velocidad del viento. En la figura se ven cambios de dirección muy marcados (por ejemplo en abril y mayo) los cuales se reflejan en la serie de tiempo de corrientes. Las mediciones de corrientes fueron realizadas en mar abierto, y su comportamiento pudiera estar influido, en mayor medida, por otros factores como flujos de corriente a gran escala y no solo la fluctuación del nivel del mar. Además, el viento utilizado como agente forzante, fue medido en tierra, y no en el lugar de medición

de la corriente.

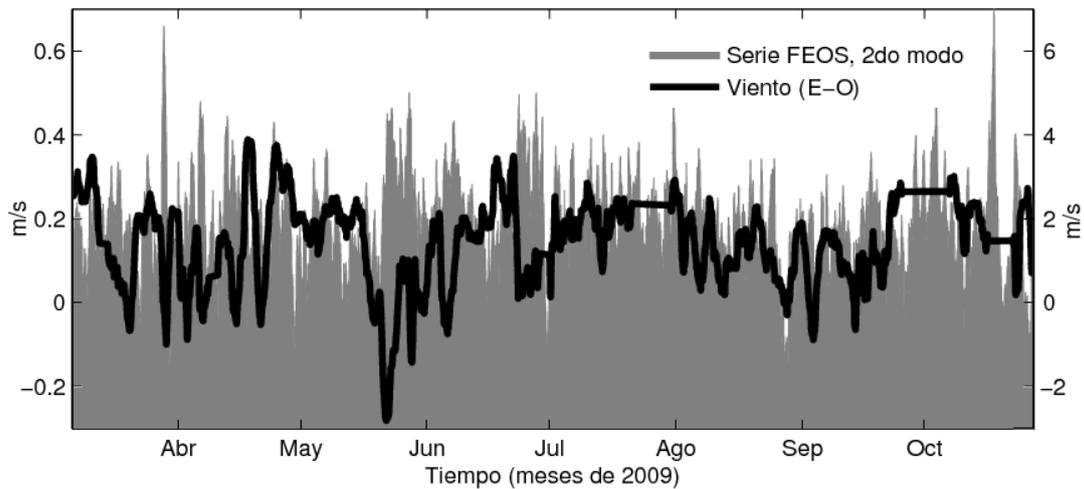


Figura 5.36: Variación temporal del segundo modo de FEOS, zona sombreada, y componente u (este-oeste) de la velocidad del viento, línea negra gruesa; en el eje de las ordenadas izquierdo se muestra la velocidad de la corriente y en el derecho la velocidad del viento.

5.2.5. Oleaje

Se midieron las condiciones de oleaje en la zona marítima, se cubrió un periodo anual (octubre de 2008 a octubre de 2009), con el fin de cubrir todo el ciclo climático anual (calmas, nortes y huracanes). La serie de tiempo fue dividida con el objetivo de crear una clasificación en términos de energía del oleaje: Huracanes (1/junio - 30/noviembre); Nortes (1/diciembre - al último día de febrero); y Calmas (1/marzo - 31/mayo).

La dirección de aproximación del oleaje muestra un mayor porcentaje de ocurrencia en el cuadrante N-ESE (huracanes, 43%; nortes 47%), Figura 5.37.

En la rosa se ven tres picos energéticos principales (NNE, N y ESE); la mayor ocurrencia ocurrió en la dirección NNE (huracanes, 16.5%; nortes, 17.6%). El clima medio de oleaje que se presentó en la zona exterior a la Ría (10/2008 - 10/2009) fue de baja energía (altura de ola < 0.5 m). La altura de ola significativa media por dirección para la época de huracanes osciló de 0.24 m a 0.44 m, y la altura significativa máxima fue de 0.99 m (NNW). Para la época de nortes, las alturas medias fluctuaron de 0.38 m (SW) a 0.54 m (NW), y la máxima fue 1.15 m, proveniente del WNW.

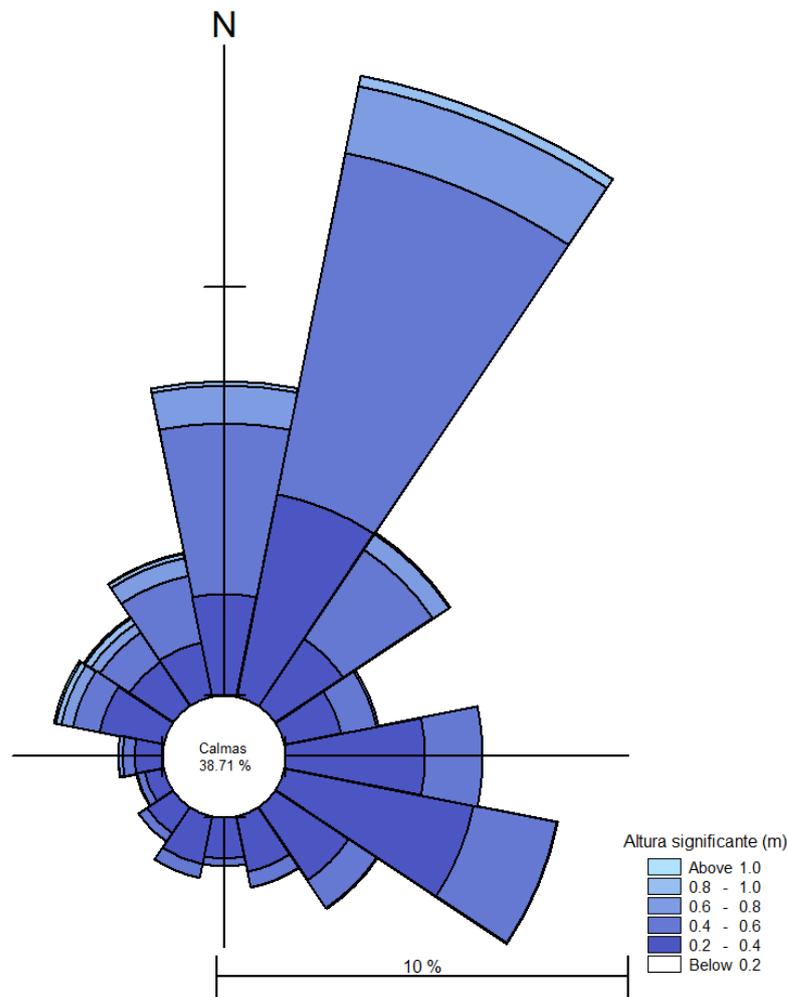


Figura 5.37: Rosa de oleaje en la zona marina de la Ría de Celestún (datos medidos del 13/10/2008 al 28/10/2009).

La media de los periodos pico para cada dirección durante la época de huracanes (nortes) fluctuó de 2.72 s a 8.2 s (de 4.79 s a 16.41 s). El período pico máximo registrado fue de 25.6 s, en la época de huracanes. El mayor porcentaje de periodos estuvo entre 2 s y 4 s, representando el 38.9% en huracanes, 36% en nortes y el 57% en calmas. La zona del cuadrante sur - este del punto donde estuvo instalado el equipo, está limitado por fetch, y no permite la generación y crecimiento de oleaje con período mayor a 6 segundos. De estos datos se desprende la siguiente observación: la existencia de oleaje con períodos mayores a 14 s ocurrió en toda la rosa, lo cual se puede deber a una interacción del oleaje y las corrientes, con la plataforma continental y la costa.

5.2.5.1. Variabilidad y tendencia de los datos de oleaje; aplicación de modelo de propagación de olas en la Ría de Celestún

Para analizar la variabilidad y tendencia de la serie de datos de 30 años (e incluirla en los escenarios propuestos) se ajustaron los datos a líneas de tendencia. Del total de la serie de tiempo, el 70 % del oleaje provino de tres direcciones (NNW, N y NNE), de los cuales, un 62 % fue menor a 1 metro, Cuadro 5.24. La altura de ola media para la serie de tiempo de 30 años, fue de 0.58 m. En el Cuadro 5.25 se muestra la distribución conjunta de la altura de ola significativa y el periodo del oleaje; los periodos fluctuaron de 1.85 s a 16.05 s, la mayor ocurrencia se presentó en el rango de 4 - 6 s, con el 37 % del total de simulaciones. El periodo medio para el total de la serie fue de 5.26 s.

Cuadro 5.24: Distribución conjunta de la altura de ola significativa (H_s) y dirección del oleaje.

Dirección	No.	% del total	H_s (m)				
			0-0.5	0.5-1	1-1.5	1.5-2	2-2.5
N	22129	25.24	11.658	11.948	1.476	0.154	0.007
NNE	25225	28.77	15.032	13.422	0.318	0.002	0.000
NE	7283	8.31	4.891	3.398	0.017	0.001	0.000
ENE	3424	3.91	2.176	1.721	0.008	0.000	0.000
E	2342	2.67	1.403	1.258	0.010	0.000	0.000
ESE	1845	2.10	0.979	1.110	0.014	0.002	0.000
SE	1722	1.96	0.756	1.180	0.027	0.000	0.001
SSE	1560	1.78	0.655	1.108	0.017	0.000	0.000
S	1117	1.27	0.688	0.582	0.005	0.000	0.000
SSW	750	0.86	0.635	0.218	0.002	0.000	0.000
SW	655	0.75	0.618	0.120	0.008	0.001	0.000
WSW	598	0.68	0.574	0.090	0.014	0.005	0.000
W	722	0.82	0.591	0.151	0.060	0.022	0.000
WNW	1084	1.24	0.725	0.410	0.054	0.025	0.023
NW	3871	4.42	1.064	1.762	1.053	0.418	0.119
NNW	13337	15.21	3.363	7.461	3.262	0.897	0.230
Total	87664.00	100.00	45.810	45.938	6.346	1.526	0.380

La altura de ola mínima, promedio y máxima, para toda la serie de tiempo fue de: 0.07 m, 0.58 m y 2.37 m, respectivamente, el 92 % de las simulaciones fue menor o igual a 1 metro y la media anual osciló de 0.52 m a 0.68 m, Figura 5.38. En el promedio de las cinco mayores tormentas, se puede ver la variabilidad de los eventos extremos, así como la presencia de una variación decadal en donde la altura tiende de mayor a menor (p. ej. de 1979 a 1990).

Cuadro 5.25: Distribución conjunta de la altura de ola significativa (H_s) y el periodo del oleaje.

Periodo	No.	% del total	H_s (m)				
			0-0.5	0.5-1	1-1.5	1.5-2	2-2.5
<2	60	0.07	60	0	0	0	0
2-4	26967	30.76	14891	11989	87	0	0
4-6	32627	37.22	19503	12124	923	75	2
6-8	20018	22.83	5281	13123	1377	201	36
8-10	6571	7.50	395	2851	2671	562	92
10-12	1247	1.42	16	164	463	459	145
12-14	163	0.19	13	13	39	41	57
14-16	10	0.01	0	7	2	0	1
>16	1	0.00	0	0	1	0	0
Suma	87664.00	100.00	40159	40271	5563	1338	333

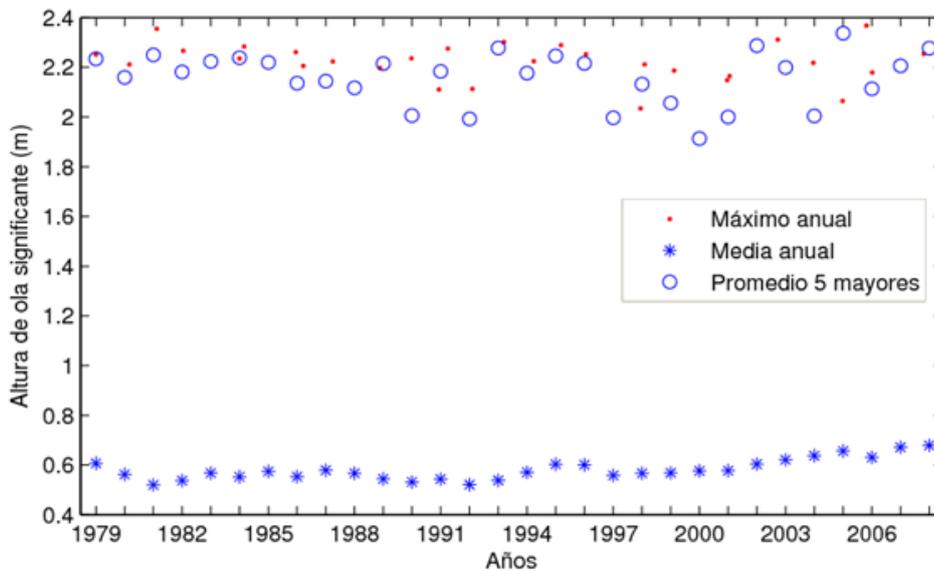


Figura 5.38: Eventos de tormenta de la serie de tiempo de treinta años: Máximo anual, media anual y promedio de las cinco mayores tormentas por año.

Se obtuvieron los percentiles utilizados como umbral: i) valor cercano a la media (Peak Over Threshold (POT) 50: 0.53 m), ii) valor cercano al valor máximo por año (POT 90: 1.94 m) y, iii) percentil menor al máximo (POT 99.5: 0.96 m) para incluir un conjunto mayor de datos y analizar la variación. El mayor porcentaje de eventos de tormenta seleccionados ocurrieron en los meses de noviembre a abril, lo que indica una mayor actividad en la época de invierno, Figura 5.39. La cantidad de datos modifica los resultados de las tendencias, debido a la variabi-

lidad intrínseca del conjunto. Por ejemplo, el conjunto de más de 2400 datos de altura de ola para el POT 50 incluye valores que van desde 0.50 m, mientras que el conjunto de 60 datos de las 5 tormentas mayores solo incluye datos mayores a 2 m.

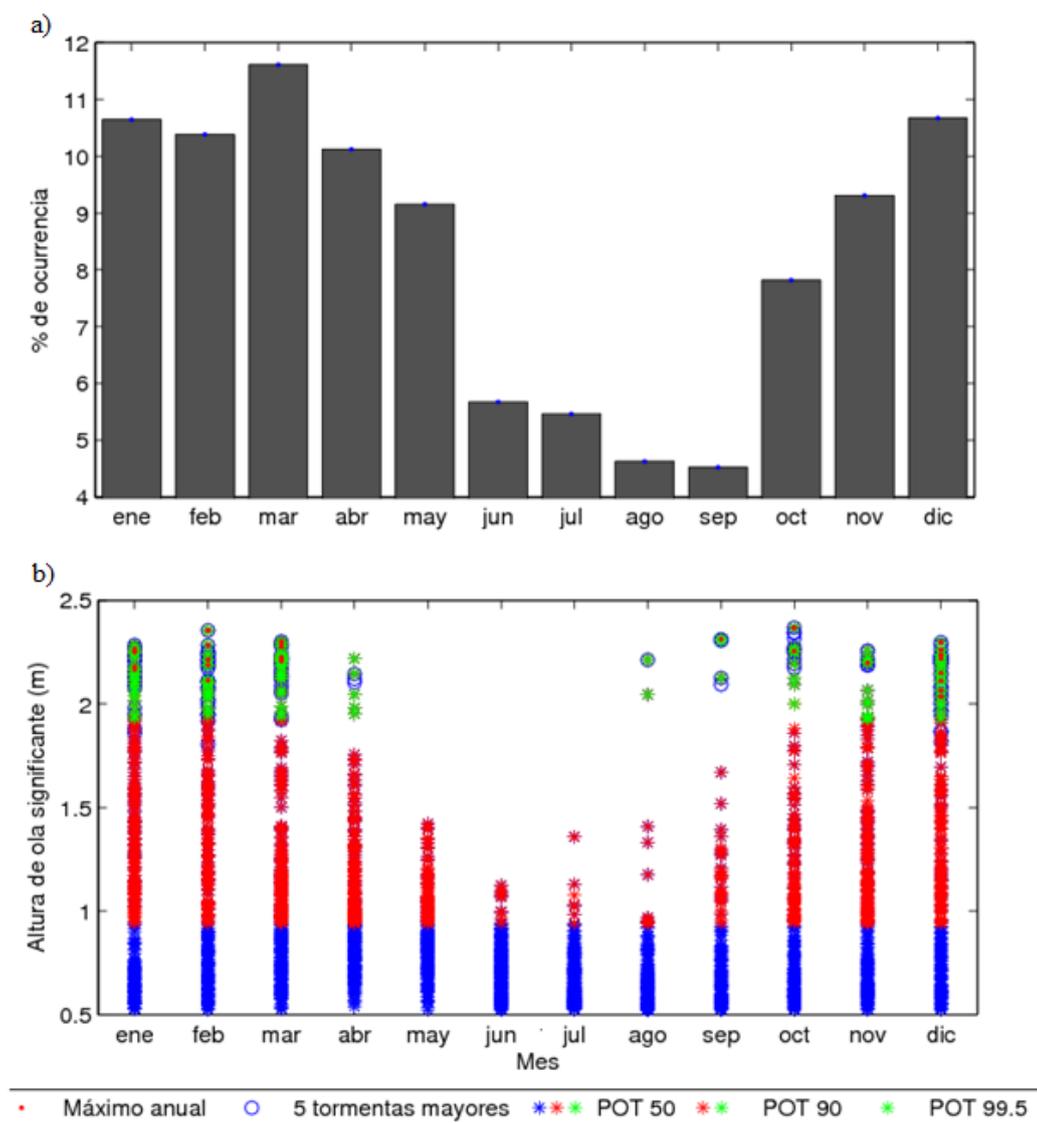


Figura 5.39: Eventos de tormenta utilizados en el análisis de tendencias y variabilidad de los datos de altura de ola de la serie de tiempo de treinta años: a) Ocurrencia de eventos por mes, b) Mes de ocurrencia de las alturas de ola significativa que componen los diferentes subconjuntos de datos.

Las gráficas con una dispersión de datos que se ajustaron a una línea recta fueron la media anual, el máximo anual y las 5 tormentas mayores, y de éstas, únicamente la correspondiente a la media anual es significativa ($R^2=0.485$, la tasa de cambio obtenida fue de 3.3×10^{-3} m/año, cambio de 10 cm en 30 años).

Datos de entrada para la propagación numérica de oleaje. Las condiciones de oleaje para los escenarios de 50 y 100 años fueron obtenidas a partir del análisis extremal. De esta forma, se obtuvo un oleaje máximo a ocurrir (con base en las leyes de probabilidad) para cada uno de los dos casos de estudio (valor de altura de ola máxima para un periodo de retorno de 50 y 100 años). Por medio de funciones de ajuste de altura de ola-periodo y altura de ola-dirección asociada, fueron calculados los periodos y las direcciones.

La altura de ola para ambos periodos fue similar, incrementándose en una proporción del 2 al 10 % (en rango por ser cuatro conjuntos de valores), y los periodos del 1 al 5 %. La dirección de aproximación del oleaje fue NNW, en todos los casos. Debido a lo anteriormente expuesto, las simulaciones propuestas, se redujeron a una sola, la correspondiente al escenario de 100 años, Cuadro 5.26.

Cuadro 5.26: Condiciones de oleaje proyectados para 50 y 100 años.

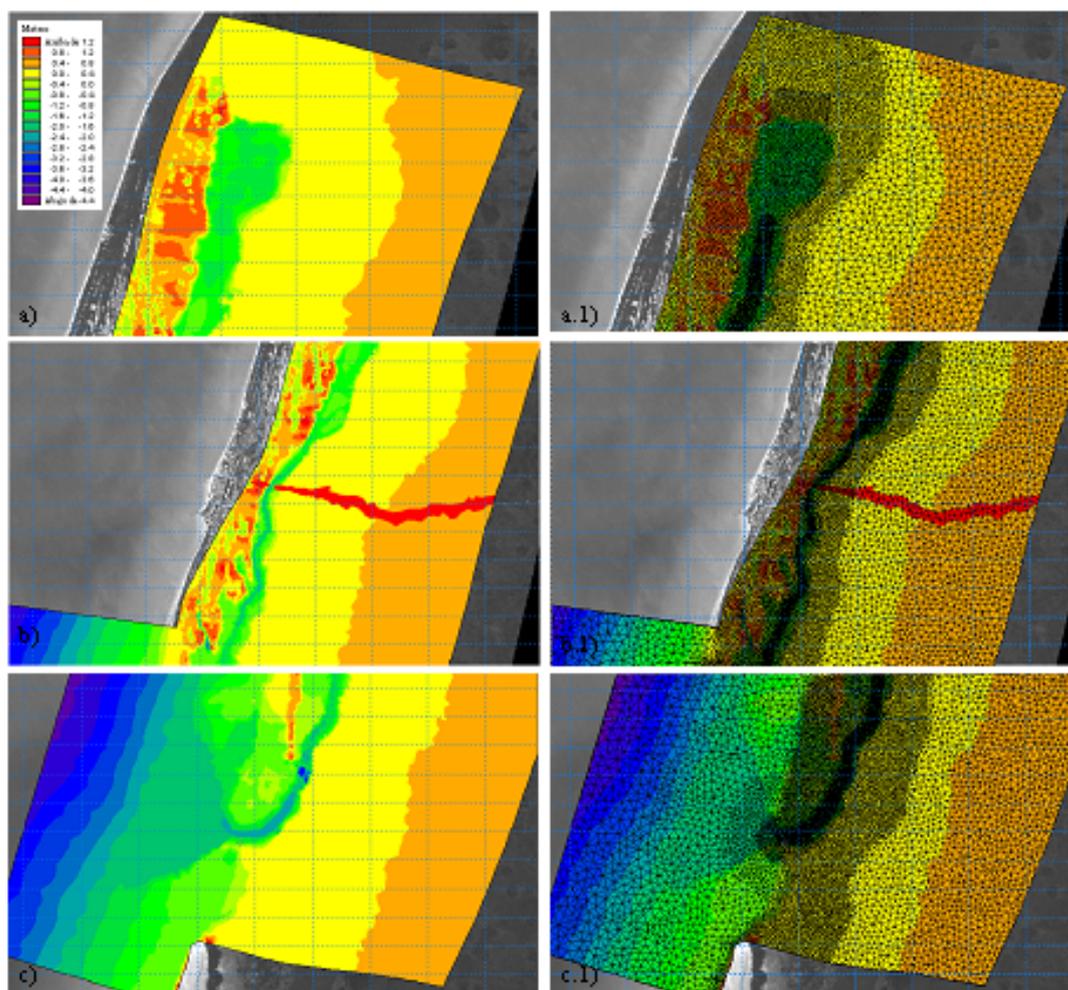
Escenario	$H_s(m)$	T(s)	Dir(°)
50 años	2.5	10	333
100 años	2.6	10	333

Para establecer las condiciones de viento, se consideraron las bases emitidas por el IPCC para un escenario futuro de 100 años, en el cual se establece que la magnitud de la velocidad del viento podría incrementarse hasta en un 10 %, permaneciendo constante su dirección. Este incremento fue implementado en la velocidad máxima del viento y dirección asociada registrada en Celestún; resultando en una velocidad de $15.86 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, con una dirección asociada NNW.

5.2.5.2. Resultados de la propagación del oleaje

Se propagó el oleaje sobre la malla generada en el área de estudio, Figura 5.40. La malla fue dividida según los requerimientos de resolución, variando el tamaño de los elementos que la componen, aumentando del centro del canal hacia las fronteras, variando su longitud de 20 m a 560 m, creando una división en las siguientes áreas: zona oceánica adyacente, canal principal, cuerpo de agua, zona de mangle, barra de arena y área de inundación. Se realizó una simulación de 30 días utilizando las condiciones de frontera mostradas en la Cuadro 5.27, las condiciones de oleaje fueron introducidas en la frontera poniente de la batimetría (en tonos azules en la Figura 5.40).

Aun cuando la altura de ola introducida fue mayor a 2 m, la alturas de ola máxi-



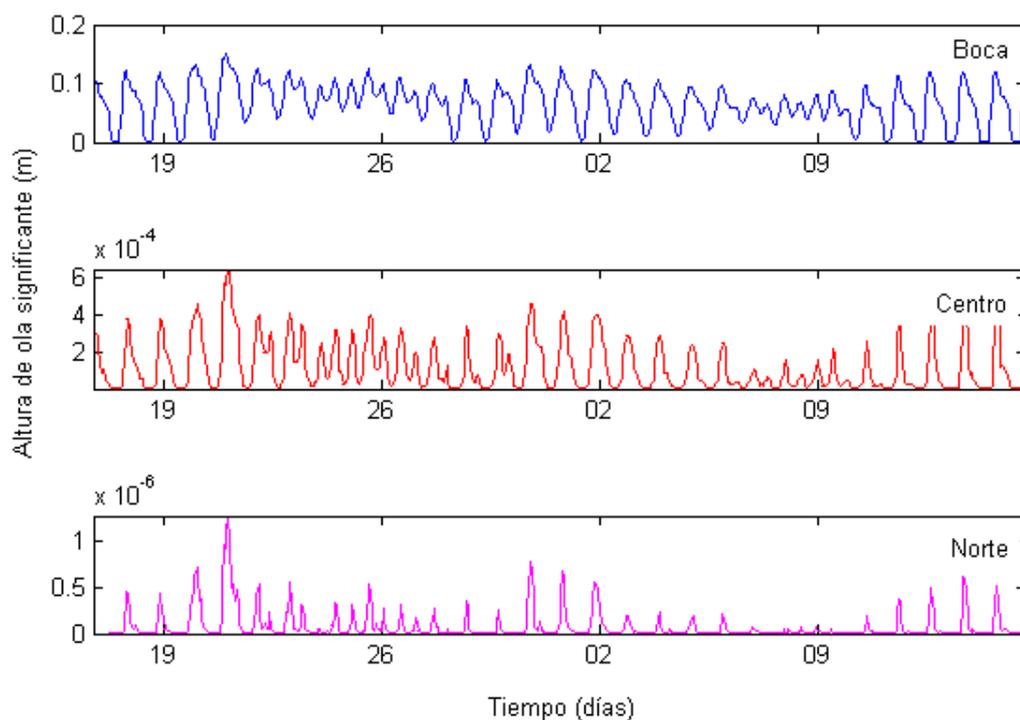


Figura 5.41: Altura de ola significativa resultante de la simulación de oleaje para tres sitios: boca, centro y zona norte de la Ría de Celestún.

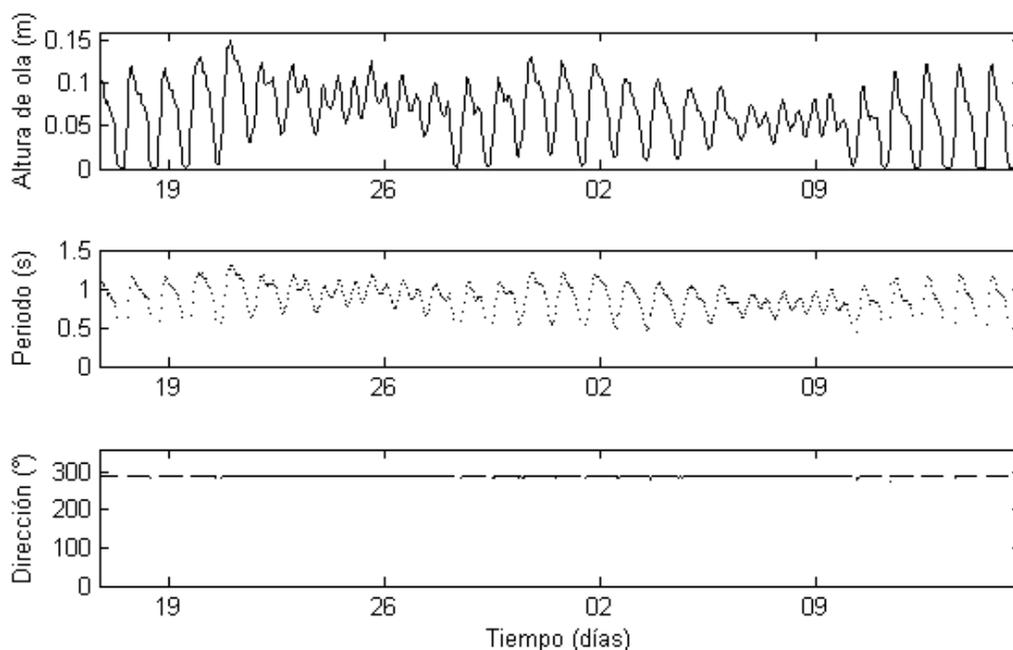


Figura 5.42: Altura de ola, periodo y dirección correspondientes a la boca lagunar.

5.3. Simulación hidrodinámica

5.3.1. Modelo numérico

El modelo MIKE21 es un sistema basado en la solución numérica de las ecuaciones de Navier-Stokes para un flujo bidimensional e incompresible de la forma

de Reynolds, en la cual la fricción es calculada con la ecuación de Chezy o de Manning y los coeficientes de viscosidad de remolino son utilizados para definir las condiciones de turbulencia (DHI, 2009).

La solución de las ecuaciones primitivas es llevada a cabo por medio del método de volúmenes finitos y el dominio espacial es discretizado en elementos triangulares o cuadrangulares. Las ecuaciones de gobierno utilizadas para establecer la condición dinámica de superficie libre y de velocidad son las ecuaciones de continuidad y cantidad de movimiento, en dos direcciones horizontales e integradas en la vertical (ver Capítulo 4.4.1).

5.3.1.1. Determinación del tiempo de estabilización del modelo hidrodinámico

Las soluciones arrojadas por el modelo en los primeros pasos de tiempo no son aprovechables como resultados a analizar ya que dependen específicamente de las condiciones iniciales, las cuales son arbitrarias. Por lo tanto, el modelo debe ser ejecutado un cierto número de ciclos de marea, llamado tiempo de estabilización, para que los resultados se deslinden de las condiciones iniciales establecidas. El tiempo de estabilización queda entonces definido como el periodo de simulación después del cual el modelo calcula una solución (de elevación del nivel del mar y velocidades) que se repite a sí misma para dos ciclos de marea consecutivos e idénticos, dentro de un rango de error establecido.

La marea utilizada en estas simulaciones corresponde a una onda monocromática ajustada al armónico K_1 , y un rango de marea de 0.76 m, con una duración de 25 ciclos de marea.

La diferencia en la elevación de la superficie libre modelada entre ciclos de marea consecutivos fue calculada con la siguiente relación:

$$\varepsilon_{\eta}(t) = |\eta(t) - \eta(t - T_{K_1})| \quad (5.1)$$

en donde $\eta(t)$ es la elevación de la superficie libre al tiempo t y T_{K_1} es el periodo del armónico base, K_1 . Los resultados muestran que la diferencia del primer incremento de tiempo después de un ciclo de marea es del orden de 78 cm, esta diferencia decrece a valores de alrededor de 10^{-1} cm al final del cuarto ciclo de marea (periodo de estabilización), y de alrededor de 10^{-3} , el resto de la simulación, Figura 5.43.

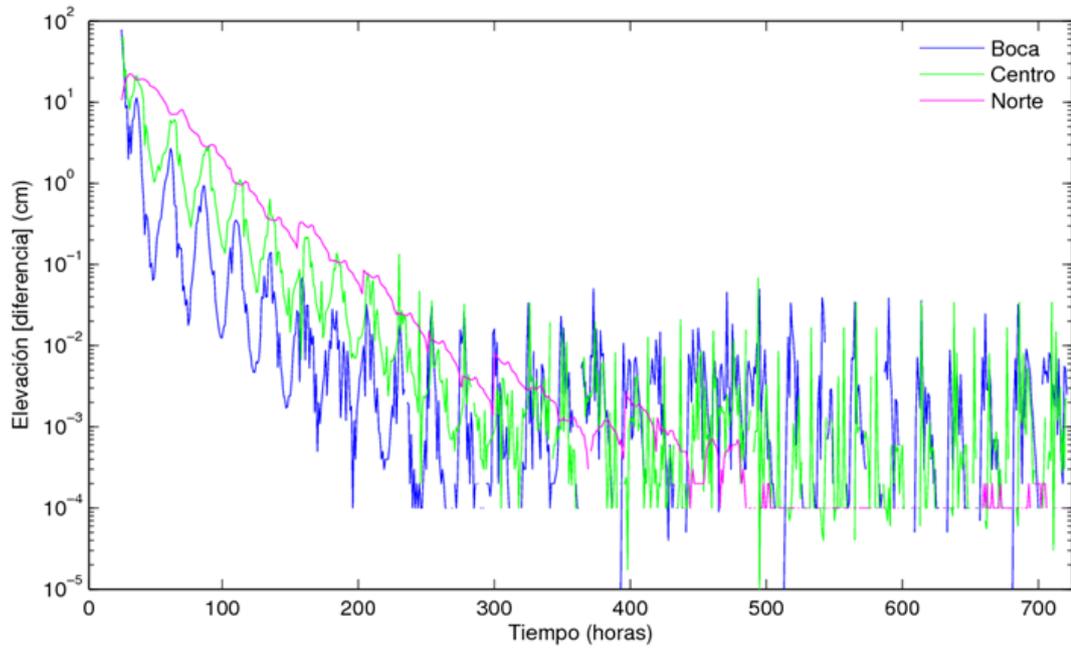


Figura 5.43: Diferencias de la elevación de la superficie libre entre ciclos de marea para los tres sitios de interés, Boca (Azul), Centro (verde) y Norte (Magenta).

5.3.2. Calibración del modelo numérico

La calibración de un modelo numérico es un proceso iterativo por medio del cual se realizan aproximaciones partiendo de un estado inicial, hasta alcanzar una reproducción de la realidad, o al menos de una representación de la realidad (obtenida de mediciones en campo) lo más aceptable posible. Este proceso depende de varios factores: i) la cantidad de variables implicadas y el tipo de éstas, ii) La estrategia de la medición (instrumentación implementada, precisión en las mediciones,) y, iii) la cantidad de variables dependientes e independientes y la relativa importancia de cada una de éstas en los procesos estudiados. El modelo fue calibrado utilizando la serie de tiempo medida en la parte media de la laguna Celestún (periodo de octubre a noviembre 2008).

La calibración fue dividida en los siguientes pasos:

1. Simulación numérica utilizando como forzamiento la marea medida en dos puntos del cuerpo lagunar (zona marina y norte de la Ría), éstos puntos fueron a la vez las fronteras en la malla de cálculo.
2. Se compararon estadísticamente la serie de datos calculada y medida en la parte central de la Ría.
3. El paso 2 fue repetido para cada variación en las condiciones iniciales, evaluando un parámetro de calibración a la vez, analizando sus efectos y eli-

giendo el que contribuyera más a una representación óptima de las variables ambientales observadas.

4. Los parámetros y variables sujetas a modificación durante el proceso anteriormente descrito, fueron:
 - a)* Malla de cálculo.
 - b)* Batimetría.
 - c)* Coeficiente de rugosidad de fondo y viscosidad.
 - d)* Velocidad del viento.
 - e)* Evaporación.
 - f)* Condiciones iniciales y de frontera.

En los Cuadros 5.28 y 5.29 se enlistan las simulaciones realizadas, en ellas se presentan las diferentes combinaciones de los parámetros de calibración, y en los Cuadros 5.30 y 5.31 se detallan por separado o en grupo, las implicaciones de una modificación de dichos parámetros y los resultados obtenidos en la señal del nivel del mar.

Cuadro 5.28: Resumen de la calibración del modelo numérico MIKE21, parte I.

Variaciones en los datos de entrada del modelo	
<i>Malla</i>	Las modificaciones fueron cambios en el tamaño y configuración de los elementos que la constituyen; estableciendo una diferencia en la resolución espacial entre el canal principal, áreas adyacentes y planicies de inundación, y removiendo formas geométricas que condujeran a errores numéricos.
<i>Batimetría</i>	La batimetría se modificó con el objetivo de analizar los cambios generales en la señal del nivel del mar en el centro y en la cabeza de la Ría, específicamente en los alcances de pleamares y bajamares.
<i>Viscosidad</i>	Se realizaron pruebas de sensibilidad del modelo variando el coeficiente de viscosidad dentro de un rango de 0 a 1 (Thomas y Williams, 1995). El objetivo fue determinar el grado de distorsión de la marea.
<i>Rugosidad de fondo</i>	El valor inicial fue un valor alto y constante para toda la malla de cálculo (DHI, 2009), resultó ser un valor bajo, por lo que se asignó un valor de rugosidad según el fondo (Chow, 1959; Salles, 2001): a) Boca lagunar (0.022 a 0.025), b) Canales abiertos con bajos (0.02 a 0.04), y c) Terreno con vegetación y profundidad variable (0.0025 a 0.425).
<i>Velocidad del viento (m/s)</i>	El viento utilizado como forzamiento fue introducido de dos maneras: 1) Variable en el tiempo (constantes para toda la malla), y 2) Campos de viento constantes (límite inferior de una tormenta tropical $17.22 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$; dirección Norte, para toda la malla y todo el periodo de simulación).
<i>Evaporación (mm/día)</i>	Los valores calculados de evapotranspiración fluctuaron entre 3 mm/día y 20 mm/día (Aparicio, 1989).
<i>Condiciones iniciales</i> (η, \bar{u}, \bar{v})	El valor inicial de las variables dependientes en cada uno de los puntos de la malla, fue arbitrario: i) nivel del mar uniforme en toda la zona de estudio (primera pleamar de la serie medida), y ii) campo de velocidades iniciales cero para toda la malla de cálculo. Para la determinación del tiempo de estabilización se utilizaron las mismas condiciones utilizadas en la calibración, con el valor de pleamar correspondiente a la marea monocromática. El incremento de tiempo utilizado en las simulaciones fue un múltiplo del periodo de la componente armónica principal, K^1 , 0.997 h, redondeado a 1 hora.

Cuadro 5.29: Resumen de la calibración del modelo numérico MIKE21, parte II.

Las **condiciones de frontera en el dominio de cálculo** fueron cuatro:

- » Forzamiento principal, serie de tiempo del nivel del mar; medida *in situ* en mar abierto, condición de frontera abierta, variable en el tiempo y constante en el espacio.
- » Frontera en la cabeza de la Ría; serie de tiempo del nivel del mar medido in situ. El límite norte de la malla fue el punto geográfico donde se midió la señal del nivel del mar.
- » Las otras dos fronteras del dominio de cálculo fueron: tierra y velocidad de corriente igual a cero.

**Condiciones
de frontera**

La **onda de marea** utilizada como forzamiento en la calibración fue la serie medida en la zona marina de la Ría, permitiendo, de este modo, la comparación entre las elevaciones del nivel del mar simulado y medido.

Cuadro 5.30: Resultados de la calibración del modelo hidrodinámico, parte I.

Resultados de las simulaciones hidrodinámicas

De manera general, el modelo hidrodinámico reprodujo congruentemente las mareas medidas a lo largo del cuerpo lagunar, así como el retraso de la señal entre ellos:

Viento. En pruebas realizadas para la determinación del tiempo de estabilización del modelo hidrodinámico con campos de viento, fueron registradas pequeñas alteraciones entre ciclos de marea, demostrando que dicha variable tiene una implicación en la hidrodinámica lagunar, indicando que debe formar parte de los agentes forzantes.

Particulares

Las pruebas de *sensibilidad con campos de viento* (con valores máximos medidos en el área de estudio y magnitudes correspondientes a tormenta tropical) indicaron que la presencia de viento extremo incrementó el volumen de exportación, se generó un aumento en la velocidad de propagación de la onda, lo que condujo a un vaciado de la lagunas alcanzando valores de bajamares irreales de hasta el doble de los valores medidos.

Batimetría. Una disminución del NMM (+ 10 cm) presentó una mejor definición de la característica semidiurna y aumentó en el rango de marea. Al aumentar las profundidades, disminuyó la relación de amplitud y profundidad (a/h) por lo que disminuyen los efectos del fondo sobre la onda de marea, aumentando la amplitud de marea.

Evaporación. Al introducir el parámetro de evaporación y disminuir la cantidad de agua dentro del sistema (en una baja proporción) se provocó un mayor vaciado de la laguna, y una mejor reproducción de las bajamares.

Generales

Coefficiente de Rugosidad. Un aumento de rugosidad en las áreas de mangle y selva baja inundable conduce a un aumento en la amplitud de marea. A menor rugosidad en las áreas externa, canal y adyacentes, mejor la representación de la fluctuación del nivel del mar medido; un aumento de rugosidad en el canal principal disminuye la amplitud de marea y el gasto.

Cuadro 5.31: Resultados de la calibración del modelo hidrodinámico parte II.

Resultados de las simulaciones hidrodinámicas

Gasto medido. El modelo reprodujo congruentemente las magnitudes del gasto. A los largo del cuerpo lagunar, se obtuvo un flujo máximo para pleamares en la boca de aprox. $200 \text{ m}^3/\text{s}$, en el centro de $80 \text{ m}^3/\text{s}$ y en la cabeza de la Ría de $10 \text{ m}^3/\text{s}$.

Variaciones de profundidad en el canal alimentador, los bajos y áreas adyacentes. Al aumentar la profundidad del canal alimentador, aumenta la amplitud de marea, y al aumentar el volumen de los bajos (aumentar la relación V_s/V_c , volumen de los bajos/volumen del canal), se genera, durante la vaciante, un mayor gradiente de presión y por lo tanto un aumento en las velocidades que conducen a una disminución en el periodo de refluo, con probables repercusiones en la dominancia en el sistema.

Marea medida en la boca. Con el objetivo de analizar la modificación de la onda de marea al propagarse de la frontera oceánica a la boca de la Ría, se compararon las señales del nivel del mar calculado por el modelo y medido insitu. Como resultado, se obtuvo un amortiguamiento de 3.7 cm de la señal simulada.

5.3.2.1. Verificación del modelo numérico

El proceso de verificación de un modelo numérico, procede al de calibración, y consiste en su ejecución sobre las mismas condiciones para las cuales se obtuvo la mejor aproximación de las variables medidas, solo que para un periodo diferente.

Para realizar el proceso de verificación del modelo hidrodinámico, fueron utilizadas series del nivel del mar y de gasto correspondientes a un ciclo de marea (ver apartado 5.2.3.5) medidos en un tiempo posterior al correspondiente a las series de tiempo de marea con las cuales se realizó la calibración explicada a detalle en el apartado anterior. Las series de tiempo utilizadas corresponden al nivel del mar medido en la boca, zona centro y zona norte de la Ría de Celestún, así como el gasto en el centro del cuerpo lagunar. Dado que el nivel del mar no fue medido en la zona marina sino en la boca, se analizó la modificación de dicha señal al propagarse de la zona marina a la boca lagunar, los resultados de este análisis fueron descritos en el último párrafo del Cuadro 5.31, donde se discute la marea medida en la boca y las condiciones para ser utilizada como forzamiento. En la Figura 5.44 se muestran las series de tiempo de nivel del mar medida y simulada y del gasto obtenido como resultado de la simulación realizada para efectos de verificación, en ella se muestra el grado de representación de la realidad.

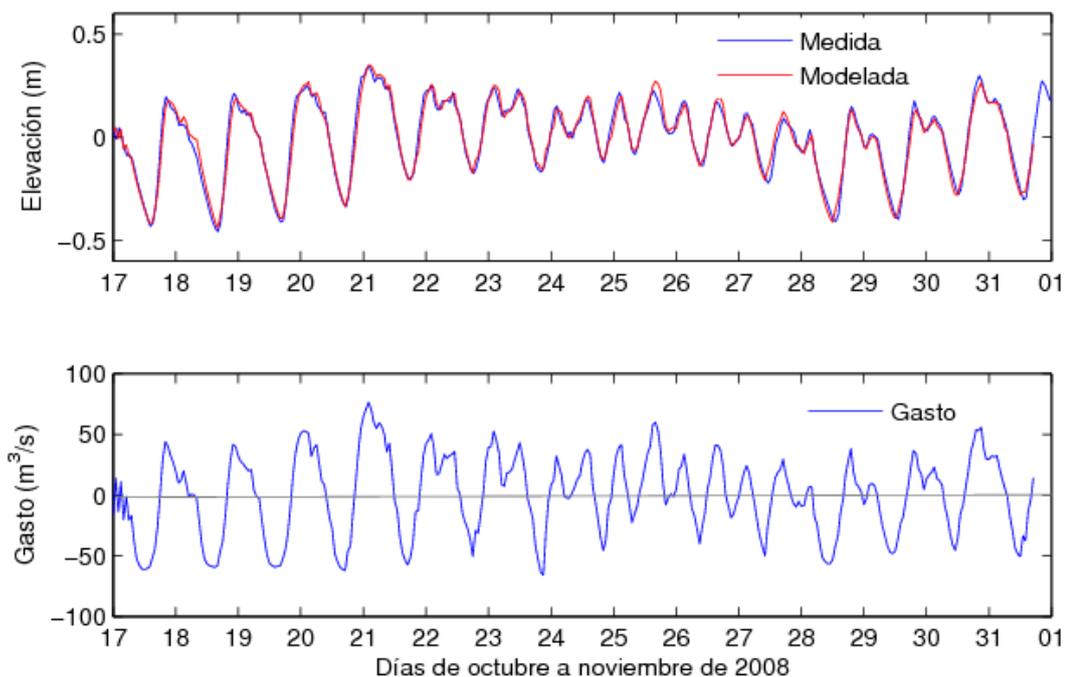


Figura 5.44: Superficie del mar y gasto simulado en el centro de la Ría de Celestún.

5.3.3. Caracterización hidrodinámica de la Ría de Celestún

A continuación se presenta la caracterización de un ciclo de marea en la Ría de Celestún, para lo cual fue propagada una onda de marea monocromática (amplitud de 0.76 m y fase de 24 h).

5.3.3.1. Áreas de inundación

Hay dos tipos de áreas de inundación: a) áreas de mojado y secado (zona intermareal) y, b) nuevas áreas cubiertas por un aumento paulatino del NMM (expuestas a un nuevo régimen de inundación). Por un lado, el *área de inundación* en la Ría de Celestún, puede ser entendida en términos de una inundación periódica por efectos de marea, cuyo alcance depende de la amplitud máxima en pleamar, con variaciones quincenales (mareas vivas). Por un lado, un aumento del NMM agudo (marea de tormenta) o crónico (derivado del cambio climático) generaría cambios en los patrones de circulación y en las cotas de inundación máxima.

5.3.3.2. Descripción hidrodinámica de un ciclo diurno de marea de la Ría de Celestún

Los patrones de inundación fueron determinados por la topo-batimetría de la zona e influenciados por el estrangulamiento localizado en la parte central. En la Figura 5.45, se muestran los resultados de la elevación de la superficie libre.

En la Figura 5.45 (a) se graficó la topo-batimetría de la zona de estudio y de la Figura 5.45 (b) a la Figura 5.45 (f), se muestra la superficie del mar para un ciclo de 24 horas (incremento de tiempo de 6 horas).

En la Figura 5.45 (a) se muestra el estado inicial del mar correspondiente al ciclo 30 de simulación (mar agitado por una onda de marea previamente propagada).

Cuando en la zona de forzamiento se tiene un nivel cercano a cero, Figura 5.45 (b), la elevación en la cabeza de la Ría es de 13 cm, mientras que en el centro se tienen 20 cm por debajo del NMM (cresta de la onda entre centro y norte de la Ría). La comunicación de las charcas salineras con el cuerpo lagunar es sub-superficial, quedando su análisis fuera del alcance de este estudio. Cuando se alcanzó la pleamar en la zona externa, Figura 5.45 (c), se tuvo el máximo desnivel entre la boca y el centro de la laguna (18 cm) y del centro de la laguna a la cabeza (32 cm). La pleamar en el centro de la Ría es alcanzada dos horas después de

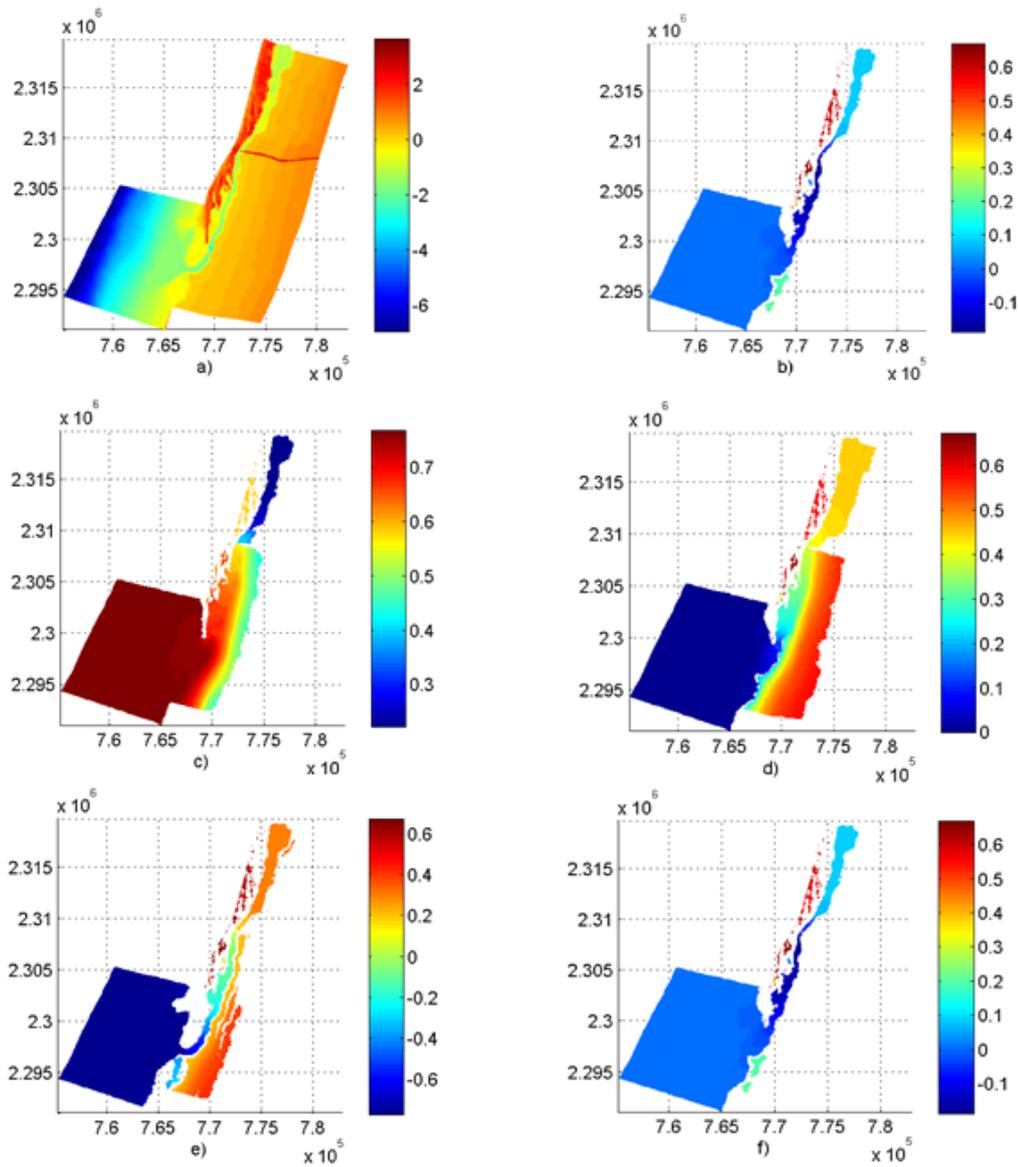


Figura 5.45: Resultados de la simulación hidrodinámica de la Ría de Celestún, con un forzamiento monocromático para un ciclo de marea: a) Batimetría de la Ría, b) Valor de amplitud cero, b) En pleamar, c) Valor de amplitud cero, d) En bajamar y e) Valor de amplitud cero.

haber sido propagada y en cinco horas en el extremo norte. Con el avance de la onda de marea a lo largo la parte media y norte de la Ría, Figura 6 (d), avanza también la inundación adyacente.

Al alcanzar la bajamar, las áreas previamente inundadas se secan paulatinamente hasta dibujar el cuerpo lagunar, Figura 5.45 (e). Aquí se tiene el máximo desnivel entre la boca y la cabeza de la Ría (1.06 m), con el cero de la superficie del mar en el centro. En la Figura 5.45 (f) se muestra nuevamente el nivel cero,

con condiciones similares a la Figura 5.45 (b).

5.3.4. Simulación de escenarios de incremento del nivel medio del mar

Se realizaron dos simulaciones de la hidrodinámica lagunar de la Ría de Celestún, basadas en los escenarios de aumento del nivel del mar de 0.25 m y 0.50 m, establecidos en la sección 4.5.

5.3.4.1. Areas de inundación en Escenarios I y II

En la Figura 5.46 se muestra el área de inundación máxima alcanzada en la Ría de Celestún, para la simulación realizada con un forzamiento monocromático sin aumento del NMM.

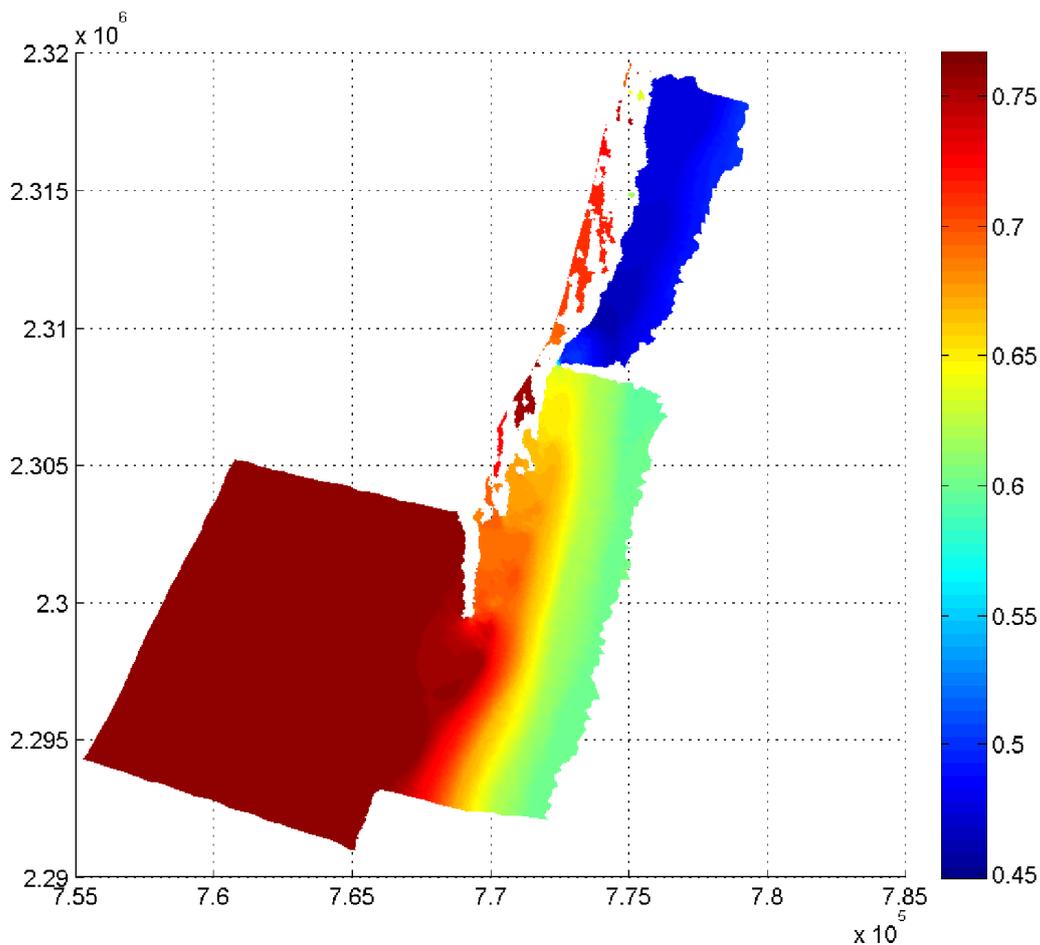


Figura 5.46: Área de inundación máxima de la Ría de Celestún, sin alteraciones en la señal monocromática.

La marea cubrió un área de inundación mayor en la zona sur que en la zona norte de la carretera, lo que indica un ancho variable, dicho ancho fluctuó de 4060 m (desv. estándar 320 m) en la zona sur a 2140 m (desv. estándar 450 m) en la zona norte. Se ve también la diferencia entre la cantidad de agua antes y después del estrangulamiento, con diferencias en altura del nivel del mar de hasta 25 cm.

En la Figura 5.47 se muestra el área de inundación máxima alcanzada (elevación de la superficie libre) para la simulación del escenario de aumento del nivel medio del mar de 25 cm.

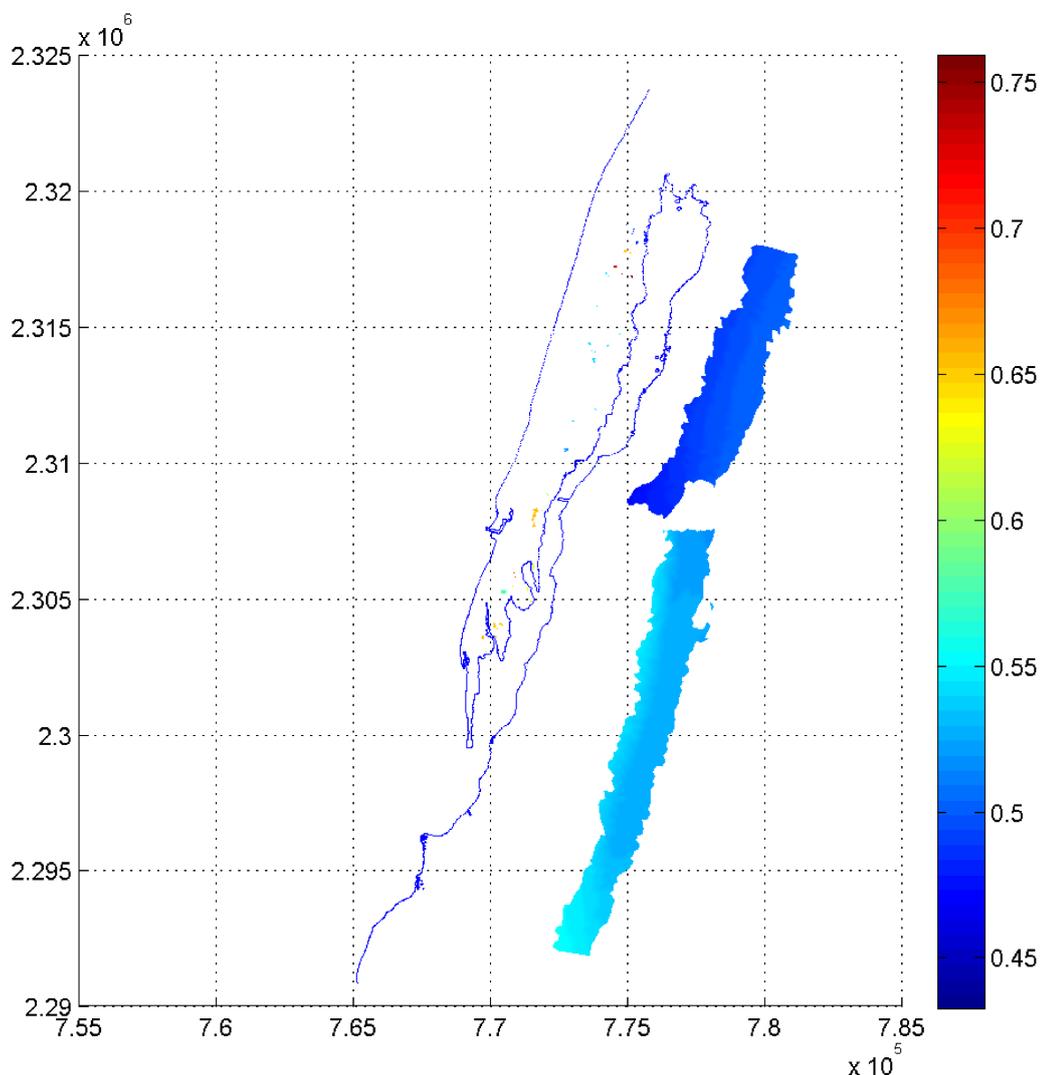


Figura 5.47: Área de inundación de la Ría de Celestún: Escenario de 25 cm de aumento del nivel medio del mar.

El ancho del área inundada en la zona sur del estrangulamiento tuvo una longitud

media aproximada de 6005 m, lo cual indica que un aumento de 25 cm del nivel medio del mar implica un aumento del 47 también aumentó (334 m), lo que indica un aumento en la variabilidad del ancho de dicha zona. En la parte norte el ancho medio fue de 4185 m (desv. estándar de 533 m), lo que indica un aumento del 95 % respecto a las condiciones normales.

En el escenario II, el ancho del área inundada en la zona sur tuvo una longitud media aproximada de 7410 m (zona norte: 5752 m), con una desviación estándar de 188 m (zona norte: 391 m). En este escenario fueron obtenidas las menores variaciones en el ancho de inundación en la zona sur debido a que el área de inundación se extendió sobre toda la zona oriente, lo cual se explica al ver la orientación del cuerpo lagunar (NNE-SSW) en la configuración batimétrica, Figura 5.45 (a). En esta misma figura se ve la importancia que tiene el estrangulamiento, con una diferencia en la elevación del mar de hasta 30 cm, entre el extremo norte y la boca lagunar, Figura 5.48.

En el Cuadro 5.32 son mostradas las diferencias totales entre las áreas máximas cubiertas por inundación. La cobertura total aumentó al incrementarse el NMM, cubriendo cada vez un área mayor de la barra de arena y del área adyacente al oriente de la Ría.

Cuadro 5.32: Áreas de inundación máximas y diferencias obtenidas de las simulaciones con escenarios de aumento del nivel del mar, m^2 .

	Marea sin alteración	Escenario de 25 cm	Escenario de 50 cm
Área	28.96 x 10 ⁷	31.51 x 10 ⁷	34.25 x 10 ⁷
	Marea sin alteración y escenario de 25 cm	Marea sin alteración y escenario de 50 cm	Escenario de 25 cm y escenario de 50 cm
Dif.	25.52 x 10 ⁶	53.00 x 10 ⁶	27.48 x 10 ⁶

El área de inundación máxima cubierta con el escenario 1, excedió en 25.52 X 10⁶ m² el escenario actual, equivalente a un aumento del 8.8 %, y con el escenario 2 el área de inundación aumentó un 18.3 % del área original. Del escenario 1 al escenario 2, el área de inundación aumentó un 8.7 %.

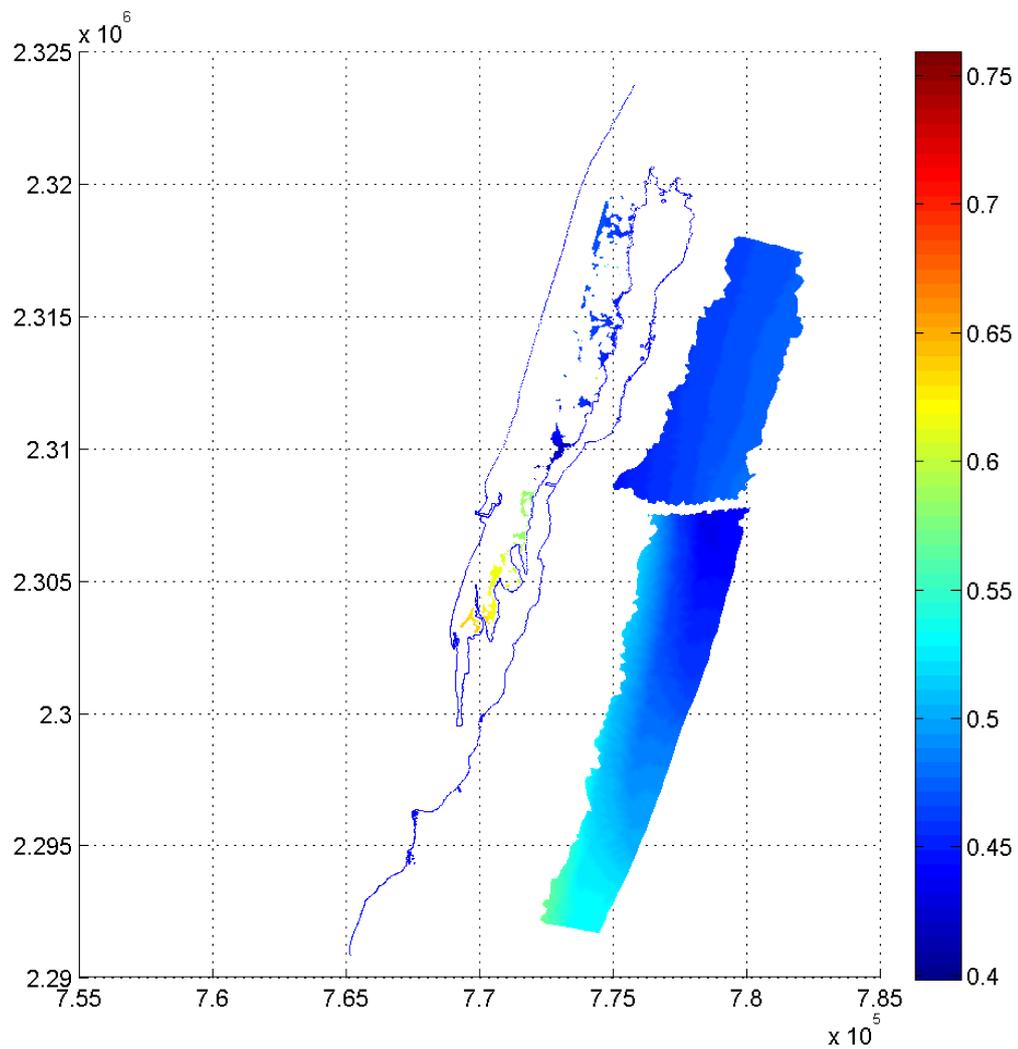


Figura 5.48: Área de inundación de la Ría de Celestún: Escenario de 50 cm de aumento del nivel medio del mar.

5.4. Análisis de estabilidad de boca lagunar

5.4.1. Escenarios

Los experimentos consistieron en 3 escenarios “principales”: 0, I y II, con la condición del nivel del mar actual y 25 cm y 50 cm por encima del valor actual, respectivamente. De manera complementaria se realizaron experimentos “intermedios” entre las condiciones actuales del sistema y los escenarios I y II: 12.5 cm, 16.67 cm, 20.83 cm, 35 cm y 43 cm.

5.4.1.1. Análisis de resultados

Con el fin de estudiar los efectos del aumento del nivel del mar en la dinámica de la laguna, se analizaron las condiciones de flujo y reflujos resultantes de las simulaciones hidrodinámicas para la condición actual y los escenarios de aumento del nivel del mar, calculando el prisma de marea, así como las duraciones de flujo y reflujos y las respectivas velocidades máximas a través de boca (Cuadro 5.33).

Cuadro 5.33: Velocidades máximas, duraciones y volúmenes de flujo y reflujos para la condición actual y los escenarios de aumento del NMM.

	Gasto	Flujo		Reflujo		Diferencias		
	Prisma 10 ⁶ m ³	Vmax m/s	D ¹ h	Vmax m/s	D ¹ h	ΔP 10 ⁶ m ³ /cm	ΔV cm/s	ΔD h
Esc. 0	28.42	0.608	10.29	0.630	13.71	-	2.2	3.42
Esc. 0b	36.02	0.684	10.15	0.691	13.85	0.61	0.7	3.70
Esc. 0c	38.54	0.706	10.09	0.712	13.89	0.60	0.6	3.80
Esc. 0d	41.11	0.727	10.03	0.734	13.97	0.62	0.7	3.94
Esc. I	43.65	0.746	9.93	0.756	14.07	0.61	1.0	4.14
Esc. Ib	50.19	0.787	9.86	0.812	14.14	0.65	2.5	4.28
Esc. Ic	55.74	0.813	9.89	0.859	14.11	0.69	4.6	4.22
Esc. II	60.84	0.831	9.97	0.901	14.03	0.73	7.0	4.06

¹Duración.

Para un incremento del NMM de 25 cm, la capacidad de flujo y reflujos aumentan en un 53 %, y para un aumento de 50 cm en un 114 %, en este último caso, el aumento del NMM corresponde a 1.3 veces la amplitud de marea considerada.

Las velocidades de corriente máximas alcanzadas en la boca para la onda de marea propagada sobre el escenario actual, fueron de alrededor de 60 $cm.s^{-1}$ para ambas condiciones, flujo y reflujos; dichas velocidades máxima aumentaron 18 % en el Escenario I, y 29 % en el Escenario II, ambas magnitudes respecto al Escenario actual, Figura 5.49. Al aumentar el perímetro mojado y las velocidades, aumentó por ende el volumen de entrada a la laguna; el flujo máximo aumentó 28 % y 48 % en el Escenario I y II, respectivamente. Como se muestra en la gráfica, las magnitudes del flujo fueron siempre mayores a las del reflujos.

En la Figura 5.50 se muestran las duraciones de flujos y reflujos para cada uno de los escenarios de incremento del NMM. La curva realizada con los datos de duración de la llenante forma inicialmente una pendiente negativa, a partir del

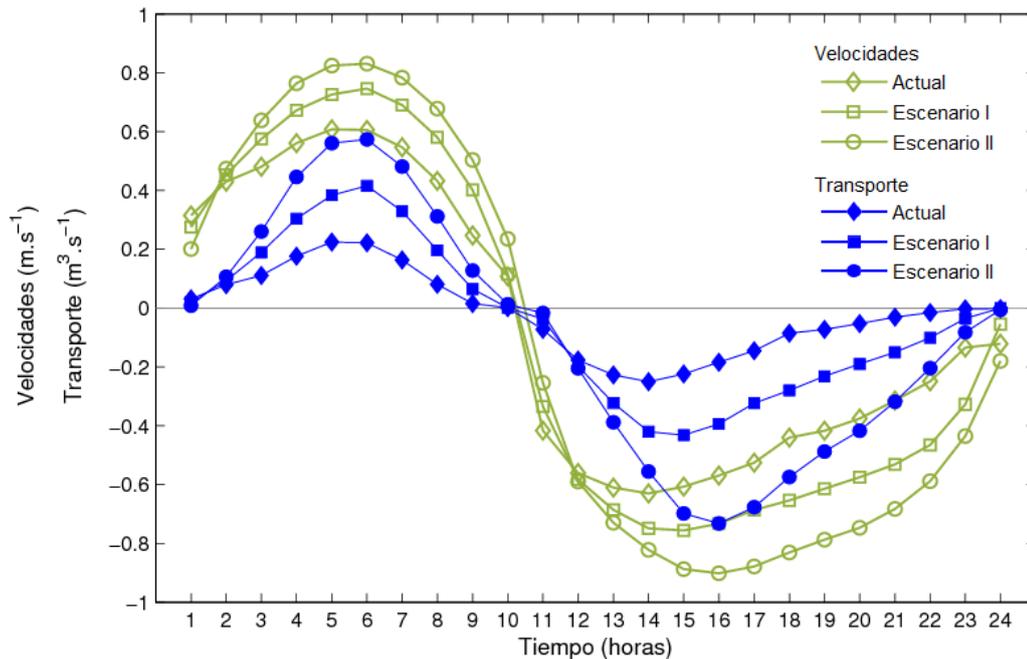


Figura 5.49: Velocidades y aproximación de transporte de sedimento en la boca lagunar durante el flujo y reflujó durante un ciclo de marea en la Ría de Celestún, para los tres escenarios principales: Actual, I y II. Valores negativos corresponden a reflujó.

tercer experimento (21 cm por arriba del nivel actual), forma una curva convexa.

A partir de los resultados presentados en el cuadro y figuras anteriores, se deduce que:

- La Ría de Celestún tiene un régimen hidrodinámico tal que la duración del reflujó es en todo momento mayor que la del flujo, pero las velocidades máximas en la boca son siempre mayores en el reflujó.
- Conforme aumenta el nivel medio del mar, el prisma de marea aumenta igualmente, primero con una tasa relativamente constante de $0.61 \times 10^6 m^3$, entre los escenarios *0* (actual), pasando por *0b* (12.5 cm), *0c* (16.67 cm) y *0d* (20.83 cm), y *I* (25 cm), y después de eso dicha taza aumenta a 0.65, 0.69 y $0.73 \times 10^6 m^3$ para los escenarios *Ib* (35 cm), *Ic* (43 cm) y *II* (50 cm), respectivamente. Lo anterior se debe principalmente a que a partir de 35 cm de aumento del NMM se presenta un aumento más acelerado de la inundación en la zona de baja pendiente (oriente del cuerpo lagunar), y por lo tanto el volumen capturado en esa zona hace que el prisma aumente más rápidamente que en los escenarios de menor aumento del NMM.
- Adicionalmente, se aprecia que existe una tendencia de disminución (aumento) de la duración del flujo (reflujó) desde la condición actual hasta el

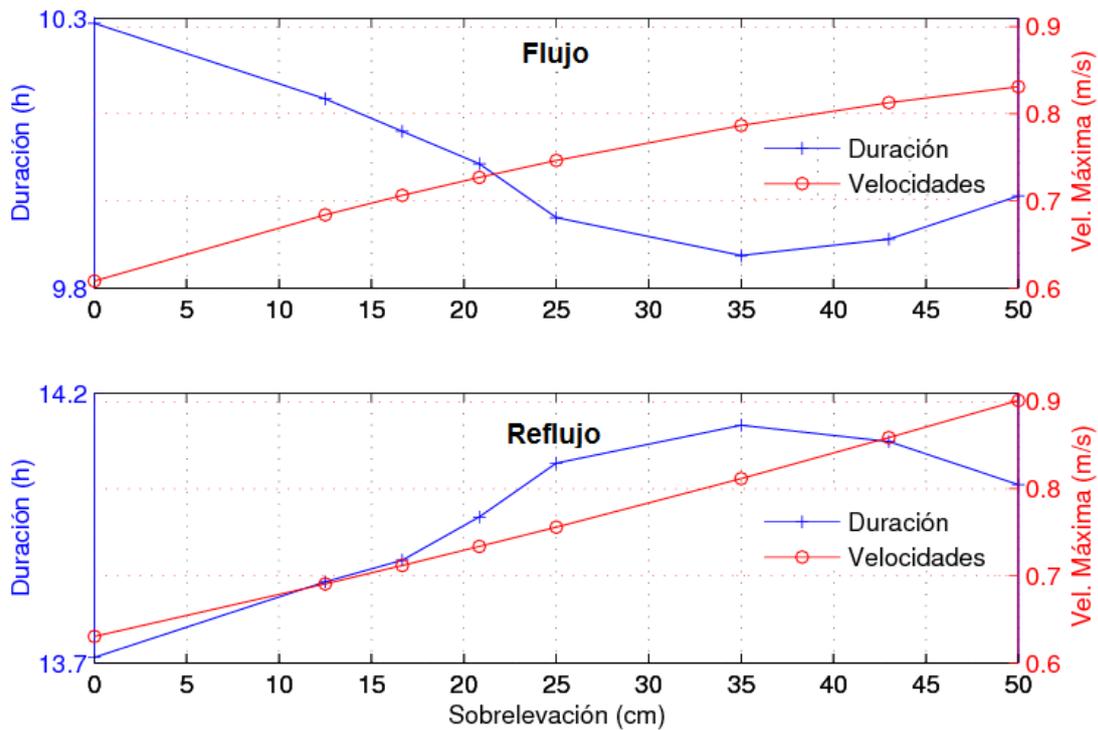


Figura 5.50: Duraciones de los flujos y reflujos en la Ría de Celestún, y velocidades máximas en la boca, para cada uno de los escenarios de incremento del nivel medio del mar.

Escenario *Ib* (35 cm). Lo anterior se debe al aumento en las áreas de inundación que generan un retraso en el reflujo o “vaciado” de esas áreas, debido a la alta fricción de dichas zonas. Sin embargo, esa tendencia se revierte en los siguientes escenarios; la duración del flujo aumenta paulatinamente a partir del aumento del NMM de 35 cm. En este caso, lo que probablemente sucede es que a partir de cierto nivel de superficie libre, el reflujo en la zona inundada se vuelve más eficiente, debido a la falta o poca altura de vegetación en esa zona (principalmente pastos marinos).

- No obstante lo anterior, la diferencia de velocidades máximas en la boca entre flujo y reflujo del Escenario *0* al Escenario *0c*, Cuadro 5.33, disminuye (ΔV baja de 2.2 a 0.6 cm/s), para después aumentar significativamente en los siguientes escenarios, llegando a una diferencia máxima de 7 cm/s en el Escenario *II* (50 cm).

En vista de lo expuesto anteriormente, en términos de la velocidad máxima presentada en la boca y el transporte de sedimentos asociado, Figura 5.49, los resultados sugieren que en primer lugar, hasta cierto valor de aumento del NMM (Escenario *0c*: 16.7 cm), la diferencia de velocidades máximas entre flujo y reflujo disminuye, lo cual se puede traducir en una menor capacidad del sistema de ex-

portar sedimentos. Sin embargo, aumentos paulatinos del NMM superiores a 16.7 cm sugieren un cambio de ese comportamiento, en el sentido que la velocidad de reflujos aumenta en relación con la velocidad de flujo, y por ende la capacidad del sistema de expulsar sedimentos al mar (durante el reflujos) es mayor que la de importar sedimentos (durante el flujo), lo cual puede verse como la capacidad del sistema a mantener el equilibrio y la boca abierta. Los gastos antes analizados, son función de las velocidades de corriente generadas en la boca de la Ría de Celestún, que a su vez dependen de las condiciones de marea local. Del análisis armónico (Capítulo 5.2.3) se obtuvo que la banda de frecuencias semidiurnas estuvo representada por la componente astronómica M_2 , las nuevas componentes surgidas de la transmisión de energía de bajas frecuencias a altas frecuencias (por asomeramiento), pueden generar una asimetría en las velocidades de la marea (explicado a detalle en el Capítulo 2.6) y una consecuente modificación en la tasa neta de transporte de sedimento por arrastre. Debido a la dominancia de la componente M_2 , la componente de marea más significativa cuya velocidad es un múltiplo exacto de la velocidad de la componente semidiurna principal, es la componente M_4 .

En la Figura 5.51 se muestran los modelos simplificados para conocer la velocidad inducida por marea, la cual la está compuesta por la superposición de las dos señales monocromáticas antes mencionadas, y una fase (*fase de velocidad relativa*) entre ellas de $2M_2 - M_4$ (Speer & Aubrey, 1985). En la Figura 5.51 a) se muestra un caso donde la fase es nula y la marea resultante (línea azul) es más corta e intensa durante el flujo ($2M_2 - M_4=0$), es decir, presenta una dominancia al flujo y se aprecia que las velocidades máximas alcanzadas durante el flujo son 1.8 veces las del reflujos.

La Figura 5.51 b) muestra el caso con una fase de $2M_2 - M_4=90^\circ$, y se puede apreciar que la marea es simétrica en este caso. Por último, la Figura 5.51 c) es el caso para un ángulo de fase de 180° , que corresponde al caso inverso del caso (a), es decir, el flujo es largo y suave y el reflujos corto e intenso. El caso (a) se denomina de “dominancia al flujo” y el (c) de “dominancia al reflujos”. En la realidad, el cambio de un régimen a otro se realiza de manera gradual; siguiendo los modelos mostrados, la simetría se alcanza cuando la fase es de 90° , y tiende hacia una dominancia al flujo al aproximarse dicha fase a 0° y a una dominancia al reflujos cuando tiende a 180° .

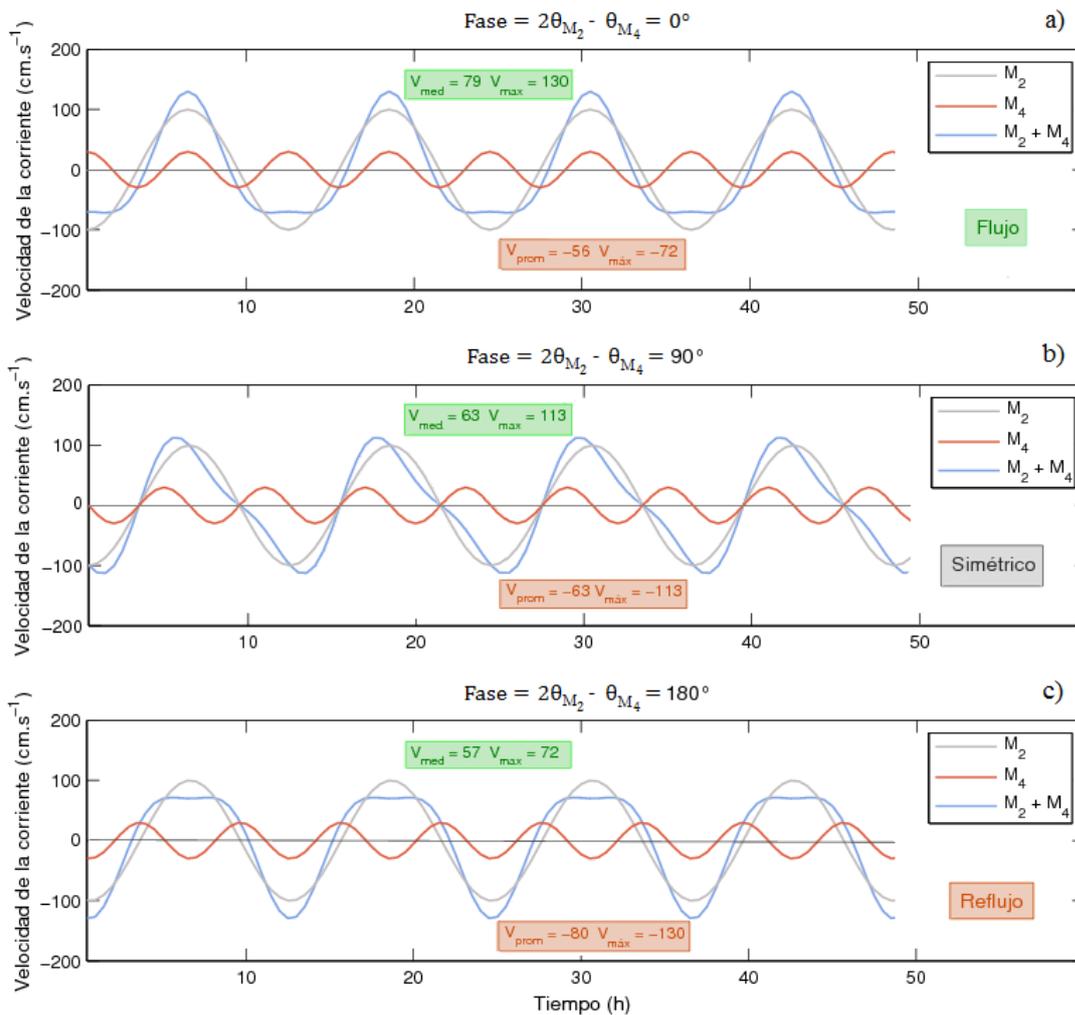


Figura 5.51: Modelos para tres modos de regímenes en bocas lagunares: a) Marea distorsionada con una dominancia al flujo (el flujo es más fuerte durante la llenante), b) Sistema simétrico (las intensidades y duraciones de flujo y reflujo son iguales) y, c) Marea distorsionada con una dominancia al reflujo (la corriente es más fuerte durante la vaciante).

En la Figura 5.52 se muestra una aproximación del transporte de fondo calculado como una simplificación de las ecuaciones de transporte de Meyer-Peter & Müller (Speer & Aubrey, 1985), tomada como el cubo de la magnitud de velocidad de la corriente. También se presenta un valor arbitrario de la velocidad crítica (V_c) de iniciación del transporte y las zonas sombreadas representan la magnitud del transporte de sedimentos. Se ve como los valores positivos (potencial de importación de sedimento) son ampliamente superiores a los negativos (potencial de exportación de sedimento) y que una pequeña diferencia en la velocidad se traduce en una importante variación en el transporte.

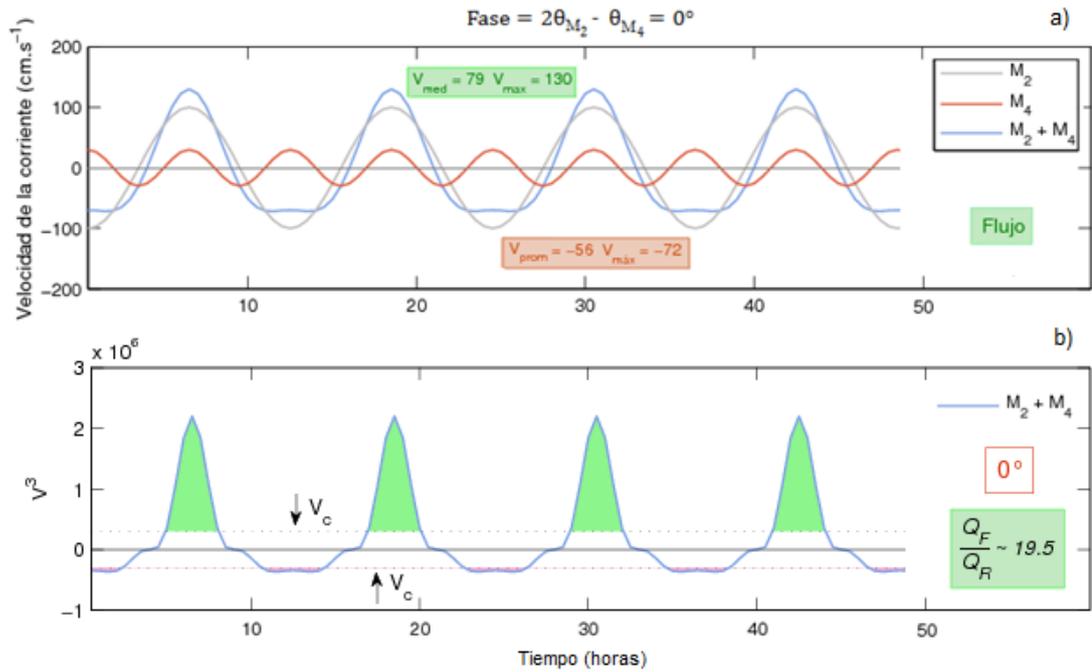


Figura 5.52: Asimetría de la velocidad de la onda de marea para un régimen con dominancia al flujo, a) Armónico principal, M_2 , componente secundaria, M_4 , y desfase entre ellas, b) Transporte de fondo neto obtenido de la simplificación de la ecuación de Meyer-Peter and Müller.

Para este régimen, el transporte acarreado hacia el interior del sistema puede llegar a ser hasta 19.5 veces el acarreado hacia el exterior, lo que se puede traducir en un potencial azolve del sistema a largo plazo. En el cuerpo costero en estudio, la Ría de Celestún, el comportamiento es similar, solo que en este caso las velocidades mayores se presentan durante el reflujó. Un aumento del NMM genera un aumento en el prisma de marea, lo que conduce a un aumento en las magnitudes de las velocidades y en la capacidad transporte de sedimento, tanto en flujo como en reflujó, en una cantidad de hasta el triple del acarreo actual, Figura 5.49. Dicha gráfica sugiere que un aumento del nivel medio del mar producirá un aumento en las velocidades y transporte de sedimentos en la boca (hasta tres veces mayor que el actual), siendo que durante el reflujó la capacidad de transportar sedimento sería, sobre dichos escenarios, significativamente mayor que durante el flujo, lo que indica que corrientes de marea extraerían paulatinamente el sedimento acumulado y el sistema tendería a la condición de equilibrio.

Capítulo 6

Conclusiones

La manifestación del cambio climático en la naturaleza puede ser estudiada desde diferentes puntos de vista (p. ej. físico, químico y biológico), conduciendo cada uno de ellos a diversos rubros de investigación científica (p. ej. procesos costeros, clima marítimo, interacción océano-atmósfera, redistribución de especies...). Sus manifestaciones de mayor interés corresponden a aquellas que repercuten directamente en la vida del hombre, y que han sido identificadas ya sea a través de cambios en el comportamiento de ciertas variables ambientales estudiadas por periodos largos, así como de patrones en la naturaleza, eventos atmosféricos y procesos cíclicos que responden a cambios en la causas que los generan (p. ej. cambios en la temperatura media de la superficie del agua y en las corrientes).

La zona costera está compuesta por elementos de mar y tierra que interactúan creando procesos intrínsecamente frágiles, y que de modificarse alguno de sus elementos, dichos procesos pueden cambiar con repercusiones en los recursos aprovechables por el hombre.

La hidrodinámica de un cuerpo lagunar costero con comunicación al mar abierto por medio de una boca, como la Ría de Celestún, puede verse alterada en caso de un cambio del clima marítimo, con eventuales modificaciones en su morfología debido a cambios en la tasa de transporte de sedimento a través de la boca u otras zonas. A su vez, modificaciones en la morfología pueden llevar a cambios importantes en la geometría de la boca y por ende poner en riesgo la estabilidad a largo plazo del sistema lagunar.

Para evaluar los efectos de una intensificación del clima marítimo sobre la morfología de la Ría de Celestún, se realizó el siguiente procedimiento: i) se analizaron

las variables ambientales (históricas y actuales, ii) se modeló numéricamente la hidrodinámica lagunar de la Ría de Celestún y, iii) se analizó el comportamiento de las corrientes de marea en la boca lagunar, para conocer la respuesta del sistema a un nivel del mar cambiante. Los resultados obtenidos del proyecto contribuyen a la caracterización de la zona de estudio y a la base de datos oceanográficos y atmosféricos de la península de Yucatán, así como también son aplicables a cuerpos costeros con características similares. De los resultados se derivan las siguientes conclusiones:

6.1. Datos y variables ambientales

6.1.1. Topobatimetría

Se caracterizó el cuerpo lagunar tanto topográfica como batimétricamente, abarcando desde la zona marítima exterior, hasta las áreas de inundación (Capítulo 5.2.1). El límite de inundación en la barra de arena fue una cota aproximada de 4 m sobre el NMM, mientras que por el lado oriente lo fue el límite máximo de la zona inundada. La amplitud media de la onda de marea fluctuó (Marzo-Octubre de 2009) de 0.24 m en mareas muertas a 0.63 m en mareas vivas. Los límites establecidos no fueron alcanzados ni en el caso más extremo simulado.

6.1.2. Oleaje

Del análisis de la serie de tiempo de 30 años (hindcast) de altura de ola se concluye que la energía debida al oleaje en el mar adyacente a la Ría, es baja ($90\% < 1$ m), con una aproximación predominante del NNO-N-NNE; el oleaje más energético en el mar de la península de Yucatán ocurre en la época de nortes (diciembre a febrero). Por otro lado, de la serie de tiempo de viento medida en el área de estudio (Ver Capítulo 5.7), se confirma que las velocidades más altas de viento fueron las correspondientes al cuadrante NNW-NE.

El mayor porcentaje de ocurrencia del oleaje medido provino del N-E (50%) que aunado a calmas (20 al 40%) constituyen aproximadamente el total de los datos observados (sección 5.2.5). Las alturas medias fluctuaron de 0.24 m a 0.54 m, y las máximas de 0.42 m a 1.15 m, para las tres épocas, con la mayor ocurrencia de periodos (36 al 57%) entre 2 s y 4 s. En la zona ENE-WSW hay un vacío de los 6 a los 14 s debido a la presencia de la costa (fetch limitado), dichos periodos grandes (> 14 s) se presentaron en todas las direcciones, de lo cual se concluye que

dicho oleaje puede deberse a una interacción oleaje - corrientes, con la plataforma continental y la costa, en forma de ondas gravitatorias, lo cual no fue el tratado en este trabajo.

El análisis extremal de la serie de datos de oleaje, para un sitio a 10 km al Noroeste de la Boca lagunar con un tirante de 6 m, dio como resultado un rango de alturas de ola significativa para un periodo de retorno de 50 años de 2.25 m a 2.54 m, y el correspondiente a un periodo de retorno de 100 años de 2.49 m a 2.60 m (Ver Capítulo 5.1.1.2); de lo anterior se concluye que las condiciones morfológicas exteriores a la Ría así como la ubicación de la bocana, condicionan la energía del oleaje que proviene del golfo de México. La orientación (NNE-SSO) del cuerpo lagunar (24 km de longitud) no permite un desarrollo pleno de las olas, debido a ello, la particular morfología de la Ría le confiere un carácter de cuerpo lagunar gobernado por marea. En cuanto al viento, aún cuando su dirección es franca (dirección reinante y dominante \approx NE), de acuerdo con la orientación de la Ría, no se podrá generar oleaje importante debido a que el ancho del cuerpo lagunar, no lo permite.

Con relación a la tendencia de cambio del oleaje en la zona durante las últimas décadas, El mejor ajuste a la serie de tiempo de 30 años de oleaje corresponde al subconjunto realizado con la media anual, la cual arrojó una tasa de cambio de 0.0033 m/año, que para la serie de 30 años significa un cambio de 10 cm (sección 5.2.5.1). Se propagó también el oleaje en dos escenarios para los periodos de 50 y 100 años, respectivamente (sección 5.2.5.2). Se obtuvo como conclusión que la diferencia entre las condiciones obtenidas para un escenario y otro, no fueron significativas ($<10\%$ en altura de ola significativa y $<5\%$ en periodos) concluyendo que una variación en la altura de ola y el periodo para diferentes escenarios, solo pudiese ocurrir si la morfología lagunar cambiase. Para que ocurriese un cambio de dirección, tendría que cambiar la forma exterior del cuerpo de la barra de arena.

6.1.3. Marea y corrientes

Las corrientes medidas muestran un sistema direccional NNE-SSW, con una influencia del viento en los primeros metros cercanos a la superficie (Ver sección 5.2.4).

De las Funciones Empíricas Ortogonales aplicadas a las corrientes de marea, se concluye un comportamiento muy similar a lo largo de la columna de agua (95%)

para los 8 meses analizados, dichos resultados también indican una respuesta unidireccional en el tiempo de la corriente a los forzamientos que provocan la variabilidad submareal. De extrapolarse a gran escala, este sería el patrón de circulación y tendencias en el transporte de sedimentos de las aguas marginales del sureste del golfo de México: predominancia del flujo en una sola dirección.

La marea en la Ría presenta un carácter mixto predominantemente diurno; la morfología y condiciones del fondo del cuerpo lagunar generan un retraso de aproximadamente 8 h desde el punto localizado en la zona oceánica hasta la zona norte de la Ría donde arriba con un amortiguamiento del 75 % (sección 5.2.3.4).

6.1.4. Temperatura y salinidad

Las mediciones de temperatura y conductividad en la boca lagunar muestran que durante mareas muertas la temperatura media es mayor (28 °C) que en mareas vivas (21 °C): A menor (mayor) fluctuación, mareas muertas (vivas), menor (mayor) intercambio de agua por lo tanto mayor (menor) estabilización. La conductividad en la boca lagunar durante mareas muertas fluctúa a la par con el nivel del mar (aumento de evaporación aunado a un menor tirante), en mareas vivas, en cambio, alcanza los valores máximos durante las bajamares y mínimos en las pleamares, (entrada de agua fría).

La temperatura media en la zona central fue 1 °C mayor que en la boca, y la salinidad media fue 0.6 veces menor que en la boca y con una variación también menor, lo que indica un aporte de agua subterránea salobre. En la zona norte la evaporación tiene un papel importante ya que a menor tirante de agua mayor temperatura y salinidad. En la capa superficial (10 cm) de la zona central, en bajamar (pleamar) se tiene agua caliente (fría) y una mayor salinidad.

6.2. Simulación hidrodinámica

6.2.1. Calibración

El segmento de la serie de tiempo de marea con la cual se calibró el modelo hidrodinámico (sección 5.3.2), muestra una envolvente en acenso (tendencia positiva visible en los tres sitios) que implicaría un periodo del ciclo lunar de llenado de la laguna. Aunado a lo anterior, la serie de tiempo medida en mar abierto mostró una serie de irregularidades que no obedecían a una marea astronómica,

mismas que no fueron reflejadas de la misma forma en el tramo análogo medido en el centro de la laguna, dificultando de esta forma la calibración del modelo. Sin embargo, la calibración fue satisfactoria, en el sentido de que se logró reproducir la marea medida en el centro de la Ría (fases y amplitudes), sección 5.3.2.1.

Del cálculo de las áreas de inundación máxima de la Ría, se concluye que la propagación de la onda de marea y por lo tanto los patrones de inundación de las áreas adyacentes al cuerpo lagunar, están influenciados en gran medida por el estrangulamiento en la parte central de la laguna costera. Esta reducción en conjunto con la longitud del cuerpo lagunar, crean una condición de la laguna tal que su funcionamiento es semejante a un sistema de tres vasos comunicantes: boca, zona media y cabeza de la Ría (Ver sección 5.3.3.2).

Por otro lado, en la barra de arena existe un conjunto de charcas salineras formadas entre las paleodunas que componen la península de acreción de Celestún, las cuales tienen probablemente una comunicación sub-superficial con el cuerpo lagunar, por lo que aún cuando dichos microsistemas son gobernados por la marea, en su hidrodinámica intervienen otros procesos como la percolación, y por lo tanto su análisis estuvo fuera del alcance del presente estudio. La nueva condición dinámica que se establezca, implica la participación de estos cuerpos menores en la hidrodinámica lagunar, con una probable influencia en las velocidades durante el reflujo (al crear espejos de agua mayores).

Otras repercusiones son los probables cambios en las características físicas, químicas y biológicas de las diferentes zonas que componen el interior de la Ría: a) cambios en las áreas de alimentación de aves, b) cambios en la vegetación presente: mangle, vegetación de duna costera, pastizal, petenes, selva baja inundable, entre otras, c) al aumentar el espejo de agua se crearán nuevos patrones de temperatura con los respectivos cambios potenciales de distribución de masas de agua.

6.2.2. Análisis de distorsión de la marea y estabilidad de la boca lagunar

Este trabajo consistió en estudiar el efecto del aumento del nivel medio del mar en la hidrodinámica de una laguna costera, específicamente en la boca de comunicación con el mar, y las posibles implicaciones en la morfología a mediano y largo plazo. A pesar de que este modelo simplificado de análisis de flujos y estimación cualitativa del posible transporte de sedimentos no toma en cuenta la

disponibilidad del sedimento y el transporte litoral, ha sido probado como una herramienta útil para la estimación de las condiciones de equilibrio de cuerpos de aguas costeros. Las conclusiones más relevantes se presentan a continuación:

- El transporte de sedimento neto no depende únicamente de la dirección de la corriente residual, sino también de la distorsión de los campos de velocidades, así como también de las velocidades máximas de flujo y reflujo.
- Las áreas intermareales no deben ser subestimadas debido a su implicación en la propagación y asimetría de la marea; Las características morfológicas actuales que establecen el alcance de marea presente, muestran una fuerte repercusión en los flujos en la boca, el aumento del nivel del mar conduce a que nuevas áreas sean cubiertas por la onda de marea y participen de manera activa en la dinámica lagunar, con implicaciones tanto físicas como biológicas a diferentes niveles y escalas espaciales y temporales.
- El sistema costero de Celestún cuenta con una capacidad adaptativa relativa ante un aumento del nivel medio del mar, desde un punto de vista de la asimetría de la marea y de la capacidad de transporte de sedimento a través de su boca.
- En una primera etapa de un probable aumento del NMM, la estabilidad del sistema se pone en riesgo por una disminución relativa de la capacidad de exportar sedimento durante el reflujo. Sin embargo, si el sistema lograra mantenerse abierto después de esa etapa, los resultados sugieren que los cambios en la distorsión de la marea, debidos a la inundación de nuevas áreas adyacentes, producirían una disminución de la duración del reflujo, acompañada por un aumento de las velocidades máximas en la boca en ese período de la marea. Lo anterior se traduce en una mejor capacidad de transportar sedimentos al exterior del sistema, es decir una mejor capacidad de expulsar el sedimento que es importado durante la fase de flujo.
- Finalmente, es importante destacar que este estudio pretende que la información generada pueda formar parte de las bases de conocimiento científico para el manejo costero, y que sea utilizada por los tomadores de decisiones y creadores de políticas ambientales, estableciendo que se debe crear un manejo de la zona costera basado en los cambios que pudieran generarse en un futuro, que si bien son inciertos, pueden valorarse de manera aproximada por medio de escenarios basados en probabilidades. De esta forma, conociendo las condiciones futuras del sistema costero, y de la variabilidad y resiliencia de sus componentes físicas, se tendrán las bases para prever o mitigar las modificaciones en los espacios naturales, como los cuerpos lagunares, de tal manera que se logre un desarrollo natural en el espacio y

tiempo, de forma sustentable para los seres humanos, así como para la flora y fauna que habitan la costa y utilizan sus recursos.

6.3. Trabajo futuro

El análisis del flujo en la boca de la laguna de la Ría de Celestún se realizó desde un punto de vista hidrodinámico, y las conclusiones a las que se llegó fueron generadas a partir de un cálculo simplificado, cuasi-cualitativo del transporte potencial de sedimentos; un estudio que incluya el análisis de la morfodinámica interna del cuerpo lagunar podría dar una idea más completa de la manera de trabajar del sistema lagunar, así como de su respuesta a una intensificación del clima marítimo.

Capítulo 7

Bibliografía

- Amein, A.** , and Kraus, N. C. 1991. “DYNLET1: Dynamic Implicit Numerical Model of One Dimensional Tidal Flow Thought Inlets”, Technical Report CERC-91-10, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.
- Andrade, H. M.** 1997. Análisis de amenaza, Reserva de la Biosfera Ría Celestún. Pronatura península de Yucatán, A.C. 30 pp.
- Aubrey, D. G.** And Speer, P. E., 1985. A study of nonlinear propagation in shallow inlet/estuarine systems. Part I: Observations, Estuarine, Coastal and Shelf Science, 21, 185-205.
- Appendini, C.**, Oropeza-Rosales, F., Torres-Freyermuth, A., Salles, P., Mendoza, E.T., Lopez-Gonzalez, J. Wave modeling performance in the Gulf of Mexico and Western Caribbean: Wind reanalyses assessment. Applied Ocean Research. Volume 39, January 2013. Pages 20-30. 2012.
- Battjes J.A.** 2006. Developments in coastal engineering research. Coast. Eng. 53(11), 121-132.
- Batllori, Chávez E.** , Díaz de León A., Herrera-Silveira J., Garduño M., González A. y Torruco D., 1987. Caracterización estructural de la laguna de Celestún. Simposio Internacional del Mar, La Habana, Cuba.
- Batllori, E.** , Gonzáles J., Díaz J., Febles, J., 2005. Caracterización hidrológica de la región costera noroccidental del estado de Yucatán, México. Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM, ISSN 0188, Núm. 59, pp. 74-92.

- Boesch, D. F.**, 2006. Scientific requirements for ecosystem-based management in the restoration of Chesapeake Bay and Coastal Louisiana. *Ecological Engineering*, 26 (1): 6-26.
- Booij N. R.** , C. Ris, and L. H. Holthuijsen. 1999. A third-generation wave model for coastal regions: 1. Model description and validation, *J. Geophys. Res.* 104 (C4), 7649-7666.
- Boon, J. D.** And Byrne, R. J., 1981. On basin hypsometry and the morphodynamic response of coastal inlet systems. *Marine Geology*, v 40, p. 27-48.
- Botello A.** , Villanueva S., Gutiérrez J., Rojas J. (Ed). 2010. Vulnerabilidad de las zonas costeras mexicanas ante el cambio climático. Gobierno del Estado de Tabasco. Semarnat-IINE, UNAM-ICMYL, Universidad Autónoma de Campeche. Capítulos I, III, XI, XIII, XVII, XIX y XXI.
- Caetano E.**, Innocentini V., Magaña V., Martins S., Méndez B., 2010. Cambio climático y el aumento del nivel del mar, p. 283-304. En: Botello A., Villanueva S., Gutiérrez J., Rojas J. (Ed). 2010. Vulnerabilidad de las zonas costeras mexicanas ante el cambio climático. Gobierno del Estado de Tabasco. Semarnat-IINE, UNAM-ICMYL, Universidad Autónoma de Campeche. 514 pp.
- Cámara Novelo, Alvaro.** 2007. Análisis de la influencia de las mareas sobre el flujo subterráneo y técnicas de filtrado de su efecto. Tesis de Licenciatura. Universidad Autónoma de Yucatán, Facultad de Ingeniería. 144 pp.
- Castaing, P.** and Guilcher, A., 1995. Geomorphology and sedimentology of rias. In: G.M.E. Perillo (Editor), *Geomorphology and sedimentology of Estuaries*. Elsevier, Amsterdam, pp 69-111.
- Castillo, E.**, 1987. Extreme value theory in engineering. Series in Statistical modeling and decision science, Academic Press, San Diego, California, 389 pp.
- CONANP.** Comisión Nacional de áreas Naturales Protegidas. 2000. Programa de manejo de la Reserva de la Biosfera Ría Celestún.
- CONABIO** (Comisión Nacional de áreas Naturales Protegidas) 2002. Programa de Manejo de la Biosfera Ría Celestún. SEMARNAT. 70 pp.
- Capurro, F. L., (Ed.)**, 1985. Estudio integral del ecosistema de Celestún y sus implicaciones en lo socioeconómico. Informe Técnico. CONACYT, Ref: PCECCNA-021479, pp. 365.

- Castañeda, L. y Contreras-Espinosa F.**, 1995. Ecosistemas costeros mexicanos, UAMI-CONABIO, México.
- Cayocca.** 2001. Long-term morphological modeling of a tidal inlet: the Arcachon Basin, France. *Coast. Eng.* 42 (2001) 115-142.
- Cialone, M. A.**, Mark, D. J., Chou, L. W., Leenknecht, D. A., Davis, J. A., Lillycrop, L. S., Jensen, R. E., Thompson, E., Gravens, M. B., Rosati, J. D., Wise, R. A., Kraus, N. C., and Larson, P. M., 1991. "Coastal Modeling System (CMS) User's Manual", Instruction Report CERC-91-1, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.
- CNA-IBUNAM.** 1998. Inventario de cuerpos de agua epicontinentales superficiales, costeros y humedales de la República Mexicana, Comisión Nacional del Agua/Instituto de Biología-UNAM, México.
- CNA-IBUNAM,** 1999. Inventario de cuerpos de agua continentales y costeros, Comisión Nacional del Agua/Instituto de Biología-UNAM, México.
- Contreras-Espinosa, F.** , 1985. Las lagunas costeras mexicanas, Centro de Ecodesarrollo, Secretaría de Pesca, México.
- Costanza, R.**, 1994. Ecological economics and the management of coastal and estuarine systems, p. 387-394. In: K. R. Dyer and R. J. Orth (Eds.), *Changes in Fluxes in Estuaries: Implications from Science to Management*. EC-SA/ERF Symposium, Institute of Marine Studies, University of Plymouth. Olsen & Olsen, Internl. Symposium Series, 485 pp.
- Chatfield, C.**, 1989. *The Analysis of Time Series: An Introduction*. Cuarta Edición. Chapman and Hall.
- Cheng, R. T.**, Casulli, V. & Gartner, J. W. 1993. Tidal, Residual, Intertidal Mudflat (TRIM) model and its applications to San Francisco Bay, California. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 36, 235-280.
- Chow, V.T.**, *Hidráulica de Canales Abiertos*, McGraw-Hill Interamericana S.A. Santafé de Bogotá, Colombia. 1994.
- Church John A. and White Neil J.** , 2011. Sea-level rise from the late 19th to the early 21st century, *Surveys in Geophysics* 32, Nr. 45: 585602.
- Dalrymple et al.** 1992. Estuarine Facies Models: Conceptual Basis and Stratigraphic Implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol 62, No. 6.

- Denny, J.F.**, Baldwin, W.E., Schwab, W.C., Warner, J.C., and De Voe, M.R., 2005, South Carolina coastal erosion study: U.S. Geological Survey Fact Sheet 2005-3041, 4 p.
- de la Vega A. C. y Nicholls R.** 2006. Incrementos en el nivel del mar: efectos y posible adaptación. Noticias AMIP. Año 2, Numero 7, Pág. No. 4-9.
- De Vriend, H.J.**, 1996. Mathematical modeling of meso-tidal barrier island coasts, Part I: empirical and semi-empirical models. In: P. L. F.- Liu, F (Ed).: Adv. Coast. Ocean Eng., vol. 2. World Scientific, River Edge, NJ, pp.115 - 149.
- De Vriend, H.J. and Ribberink, J. S.**, 1996. Mathematical modeling of meso-tidal barrier island coasts, Part II: Proces-based dimulation models, In: P. L. F.- Liu, F (Ed).: Adv. Coast. Ocean Eng. Vol. 2. World Scientific, River Edge, N.J., pp. 151-197.
- DHI** . 2009. MIKE 21 Flow Model FM: Hydrodynamic Module, User Guide. MIKE by DHI. Denmark, 106 pp.
- DHI** . 2009. MIKE 21 & MIKE 3 FLOW MODEL FM: Scientific Documentation. MIKE by DHI. Denmark, 56 pp.
- Di Lorenzo, J. L.**, 1988. "The Overtide and Filtering Response of Small Inlet/Bay Systems", Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies, Vol 29, D. G. Aubrey and L. Weishar (Eds.), Springer-Verlag, New York.
- Duch, J.** , 1988. La conformación territorial del estado de Yucatán. Los componentes del medio físico, Universidad Autónoma Chapingo, Centro Regional de la Península de Yucatán, México.
- Emery W. J.**, Thompson R. E. 1998. Data Analysis Methods in Physical Oceanography. Elsevier, Second Edition, 638 pp.
- Elias, E.**, 2006. Morphodynamics of Texel Enlet, IOS Press, the Netherlands. 276 pp.
- Eysink, W.D.**, 1990. Morphologic response of tidal basin to changes. Proc. 22nd Coastal Eng. Conf., ASCE, Vol. II, 1948-1961.
- Farreras Sanz F.**, Hidrodinámica de lagunas costeras. En: Biblioteca de CI-CESE:<http://biblioteca.cicese.mx/libros/hidrodinamica>, Editores. "Hidrodinámica de Lagunas Costeras (apuntes de texto de posgrado de las pos-

trimerías del siglo XX)”. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. Vol. único, Publicado (PA: 54823).

Foreman, M. G. 1977 Manual for tidal heights analysis and prediction. Pac. Mar. Sci, Rep. 77-10, Inst. of Ocean Sciences, Patricia Bay, Sidney, B.C., 97 pp.

Foreman, M.G., 1978 Manual for tidal heights analysis and prediction. Pac. Mar. Sci, Rep. 78-6, Inst. of Ocean Sciences, Patricia Bay, Sidney, B.C., 70 pp.

Friedrichs, C.T. , Aubrey, D.G. 1988. Non-linear tidal distortion in shallow well-mixed estuaries: a synthesis. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 27, 521-545.

Fry, Virginia Ann, 1987. Tidal velocity asymmetries and bedload transport in shallow embayments, Woods Hole Oceanographic Institution Inst. Tech. Rept., WHOI-87-51. 55 p.

Fujita, T.T., 1971. “Proposed characterization of tornadoes and hurricanes by area and intensity”. Satellite Mesometeorology Research Program Research Paper Number 91, Department of Geophysical Sciences, University of Chicago. 42pp.

Gilcoto, M., Álvarez-Salgado, X.A., Pérez, F.F., 2001. Computing optimum estuarine residual fluxes with a multiparameter inverse method (OERFIM). Application to the “Ría de Vigo” (NW Spain). *Journal of Geophysical Research* 106, 13303-13318.

Godin, G., 1972. The Analysis of Tides. University of Toronto Press, Toronto, 264 pp.

Gornitz, V. S., Lebedeff, S., and Hansen, J. 1982. Global sea level trend in the past century. *Science* 215:1611-1614.

Guizien, K., Dohmen-Janssen, M., Vittori, G., 2003. 1DV bottom boundary layer modeling under combined wave and current: turbulent separation and phase lag effects. *J. Geophys. Res.* 108 (C1), 16.1 -16.15.

Hearn, C. J. 1998. Application of the Stommel model to shallow Mediterranean estuaries and their characterization. *Journal of Geophysical Research* 103, 10391-10404.

- Herrera-Silveira, J.**, 1994a. Phytoplankton productivity and submerged macrophytes biomass variations in a tropical coastal lagoon with groundwater discharge. *Vie et Milieu* 44 (3-4), 57-266.
- Herrera-Silveira, J.**, 1994b. Spatial and temporal patterns in a tropical coastal lagoon with groundwater discharges. *Journal of Coastal Research* 10 (3), 738-746.
- Herrera-Silveira, J.**, 1995. Seasonal patterns and behavior of nutrients in a tropical coastal lagoon with groundwater discharges. *Journal of Ecology and Environmental Science* 22 (1), 45-57.
- Herrera-Silveira, J.**, 1996. Salinity and nutrients in a tropical coastal lagoon with groundwater discharges to the Gulf of Mexico. *Hydrobiologia* 321, 165-176.
- Hibma, A.**, De Vriend, H.J. and Stive, M.J.F., 2003. Numerical modelling of shoal pattern formation in well-mixed elongated estuaries, *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 57(5-6), 984-991.
- Hoefel, F.**, Elgar, S., 2003. Wave-induced sediment transport and sandbar migration. *Science* 299, 885- 1887.
- Holt, J. T. & James, I. D.**, 2001. An s-coordinate density involving model of the northwest European continental shelf. Part I: Model description and density structure. *Journal of Geophysical Research* **106** (C7), 14015-14034.
- Howell, K. J.** and Bao, H. M. Caliche as a geological repository for atmospheric sulfate. *Geophys. Res. Lett.* 33, L13816, doi:10.1029/2006GL026518 (2006).
- Houston J. R, and Dean R. G.**, 2011. Sea-Level Acceleration Based on U.S. Tide Gauges and Extensions of Previous Global-Gauge Analyses. *Journal of Coastal Research: Volume 27, Issue 3: pp. 409 - 417.*
- IPCC**, 1991. Evaluación de la vulnerabilidad de las zonas costeras a la elevación del nivel del mar -metodología común.
- IPCC**, 1992. El cambio climático global y el creciente desafío del mar.
- IPCC. 1994.** Preparing to meet the coastal challenges of the 21st century. Conference Report, World Coast Conference 1993.
- IPCC**, 1997. Cambio climático 2007: Informe de síntesis.

- IEEE-IPCC**, 2000. Informe Especial del IPCC sobre escenarios de emisiones.
- IPCC**, 2007: Cambio climático 2007: Informe de síntesis. Contribución de los Grupos de trabajo I, II y III al Cuarto Informe de evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático [Equipo de redacción principal: Pachauri, R.K. y Reisinger, A. (directores de la publicación)]. IPCC, Ginebra, Suiza, 104 páginas.
- ITESM-Guaymas. CECARENA (1993)**. Taller para el manejo de humedales costeros en el noroeste de México, Memorias, 7-11 de diciembre, p. 8.
- Kamphuis William**, 2000. Introduction to Coastal Engineering and Management, Advanced Series on Ocean Engineering - Vol. 16, World Scientific Publishing Company, 2000.
- Kennett J. P.** 1982. Marine Geology. Prentice-Hall, NY, pp. 752, #28.75, ISBN 0-13-556936-2.
- Keulegan, G. H.** 1951. "Third Progress Report on Tidal Flow in Entrances, Water Level Fluctuations of Basins in Communication with Seas", Report No. 1146, National Bureau of Standards, Washington, DC.
- Keulegan, G. H.** 1967. "Tidal Flow in Entrances Water-Level Fluctuations of Basins in Communications with Seas", Technical Bulletin No. 14, Committee on Tidal Hydraulics, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.
- King, Ian P.**, 2001. Modeling of Marshes and Wetlands. Journal of Coastal Research SI 27 : 76-87.
- Komar, P. D.**, 1976. Beach processes and sedimentation. Prentice Hall, Englewood Cliffs, N. J., 532 pp.
- Lankford R.R.**, 1976. Coastal lagoons of Mexico: their origin and classification, in: Estuarine Processes, Volume II, M. Wiley (editor), Academic Press, New York, N.Y., 182-215.
- Larson, M., Kraus, N.C.**, 1995. Prediction of cross-shore sediment transport at different spatial and temporal scales. Mar. Geol. 126, 111-127.
- Lazure, P., Salomon, J.C.** 1991. Coupled 2-D and 3-D modelling of coastal hydrodynamics. Oceanologica Acta 14, 173-180.

- Leenknecht, D. A.**, Szuwalski, A., and Sherlock, A. R., 1992. "Automated Coastal Engineering System User Guide and Technical Reference, Version 1.07", U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.
- Lincoln, J. M., and Fitzgerald, D. M.** 1988. "Tidal distortions and flood dominance at five small tidal inlets in Southern Maine," *Marine Geology* 82, 133-148.
- Lorenzo E., Teixeira L.** 2000. Sensitivity of storm waves in Montevideo to a hypothetical climate change. *Climate Research*, v. 9 , p. 81-85, 1997.
- Marín, L.** 1990. Field investigations and numerical simulation of ground-water flow in the karstic aquifer of northwestern Yucatán, Mexico, PhD. Thesis, Department of Geology, Northern Illinois University, Dekalb, Illinois, USA.
- McAnally, W. H. & Mehta, A. J.** 2001 *Coastal and Estuarine Fine Sediment Processes*. Elsevier Science, Amsterdam, 540 pp.
- McDowell, D. M. y OConnor, B. A.** 1977. Hydraulic behaviour of estuarios. E. M. Wilson (ed.). London.
- Méndez F. J.**, Medina R., Losada I. J., Olabarrieta M., Tomás A., Liste M., Menéndez M., Abascal A. J., Agudelo P. y Castanedo S. (2004) "Estudio de los impactos en la costa española por efecto del cambio climático". El clima entre el mar y la montaña. Asociación Española de Climatología y Universidad de Cantabria, Serie A, n 4, Santander.
- Meaden, G. T.** "Tornados en Gran Bretaña: intensidades y distribución espacial y temporal". *Journal of Meteorology*, UK, 1 (8), pp 242-251.
- Mercer, J. H., et al.**, 1970. Antarctic ice and interglacial high sea levels. *Science*. 168:1605-1606.
- Mota Oliveira, I. B.**, 1970. "Natural Flushing Ability in Tidal Inlets", Proceedings of the Twelfth Engineering Conference, American Society of Civil Engineers, Washington, DC, Vol. 3, Ch 111, pp 1827-1845.
- Mesinger, F.**, and Coauthors, 2005: North American regional reanalysis. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 87, 343-360.
- Nakićenovič, N.**, and Swart R., Eds., 2000: Emissions Scenarios. Special Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, 599 pp.

- Nicholson, J.**, Broker, I., Roelvink, J. A., Price, D., Tanguy, J. M. & Moreno, L. 1997 Intercomparison of coastal area morphodynamic models. *Coastal Engineering* 31, 97-123.
- Norton W.R.**, King I.P., Orlob G.T. (1973). A finite element model for Lower Granite Reservoir. Water Resources Engineers Inc., Walnut Creek, CA Technical Report.
- O'Brien, M. P.** 1969. Equilibrium flow areas of inlets on sandy coasts. *J. Waterways Harb. Div. ASCE* 95, 43-52.
- Oldale, R.** 1985. Late quaternary sea level history of New England: A review of published sea level data. *Northeastern Geology*. 7:192- 200.
- Ortiz Pérez. M. A.** 1994. Repercusiones del ascenso del nivel del mar en costas bajas de planicies deltaicas. *Geografía y Desarrollo*, vol. 2, núm. 11, pp. 69-72.
- Ortiz Pérez, M. A.** , Méndez Linares A. P. 1999. Escenarios de vulnerabilidad por ascenso del nivel del mar en la costa mexicana del golfo de México y el Mar Caribe. *Investigaciones Geográficas (Mx)*, número 39. Universidad Nacional Autónoma de México. Distrito Federal, México, pp. 68-81.
- Ortiz Pérez, M. A.** , Méndez Linares A. P. 1995. Vulnerabilidad del litoral a los efectos por ascenso del nivel del mar en las costas bajas del golfo de México, México ante el cambio climático global, *Memorias*, Cuernavaca, México, pp. 209-217.
- Ortiz Pérez, M.** , De La Lanza Espino G., 2006. Diferenciación del espacio costero de México: un inventario regional. Instituto de Geografía. Universidad Nacional Autónoma de México. *Geografía para el siglo XXI. Serie Textos Universitarios*, pp. 137.
- Pawlowicz, R.**, B. Beardsley, and S. Lentz, "Classical Tidal Harmonic Analysis Including Error Estimates in MATLAB using T-TIDE", *Computers and Geosciences*, 2002.
- Peltier, W.R.**, and **Tushingham A. M.** 1989. Global sea level rise and the greenhouse effect: Might they be connected? *Science*. 244:806-810.
- Pethick, J.S. & Crooks, S.** 2000. Development of a coastal vulnerability index: a geomorphological perspective. *Environ Conserv* 27 359-367.

- Pritchard D.W.**, 1955. Estuarine circulation patterns, Journal of the Hydraulics Division, Proceedings of the American Society of Civil Engineers, Tech. Paper 717, 81: 1-11.
- Pritchard D.W.**, 1959. The movement and mixing of contaminants in tidal estuaries, in: Waste Disposal in the Marine Environment, Chesapeake Bay Institute, Contribution # 46, Pergamon Press, New York, N.Y., 512-525.
- Pritchard D.W.**, 1967. What is an estuary?: physical viewpoint, in: Estuaries, G.S. Lauff (editor), American Association for the Advancement of Science, Pub. # 3, Washington, D.C., 3-5.
- Perry, E.** , E. Smith, J. Gamboa, A. Reeve, R. Sanborn, L. Marin and M. Villasuso, 1989. Geologic and environmental aspects of surface cementation, North Coast, Yucatán, Mexico. Geology, no. 17, pp. 818-821.
- Perry, E.** , L. Marin, J. McClain and G. Velázquez, 1995. Ring of Cenotes (sink-holes), northwest Yucatán, Mexico: its hydrogeologic characteristics and possible association with the Chicxulub impact crater. Geology, no. 23, pp. 17-20.
- Pfizenmayer A.** , von Storch H. 2001. Anthropogenic climate change shown by local wave conditions in the North Sea. Clim. Res. Vol. 19:15-23.
- Pugh, D. T.** 1987. Tides, Surges and Mean Sea Level, a Handbook for Engineers and Scientists. John Wiley & Sons.
- Ranasinghe, R.**, Pattiaratchi, C., Masselink, G., 1999. A morphodynamic model to simulate the seasonal closure of tidal inlets. Coastal Eng. 7, 1-36.
- Renger, E. & Partensky, W.**, 1974. "Stability criteria for tidal basins", Proc. 14th, Coastal Eng. Conf. ASCE. 1605-1618.
- Renger, E.**, 1976. Quantitative Analyse der Morphologie von Wateinzugsgebieten und Tidebecken, Mitteilungen des Franzius-Institut, Hef 43.
- Reeves, C.C.** , 1976. Caliche: Origin, Classification, Morphology, and Uses: Lubbock, Texas, Estacado Books, 236 p.
- Richthofen, F. Von** , 1886. Führer für Forschungsreisende. Hannover.
- Ridderinkhof, H.**, 1997. Sediment transport in intertidal areas. In: Eisma D., Ed., Intertidal Deposits: River mouths, tidal flats, and coastal lagoons: Boca Raton, Florida, CRC Press, p. 363-381.

- ROM 1.0-09.** Recomendaciones del diseño y ejecución de las Obras de Abrigo. Parte 1. Bases y Factores para el proyecto. Agentes climáticos. Puertos del Estado, España. Pp. 532.
- Ruggiero, P.** , P. D. Komar and J. C. Allan (2010). Increasing wave heights and extreme-value projections: the wave climate of the U.S. Pacific Northwest, Coastal Engineering. Volume 57, Issue 5, May 2010, Pages 539-552.
- SEMAR.** Unidad de Inteligencia Naval. Dirección de Información Satelital. Distribución interinstitucional de Imágenes Satelitales. Octubre de 2008.
- Salles, Paulo,** 2000. Hydrodynamic Controls on Multiple Tidal Inlet Persistence. Ph.D. Thesis. MIT/WHOI, 00-30.
- Salles P.,** Voulgaris G., Aubrey D., 2005. Contribution of nonlinear mechanisms in the persistence of multiple tidal inlet systems. Estuarine, Coastal and Shelf Science. Vol. 65. 475-491 pp.
- Sánchez y Pinto, Ismael A.** 1999. Modelo numérico del flujo subterráneo de la porción acuífera N-NW del Estado de Yucatán: Implicaciones hidrológicas . Tesis de Maestría. Universidad Autónoma de Chihuahua, Facultad de Ingeniería, División de Estudios de Postgrado. 106 pp.
- Santoyo, R.** , 1991. Fitoplancton y productividad de lagunas costeras. En: Figueroa, T. M. G., Álvarez C., Esquivel A. y Ponce M. (Ed.), Fisicoquímica y Biología de las Lagunas Costeras Mexicanas, Universidad Autónoma Metropolitana-Iztapalapa, México, pp. 31-45.
- Seeling. W. N. and Sorensen, R. M.,** 1978. Numerical model investigation of selected tidal inlet-bay system characteristics. In Am. Soc. Civ. Eng., Proc. 16th coastal Eng. Conf., p 1302-1319.
- Shemdin, O. H. and Forney, R. M.,** 1970. Tidal Motion in Bays. Proceedings of the 20nd Coastal Eng. Conf., ASCE. Vol. 3, Ch. 134, 2225-2242 pp.
- Schramkowski, G.P. and De Swart, H.E.** , 2002. Morphodynamic equilibrium in straight tidal channels: Combined effects of the Coriolis force and external overtides. Journal of Geophysical Research 107(C12): doi: 10.1029/2000JC000693. issn: 0148-0227.
- Schwartz, M (Ed.),** 2005. The Encyclopedia of Coastal Sciences. Springer, Dordrecht, The Netherlands, 1211 pp.

- Silva, R.**, 2005. Análisis y Descripción Estadística del Oleaje Serie Docencia #49 Instituto de Ingeniería, UNAM
- Silva, R, et. al.**, 2008. Atlas del clima Marítimo de la vertiente Atlántica Mexicana. Universidad Nacional Autónoma de México. ISBN en trámite.
- Sorensen, O. R.**, H. Kofoed-Hansen, M. Rugbjerg, and L.S. Sorensen, 2004, A third-generation spectral wave model using an unstructured finite volume technique: International Conference on Coastal Engineering Proceedings, v. 29, p. 894-906.
- Soulsby, R.L.**, Hamm, L., Klopman, G., Myrhaug, D., Simons, R.R., Thomas, G.P. 1993. Wave-current interaction within and outside the bottom boundary layer, Coastal Engineering, Volume 21, Issues 1-3, Special Issue Coastal Morphodynamics: Processes and Modelling. Pages 41-69, ISSN 0378-3839, DOI: 10.1016/0378-3839(93)90045-A.
- Speer, P.E.**, 1984. Tidal Distortion in Shallow Estuaries. Ph.D. Thesis. MIT/WHOI, 84-01.
- Speer, P. E. y D. G. Aubrey.** 1985. A study of non-linear tidal propagation in shallow inlet/estuarine systems. Part II: theory. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 21, 207-224.
- Titus, J.** 1987. Sea level rise and wetland loss: an overview. Greenhouse effect, sea level rise and coastal wetlands, EPA (Environmental Protection Agency), EUA, pp. 1-35.
- Tolman, H. L. & Booij, N.** 1998. Modeling wind waves using wavenumber-direction spectra and a variable wave number grid. The Global Atmosphere and Ocean System 6, 295-309.
- Torres Mota Rogelio.** 2006. Predicción de la línea de costa en Playa los Algodones. Tesis de Maestría en Ciencias en Manejo de Zona Costera. Instituto Tecnológico de Guaymas. pp. 94.
- Tran Thanh Tung**, , Stive M., de Graaff J., and Walstra D., 2008. Morphological stability of tidal inlets using process-based modelling. *Proceedings of 31th Coastal Engineering Conference*, pp. 2182-2194.
- Trauth, M. H.**, Gebbers, R., & Marwan, N. 2010. MATLAB® recipes for earth sciences. Third edition, Heidelberg [Germany], Springer, 336 pp.

- Wilson, K.C.** , 1966. Bed-load transport at high shear stress. Proc ASCE, J. Hydraul. Div., 92 (HY6): 49-65.
- Uncles, R.J.**, J.A. Stephens, P.E. Frickers, A.D. Tappin, N.J. Bloomer and C. Harris, 2001. Tidal Reaches. In: Land Ocean Interaction: Measuring and Modelling Fluxes from River Basins to Coastal Seas. Ed. D.A. Huntley, G.J.L. Leeks and D.E. Walling. IAWQ Publishing, 144-167.
- Uncles, R.J.** 2002. Estuarine physical processes research: some recent studies and progress. Estuar Coast Shelf Sci 55: 829-856.
- U. S. Army Corps of Engineers.** 2008. Coastal Engineering Manual. Engineer Manual 1110-2-1100, U.S. Army Corps of Engineers, Washington, D. C. <http://140.194.76.129/publications/eng-manuals/> <http://e-proceedings.worldscinet.com/9789814277426/9789814277426.shtml>
- Valle-Levinson, A. & Wilson, R. E.** 1998. Rotation and vertical mixing effects on volume exchange in eastern Long Island Sound. Estuarine, Coastal and Shelf Science 46, 573-585.
- Valle-Levinson, A.** Definition and classification of estuaries, in: Contemporary Issues in Estuarine Physics, Edited by A. Valle-Levinson, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 2010, pp. 1-11.
- van de Kreeke, J.**, 1996. Morphological changes on a decadal time scale in tidal inlets: modelling approaches. J. Coastal Res. Spec. Issue 23, 73-82.
- Van Rijn, L. C.** 1993. Principles of Sediment Transport in Rivers, Estuaries and Coastal Seas. Aqua Publications, Amsterdam, the Netherlands, pp. 584.
- WL/Delft Hydraulics** , Delft3D-FLOW, simulation of multidimensional hydrodynamic flows and transport phenomena, including sediments, User Manual. Delft, 2011.
- Wayne, L.** , Byrnes M., Britsch L., Penland S., Wilkey P., Williams T. y Williams S. 1993. A method for classifying land loss by geomorphology and process. In: S. Laska and A. Puffer (editors), Coastlines of the Gulf of Mexico, Coastal Zone '93, American Society of Civil Engineers, New York, NY, pp. 85-95.
- U. S. Army Corps of Engineers** 2008. Coastal Engineering Manual. Engineer Manual 1110-2-1100, U.S. Army Corps of Engineers, Washington, D. C. <http://140.194.76.129/publications/eng-manuals/>

- Walton T. L. and Adams W. D.**, 1976. Capacity of inlet outer bars to store sand, *Proceedings of 15th Coastal Engineering Conference*, pp. 1919-1937.
- Widdows, J.**, 2001. The intertidal zone. In: Huntley, D., Leeks, G., Walling, D. (Eds.), *Land ocean Interaction: Measuring and Modelling Fluxes from River Basins to Coastal Seas*. IWA Publishing, London, pp. 184- 208.
- Wigley, T.M.L.** , 1995: Global-mean temperature and sea level consequences of greenhouse gas concentration stabilization. *Geophysical Research Letters* 22, 45-48.
- Van Wijnen, H. J. & Bakker, J. P.**, ., 2001. Long-term surface elevation change in salt marshes: a prediction of marsh response to future sea level rise. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 52, 381-390.
- Wilson, K.C.** , 1966. Bed-load transport at high shear stress. *Proc ASCE, J. Hydraul. Div.*, 92 (HY6): 49-65.
- Winant, Clinton.** . 2011. Curso de Dinámica Costera, Mérida, Yucatán, del 20 de junio al 1 de julio de 2011.
- Woodroffe, C. D.**, 2003. *Coasts, form, process and evolution*. Cambridge University Press, 623 pp.
- Yáñez-Arancibia, A.** , J. J. Ramírez-Gordillo, J. W. Day y D. Yoskowitz, 2009. Environmental sustainability of economic trends in the Gulf of Mexico: What is the limit for Mexican coastal development? Chapter 5: 82-104. In: J. Cato (Ed.), *Ocean and Coastal Economy of the Gulf of Mexico*. Harte Research Institute for Gulf of Mexico Studies, Texas A & M University Press, College Station, TX, 110 pp.
- Yáñez-Arancibia, A. (Ed).** 2010. Impactos del cambio climático sobre la zona costera. Instituto de Ecología A. C. (INECOL), Texas Sea Grant Program, Instituto Nacional de Ecología (INE-SEMARNAT). México.
- Young M.**, Gonnea M., Fong D., Moore W., Herrera-Silveira J., Paytan A. 2008. Characterizing sources of groundwater to a tropical coastal lagoon in a karstic area using radium isotopes and water chemistry. *Marine Chemistry*. 109 (3-4), pp. 377-394.
- Zavala-Hidalgo, J.** , R. de Buen Kalman, R. Romero-Centeno, y F. Hernández Maguey, 2010. Tendencias del nivel del mar en las costas mexicanas, p. 249-268. En: A.V. Botello, S. Villanueva-Fragoso, J. Gutiérrez, y J.L. Rojas

Galaviz (ed.). Vulnerabilidad de las zonas costeras mexicanas ante el cambio climático. SEMARNAT-INE, UNAM-ICMYL, Universidad Autónoma de Campeche. 514 p.

Bibliografía electrónica

INE. 2008. Reserva de la Biosfera Ría Celestún. Fuente electrónica [en línea]. http://www.ecologia.campeche.gob.mx/consultas/temas/ria_celestun.htm#_Toc55299185Consultadaen0ctubrede2008.

<http://es.wikipedia.org/wiki/Diastrofismo>

Consultada el día 2 de Septiembre de 2011

Apéndice A

Anexos

A.1. Análisis extremal

A.1.1. Funciones de probabilidad

Las funciones de distribución de probabilidad aplicadas al análisis extremal de datos están basadas en un ordenamiento de los mismos por medio del concepto *estadísticos de orden* (Silva, 2005). Si se tiene una muestra de una población (X_1, X_2, \dots, X_n) y los valores de la variable se ordenan en forma creciente de magnitud, entonces el miembro i ésimo de la nueva secuencia de los datos ordenados se denomina estadístico de orden i de la muestra dada. Todos los estadísticos de orden deben tener asociado un tamaño de muestra. El estadístico de orden proporciona, como su nombre lo indica, un orden a la muestra, mismo que al ser ascendente tiene por último valor al máximo registrado.

Los valores máximos y mínimos de una variable aleatoria corresponden a los valores límite de una función de distribución acumulativa, los cuales para una muestra de tamaño n procedente de una población con función de distribución $F(x)$ quedan representados por medio de:

$$H_n(x) = P[Z_n \leq x] = F^n(x) \tag{A.1}$$

$$L_n(x) = P[W_n \leq x] = 1 - [1 - F(x)]^n \tag{A.2}$$

Aproximando los límites a infinito, se tiene:

$$\lim_{n \rightarrow \infty} H_n(x) = \lim_{n \rightarrow \infty} F^n(x) = \begin{cases} 1 & \text{si } F(x) = 1 \\ 0 & \text{si } F(x) < 1 \end{cases} \quad (\text{A.3})$$

$$\lim_{n \rightarrow \infty} L_n(x) = \lim_{n \rightarrow \infty} 1 - [1 - F_n(x)]^n = \begin{cases} 1 & \text{si } F(x) = 1 \\ 0 & \text{si } F(x) \leq 1 \end{cases} \quad (\text{A.4})$$

Lo que significa que las distribuciones límite toman valores de 0 y 1. Con objeto de evitar los resultados anteriores, se buscan transformaciones lineales $Y = a_n + b_n x$, donde a_n y b_n son constantes que dependen de n , y tales que las distribuciones límite se ajusten a una distribución, para máximos y mínimos, respectivamente:

$$\lim_{n \rightarrow \infty} H_n(a_n + b_n x) = \lim_{n \rightarrow \infty} F_n(a_n + b_n x) = H(x); \quad \forall x \quad (\text{A.5})$$

$$\lim_{n \rightarrow \infty} L_n(c_n + d_n x) = \lim_{n \rightarrow \infty} 1 - [1 - F_n(a_n + b_n x)]^n = L(x); \quad \forall x \quad (\text{A.6})$$

Las distribuciones de probabilidad que satisfacen a las ecuaciones anteriores, mismas que son ajustadas sobre el conjunto de datos seleccionados, son, respectivamente, Frechet, Weibull y Gumbel:

Frechet:

$$H(x, \lambda, \delta, \beta) = \exp \left[- \left(\frac{\delta}{x - \lambda} \right)^\beta \right]; \quad x \geq \lambda \quad (\text{A.7})$$

$$L(x, \lambda, \delta, \beta) = 1 - \exp \left[- \left(\frac{\delta}{\lambda - x} \right)^\beta \right]; \quad x \leq \lambda \quad (\text{A.8})$$

Weibull:

$$H(x, \lambda, \delta, \beta) = \exp \left[- \left(\frac{x - \lambda}{\delta} \right)^\beta \right]; \quad x \leq \lambda \quad (\text{A.9})$$

$$L(x, \lambda, \delta, \beta) = 1 - \exp \left[- \left(\frac{x - \lambda}{\delta} \right)^\beta \right]; \quad x \geq \lambda \quad (\text{A.10})$$

Gumbel:

$$H(x, \lambda, \delta) = \exp \left[- \exp \left(\frac{x - \lambda}{\delta} \right) \right]; \quad -\infty < x < \infty; \delta < 0 \quad (\text{A.11})$$

$$L(x, \lambda, \delta) = 1 - \exp \left[-\exp \left(\frac{x - \lambda}{\delta} \right) \right]; \quad -\infty < x < \infty; \delta > 0 \quad (\text{A.12})$$

La siguientes expresiones analíticas contiene las distribuciones dadas en las ecuaciones (A.7), (A.9), (A.11) y (A.8), (A.10), (A.12), respectivamente, (forma de Von Mises):

$$H_c(x, \lambda, \delta) = \exp \left\{ - \left[1 + c \left(\frac{x - \lambda}{\delta} \right)^{-1/c} \right] \right\}; \quad 1 + c \left(\frac{x - \lambda}{\delta} \right) \geq 0 \quad (\text{A.13})$$

$$L_c(x, \lambda, \delta) = 1 - \exp \left\{ - \left[1 + c \left(\frac{x - \lambda}{\delta} \right)^{-1/c} \right] \right\}; \quad 1 + c \left(\frac{x - \lambda}{\delta} \right) \geq 0 \quad (\text{A.14})$$

Cuyas familias de Frechet, Weibull y Gumbel se obtienen en ambas para valores de $c > 0$, $c < 0$ y $c = 0$, respectivamente.

Para la graficación de los resultados obtenidos de una función de distribución como las anteriormente mencionadas, se hace uso del papel probabilístico, con el objetivo de modificar las escalas de la variable aleatoria y de su probabilidad asociada, de tal manera que la representación gráfica de la variable y la función de distribución sea una línea recta, y de esta forma determinar si dicha función pertenece a la familia (Silva, 2005). Lo que se hace es transformar una familia paramétrica de funciones de distribución $F(x; \theta)$ siendo θ el parámetro, en una familia de líneas rectas:

$$y = ax + b \quad (\text{A.15})$$

Haciendo:

$$y = F(x; \theta) = h^{-1}(ag(x) + b) \leftrightarrow (y) = ag(x) + b \quad (\text{A.16})$$

donde las funciones:

$$\xi = g(x) \quad (\text{A.17})$$

$$\eta = h(x) \quad (\text{A.18})$$

Sustituyendo, queda la familia de líneas rectas:

$$\eta = a\xi + b \quad (\text{A.19})$$

A.1.2. Formas de punteo en papeles probabilísticos

Existen tres grupos para la determinación de la probabilidad de un suceso extremo, divididos según el método en que se basen:

- Frecuencia de muestreo
- Distribución de frecuencias.
- Momentos estadísticos de las muestras.

Probabilidad basada en la frecuencia de la muestra. Se basa en la frecuencia acumulada de la muestra, en donde la probabilidad es:

$$F(H_s) = \frac{i}{N}; \quad i = 1, 2, \dots, n \quad (\text{A.20})$$

donde $F(H_s)$ es la probabilidad de no excedencia

$$F(H_s) = P(H_s \leq H_{s_i}) \quad (\text{A.21})$$

donde i representa el orden en el que se encuentra el suceso H_s ordenados de forma ascendente y N el tamaño de la muestra.

Probabilidad de basada en la distribución de frecuencias. Se parte de que H_s es una variable aleatoria con función de distribución de probabilidad $F(H_s)$, se supone que el valor H_{s_i} , que ocupa la posición i en una muestra de N datos, es también una variable aleatoria. Por lo que su función de distribución $P(H_s)$ es también aleatoria. El método consiste en determinar la frecuencia de muestreo correspondiente a H_i a través de la media, mediana o moda de la variable aleatoria $P(H_s)$. Esta frecuencia de punteo es independiente de la función de distribución con la que se trabaje. Weibull (1939; leído en Silva, 2005) determina la frecuencia de punteo a partir de la media de $F(H_s)$ de la siguiente manera:

$$F(H_s) = \frac{i}{N+1}; \quad i = 1, 2, \dots, n \quad (\text{A.22})$$

Probabilidad basada en momentos estadísticos. Se determina la probabilidad del suceso H_{s_i} a partir de la media, mediana y moda de la variable H_s , por lo que se considera a esta como variable aleatoria. En este caso la frecuencia de punteo si es dependiente de la función de probabilidad. Las ecuaciones más comunes para el punteo de valores en papeles probabilísticos son:

$$F(H_s) = \frac{i - 1/2}{n}; \quad \text{Hazen}(1930) \quad (\text{A.23})$$

$$F(H_s) = \frac{i - 3/8}{n + 1/4}; \quad \text{Bloom(1962)} \quad (\text{A.24})$$

$$F(H_s) = \frac{i - 0,44}{n + 0,12}; \quad \text{Gringorten(1963)} \quad (\text{A.25})$$

A.1.3. Función de distribución de Gumbell

La función de distribución de Gumbell para máximos está dada por:

$$H(x, \lambda, \delta, \beta) = \exp \left[-\exp \left(\frac{x - \lambda}{\delta} \right) \right] = e^{e^{-\frac{x-\lambda}{\delta}}} \quad (\text{A.26})$$

Al aplicar logaritmos dos veces de $1/y$ y al hacer uso de las ecuaciones (A.16), (A.17), y (A.18), se tiene

$$\xi = g(x) = x \quad (\text{A.27})$$

$$\eta = h(y) = -\ln \left[\ln \left(\frac{1}{y} \right) \right] = -\ln[-\ln y] \quad (\text{A.28})$$

De tal forma que la ecuación (A.19) queda:

$$\eta = a\xi + b = \frac{\xi - \lambda}{\delta} \quad (\text{A.29})$$

donde:

$$a = \frac{1}{\delta} \quad y \quad b = \frac{\lambda}{\delta} \quad (\text{A.30})$$

Si en la ecuación (A.29) η se hace 0 y 1, se obtienen los valores de λ y ξ :

$$0 = \xi - \lambda \rightarrow \xi = \lambda \quad (\text{A.31})$$

$$1 = \frac{\xi - \lambda}{\delta} \rightarrow \lambda + \delta \quad (\text{A.32})$$

Cuando se trabaja con la muestra completa, los parámetros de la distribución de Gumbel, λ y ξ , pueden ser estimados a partir de la media y la desviación estándar de la muestra, respectivamente:

$$\lambda = \bar{x} + 0,5772\delta \quad (\text{A.33})$$

$$\delta = \frac{S_x \sqrt{6}}{\pi} \quad (\text{A.34})$$

Cuando no se trabaja con toda la muestra y se hace solo con una parte de los

datos, los parámetros a y b de la ecuación (A.29) pueden ser obtenidos a través de una juste de mínimos cuadrados:

$$a = \frac{N_{datos} \sum_{k=1}^N x_k \eta_k - \sum_{k=1}^N x_k \sum_{k=1}^N \eta_k}{N_{datos} \sum_{k=1}^N x_k^2 - \left(\sum_{k=1}^N x_k \right)^2} \quad (\text{A.35})$$

$$b = \frac{-a \sum_{k=1}^N x_k - \sum_{k=1}^N \eta_k}{N_{datos}} \quad (\text{A.36})$$

donde:

N_{datos} = Número de datos con los cuales se ajustan los valores de a y b .

x_k = Función discreta a ajustar.

η = Probabilidad asociada a la función discreta.

A.1.4. Función de distribución de Weibull

La función de distribución de Weibull para máximos es:

$$H(x, \lambda, \delta, \beta) = \exp \left[- \left(\frac{x - \lambda}{\delta} \right)^\beta \right]; \quad (\text{A.37})$$

Al aplicar logaritmos dos veces y al hacer uso de las ecuaciones (A.16), (A.17), y (A.18), se tiene:

$$\xi = g(x) = -\log(\lambda - x) \quad (\text{A.38})$$

$$\eta = h(y) = -\log[-\log(y)] \quad (\text{A.39})$$

$$a = \beta \quad (\text{A.40a})$$

$$b = \beta \log \delta \quad (\text{A.40b})$$

de tal forma que la ecuación (A.19) queda

$$\eta = a\xi + b = \beta(\xi + \log \delta) \quad (\text{A.41})$$

$$a = \frac{N_{\text{datos}} \sum_{k=1}^N \xi_k \eta_k - \sum_{k=1}^N \xi_k \sum_{k=1}^N \eta_k}{N_{\text{datos}} \sum_{k=1}^N \xi_k^2 - \left(\sum_{k=1}^N \xi_k \right)^2} \quad (\text{A.42})$$

$$b = \frac{-a \sum_{k=1}^N \xi_k - \sum_{k=1}^N \eta_k}{N_{\text{datos}}} \quad (\text{A.43})$$

Se muestra que la distribución de Weibull depende de tres parámetros, uno más que la distribución de Gumbel, éste es el parámetro λ , para estimarlo se procede a realizar varias pruebas dándole diferentes valores, para elegir el mejor ajuste de la recta a los valores de probabilidad dados, lo anterior se repite iterativamente hasta que se esté conforme con el ajuste realizado con la recta obtenida por la ecuación (A.41).

Una vez propuesto el valor umbral, se estiman los parámetros restantes, λ y ξ , los cuales se obtienen haciendo igual a 0 y a 1, respectivamente:

$$0 = \beta(\xi + \log \delta) \rightarrow \xi = -\log \delta \quad (\text{A.44a})$$

$$1 = \beta(\xi + \log \delta) \rightarrow \xi = \frac{1}{\beta} - \log \delta \quad (\text{A.44b})$$

A.2. Resultados del análisis extremal

A continuación se presentan los resultados del análisis extremal realizado a los datos de oleaje correspondientes a las estaciones de primavera, verano, otoño e invierno; en el Cuadro (A.1) se presentan los resultados para la estación de primavera. Las alturas de ola que se simularon estuvieron en un rango de 1 m a 2.30 m. Las probabilidades al ser divididas entre 30 datos tuvieron un incremento de 0.033, esto se repite en los cuatro análisis realizados, la variable reducida varió de -1.41 a 4.10, mientras que el parámetro ϵ varió de -0.67 a 0.36.

Las columnas del Cuadro A.1 indican:

- El orden de la variable.

- La magnitud del viento, $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$.
- La probabilidad asociada a dicha variable, para calcularla se utilizó la fórmula de forma de punteo de Hazen.
- La variable reducida.
- El parámetro ϵ .
- El producto de la variable reducida por el parámetro ϵ .
- El parámetro ϵ elevado al cuadrado.

Cuadro A.1: Resultados del análisis de Weibull para la estación de primavera.

No.	H_s (m)	P	η	ξ	$\xi * \eta$	$\xi * \xi$
1	1.05	0.0167	-1.41	-0.67	0.94	0.45
2	1.25	0.0500	-1.10	-0.56	0.61	0.31
3	1.29	0.0833	0.91	-0.54	0.49	0.29
4	1.36	0.1167	-0.76	-0.49	0.38	0.24
5	1.39	0.1500	-0.64	-0.48	0.30	0.23
6	1.40	0.1833	-0.53	-0.47	0.25	0.22
7	1.40	0.2167	-0.42	-0.47	0.20	0.22
8	1.41	0.2500	-0.33	-0.46	0.15	0.22
9	1.44	0.2833	-0.23	-0.44	0.10	0.20
10	1.56	0.3167	-0.14	-0.36	0.05	0.13
11	1.60	0.3500	-0.05	-0.33	0.02	0.11
12	1.63	0.3833	0.04	-0.32	-0.01	0.10
13	1.66	0.4167	0.13	-0.29	-0.04	0.09
14	1.66	0.4500	0.23	-0.29	-0.07	0.09
15	1.70	0.4833	0.32	-0.26	-0.08	0.07
16	1.73	0.5167	0.41	-0.24	-0.10	0.06
17	1.82	0.5500	0.51	-0.16	-0.08	0.03
18	1.92	0.5833	0.62	-0.07	-0.05	0.01
19	1.95	0.6167	0.73	-0.05	-0.03	0.00
20	1.98	0.6500	0.84	-0.02	-0.02	0.00
21	2.04	0.6833	0.97	0.05	0.04	0.00
22	2.12	0.7167	1.10	0.13	0.14	0.02
23	2.12	0.7500	1.25	0.13	0.16	0.02
24	2.14	0.7833	1.41	0.15	0.21	0.02
25	2.16	0.8167	1.60	0.17	0.27	0.03
26	2.16	0.8500	1.82	0.17	0.31	0.03
27	2.18	0.8833	2.09	0.20	0.42	0.04
28	2.21	0.9167	2.44	0.24	0.58	0.06
29	2.29	0.9500	2.97	0.34	1.01	0.12
30	2.30	0.9833	4.09	0.36	1.47	0.13

En el Cuadro (A.2) se muestran los resultados para la estación de verano, las magnitudes de la altura de ola significativa en esta estación variaron de 0.7 m a 2.2

m, la variable reducida varió de -1.41 a 4.10, mientras que el parámetro ϵ permaneció constante.

En el Cuadro (A.3) se muestran los resultados del cálculo para la estación de otoño, las magnitudes de la altura de ola significativa fluctuaron entre 1.5 m y 2.37 m, dichas velocidades fueron las mayores simuladas, la variable reducida varió de -1.41 a 4.10.

Los resultados del cálculo para la estación de invierno se muestra en el Cuadro (A.4), en la cual se muestra que las alturas de ola significativa fluctuaron entre 1.78 m y 2.25 m, la variable reducida varió de -1.53 a 4.60.

En la (A.5) se muestran los coeficientes calculados para cada uno de los análisis de Weibull realizados estacionalmente a la serie de tiempo de altura de ola significativa extraída del Proyecto: Peligro, vulnerabilidad y riesgo asociados a la erosión e inundaciones en el litoral del Estado de Yucatán.

Cuadro A.2: Resultados del análisis de Weibull para la estación de verano.

No.	H_s (m)	P	η	ξ	$\xi * \eta$	$\xi * \xi$
1	0.69	0.0167	-1.41	-8.01	11.29	64.10
2	0.69	0.0500	-1.10	-8.01	8.78	64.10
3	0.70	0.0833	-0.91	-8.01	7.29	64.10
4	0.72	0.1167	-0.76	-8.01	6.12	64.10
5	0.73	0.1500	-0.64	-8.01	5.13	64.10
6	0.73	0.1833	-0.53	-8.01	4.23	64.10
7	0.76	0.2167	-0.42	-8.01	3.40	64.10
8	0.77	0.2500	-0.33	-8.01	2.62	64.10
9	0.77	0.2833	-0.23	-8.01	1.86	64.10
10	0.83	0.3167	-0.14	-8.01	1.12	64.10
11	0.89	0.3500	-0.05	-8.01	0.39	64.10
12	0.89	0.3833	0.04	-8.01	-0.34	64.10
13	0.91	0.4167	0.13	-8.01	-1.06	64.10
14	0.92	0.4500	0.23	-8.01	-1.80	64.10
15	0.92	0.4833	0.32	-8.01	-2.55	64.10
16	0.94	0.5167	0.41	-8.01	-3.32	64.10
17	0.94	0.5500	0.51	-8.01	-4.12	64.10
18	0.95	0.5833	0.62	-8.01	-4.95	64.10
19	1.05	0.6167	0.73	-8.01	-5.82	64.10
20	1.12	0.6500	0.84	-8.01	-6.74	64.10
21	1.17	0.6833	0.97	-8.01	-7.73	64.10
22	1.19	0.7167	1.10	-8.01	-8.80	64.10
23	1.21	0.7500	1.25	-8.01	-9.97	64.10
24	1.33	0.7833	1.41	-8.01	-11.29	64.09
25	1.36	0.8167	1.60	-8.01	-12.78	64.09
26	1.41	0.8500	1.82	-8.01	-14.55	64.09
27	1.52	0.8833	2.09	-8.01	-16.71	64.09
28	2.04	0.9167	2.44	-8.01	-19.55	64.09
29	2.12	0.9500	2.97	-8.01	-23.78	64.09
30	2.21	0.9833	4.09	-8.01	-32.71	64.09

Cuadro A.3: Resultados del análisis de Weibull para la estación de otoño.

No.	H_s (m)	P	η	ξ	$\xi * \eta$	$\xi * \xi$
1	1.51	0.0167	-1.41	-0.40	0.56	0.16
2	1.54	0.0500	-1.10	-0.38	0.41	0.14
3	1.55	0.0833	-0.91	-0.37	0.34	0.14
4	1.56	0.1167	-0.76	-0.36	0.28	0.13
5	1.63	0.1500	-0.64	-0.31	0.20	0.10
6	1.72	0.1833	-0.53	-0.25	0.13	0.06
7	1.78	0.2167	-0.42	-0.20	0.08	0.04
8	1.80	0.2500	-0.33	-0.18	0.06	0.03
9	1.86	0.2833	-0.23	-0.13	0.03	0.02
10	1.89	0.3167	-0.14	-0.10	0.01	0.01
11	1.93	0.3500	-0.05	-0.07	0.00	0.00
12	1.93	0.3833	0.04	-0.07	0.00	0.00
13	1.96	0.4167	0.13	-0.04	-0.01	0.00
14	2.01	0.4500	0.23	0.01	0.00	0.00
15	2.03	0.4833	0.32	0.03	0.01	0.00
16	2.06	0.5167	0.41	0.07	0.03	0.00
17	2.11	0.5500	0.51	0.12	0.0	0.01
18	2.15	0.5833	0.62	0.16	0.10	0.03
19	2.19	0.6167	0.73	0.21	0.16	0.05
20	2.20	0.6500	0.84	0.22	0.1	0.05
21	2.21	0.6833	0.97	0.23	0.22	0.05
22	2.22	0.7167	1.10	0.25	0.27	0.06
23	2.2	0.7500	1.25	0.25	0.31	0.06
24	2.25	0.7833	1.41	0.28	0.40	0.08
25	2.25	0.8167	1.60	0.29	0.47	0.09
26	2.26	0.8500	1.82	0.30	0.55	0.09
27	2.27	0.8833	2.09	0.32	0.67	0.10
28	2.30	0.9167	2.44	0.35	0.86	0.13
29	2.31	0.9500	2.97	0.37	1.11	0.14
30	2.37	0.9833	4.09	0.46	1.87	0.21

Cuadro A.4: Resultados del análisis de Weibull para la estación de invierno.

No.	H_s (m)	P	η	ξ	$\xi * \eta$	$\xi * \xi$
1	1.78	0.0167	-1.41	-0.20	0.28	0.04
2	1.88	0.0500	-1.10	-0.11	0.13	0.01
3	1.94	0.0833	-0.91	-0.05	0.05	0.00
4	2.01	0.1167	-0.76	0.01	-0.01	0.00
5	2.06	0.1500	-0.64	0.06	-0.0	0.00
6	2.06	0.1833	-0.53	0.07	-0.04	0.00
7	2.07	0.2167	-0.42	0.08	-0.03	0.01
8	2.11	0.2500	-0.33	0.11	-0.04	0.01
9	2.11	0.2833	-0.23	0.12	-0.03	0.01
10	2.11	0.3167	-0.14	0.12	-0.02	0.01
11	2.12	0.3500	-0.05	0.12	-0.01	0.02
12	2.13	0.3833	0.04	0.14	0.01	0.02
13	2.16	0.4167	0.13	0.18	0.02	0.03
14	2.17	0.4500	0.23	0.18	0.04	0.03
15	2.18	0.4833	0.32	0.20	0.06	0.04
16	2.19	0.5167	0.41	0.21	0.09	0.04
17	2.21	0.5500	0.51	0.24	0.12	0.06
18	2.21	0.5833	0.62	0.24	0.15	0.06
19	2.22	0.6167	0.73	0.25	0.18	0.06
20	2.24	0.6500	0.84	0.27	0.23	0.07
21	2.24	0.6833	0.97	0.27	0.26	0.07
22	2.24	0.7167	1.10	0.28	0.30	0.08
23	2.25	0.7500	1.25	0.29	0.36	0.08
24	2.25	0.7833	1.41	0.29	0.41	0.09
25	2.27	0.8167	1.60	0.31	0.49	0.10
26	2.28	0.8500	1.82	0.33	0.61	0.11
27	2.28	0.8833	2.09	0.33	0.70	0.11
28	2.29	0.9167	2.44	0.34	0.83	0.12
29	2.30	0.9500	2.97	0.36	1.07	0.13
30	2.36	0.9833	4.09	0.44	1.79	0.19

Cuadro A.5: Coeficientes para el análisis de Weibull, para cada una de las estaciones: primavera, verano, otoño invierno, respectivamente.

	l	a	b	β	d
Primavera	3	0.2492	0.128	0.2492	1.6711
Verano	3000	-0.082	0.6566	-0.082	0.00033338
Otoño	3	0.209	0.1492	0.209	2.0425
Invierno	3	0.2085	0.118	0.2085	1.7612

Cuadro A.6: Aplicación de inferencias en los componentes de marea.

	Banda diurna	Banda semidiurna
Componente base	K_1	S_2
Componente a inferir	P_1	K_2
Amplitud relativa	0.41	0.33
Fase relativa	11.67	5.25

A.3. Método de inferencias

La manera en la cual se pueden obtener las frecuencias que se requieran es por medio de la aplicación de inferencias; en las cuales se obtienen las relaciones entre fases y amplitudes de las componentes que se desean obtener por medio de los armónicos con periodo más inmediato, de acuerdo con la orden de los constituyentes (Foreman, 1977). Los componentes base utilizados fueron los de la serie de tiempo más larga con que se cuenta (ver Cuadro (5.16) en la sección 5.2.3.1) correspondiente al análisis en conjunto de las series de tiempo medidas en las campañas II y III con el instrumento ADCP en la zona exterior a la Ría, Tabla (A.6).