

# Efectos del aumento del nivel del mar por cambio climático en la morfología de la ría de Celestún, Yucatán

• Rogelio Torres-Mota\* • Paulo Salles-Afonso-de-Almeida •  
• José López-González •  
Universidad Nacional Autónoma de México

\*Autor de correspondencia

## Resumen

Torres-Mota, R., Salles-Afonso-de-Almeida, P., & López-González, J. (septiembre-octubre, 2014). Efectos del aumento del nivel del mar por cambio climático en la morfología de la ría de Celestún, Yucatán. *Tecnología y Ciencias del Agua*, 5(5), 5-20.

Se evaluaron los efectos de un potencial incremento del nivel medio del mar sobre la morfología de un sistema lagunar por medio del análisis de estabilidad de la boca de comunicación con el mar. Para llevar a cabo lo anterior, el estudio se dividió en dos fases: a) obtención del clima marítimo a través de series de tiempo obtenidas como resultados de retroanálisis históricos para conocer los principales parámetros oceanográficos, complementado con el análisis de datos medidos *in situ* para una caracterización hidrodinámica actual del sistema lagunar; b) modelación de la respuesta hidrodinámica de la ría a dos escenarios de aumento del nivel del mar (25 y 50 cm) con base en los estudios del Grupo Intergubernamental del Cambio Climático, haciendo énfasis en cambios en el sistema de flujos, corrientes y prisma de marea, capacidad de transporte de sedimento y distorsión de la marea. Los resultados del presente trabajo muestran que las velocidades máximas del flujo a través de la boca lagunar aumentaron en un 18 y 29%, en relación con la condición actual para cada escenario modelado, lo cual, aunado a variaciones de las duraciones del flujo y el reflujos, sugiere que el sistema costero de Celestún presenta una capacidad adaptativa para mantener cierto nivel de equilibrio morfológico ante un aumento del nivel medio del mar. El transporte de sedimento neto no depende sólo de la dirección de la corriente residual, sino también de la distorsión de los campos de velocidades y de los valores de velocidad máxima de flujo y reflujos.

**Palabras clave:** aumento del nivel medio del mar, laguna costera, estabilidad de boca lagunar, flujo y reflujos de marea, distorsión de marea.

## Introducción

La zona costera es una franja espacial marítimo-terrestre de ancho y constitución varia-

## Abstract

Torres-Mota, R., Salles-Afonso-de-Almeida, P., & López-González, J. (September-October, 2014). Effects of Increased Sea Levels from Climate Change on the Celestún Estuary Morphology. *Water Technology and Sciences (in Spanish)*, 5(5), 5-20.

This work evaluates the effect of potential increases in mean sea levels on the morphology of a lagoon system using a stability analysis of the lagoon's inlet with the sea. To this end, the study was divided into two phases: a) obtaining the maritime climate through a time-series resulting from a historical retro-analysis to identify the main oceanographic parameters, complemented with an analysis of data measured *in situ* to characterize the current hydrodynamics of the lagoon system and b) modeling the hydrodynamic response of the estuary for two scenarios for increased sea levels (25 and 50 cm) based on studies by the Intergovernmental Panel on Climate Change, with an emphasis on changes in flow systems, currents and tides, sediment transport capacity and tidal distortion. The results of the present work show that maximum flow velocities through the lagoon inlet increased 18 and 29% over the current condition for each scenario modeled. In addition to variations in flow and ebb duration, this suggested that the Celestún coastal system has the adaptive capacity to maintain a certain degree of morphological equilibrium for a given mean increase in sea levels. Net sediment transport does not only depend on the direction of the residual current but also on the distortion in velocity fields and in maximum flow and ebb velocity values.

**Keywords:** Increase in mean sea level, lagoon coast, lagoon inlet stability, sea flow and ebb, tidal distortion.

---

Recibido: 26/09/12  
Aprobado: 24/01/14

---

ble, en la cual ocurre la interacción entre diferentes componentes marinos y terrestres, y constituye uno de los lugares que alberga la mayor diversidad de ambientes y recursos

que interactúan, creando ecosistemas con características ambientales, climáticas, geomorfológicas e hidrológicas únicas en el planeta (Botello, Villanueva, Gutiérrez, & Rojas, 2010). Debido a lo anterior es que surge el interés por evaluar las repercusiones de una intensificación del clima marítimo en la morfología costera (p. ej., erosión de las playas, desestabilización de las bocas en las lagunas costeras y estuarios).

El aumento paulatino del nivel medio del mar (nmm), en conjunto con el hundimiento de tierras, han hecho de algunas zonas costeras áreas especialmente vulnerables a la erosión e inundación, por lo que se ha intensificado el estudio sobre el sistema climático de la tierra y desarrollado nuevos modelos (Battjes, 2006). Por ejemplo, se ha estimado un aumento del nmm para el presente siglo del orden de 0.4 m (IPCC, 2007) y en cálculos más recientes, tasas que generarían un aumento de 0.15 m del año 2010 al año 2100, que sumado a una aceleración de, por ejemplo, 0.10 mm/año<sup>2</sup>, ascendería a 79 cm (Houston & Dean, 2011).

En México existen extensiones de litoral con una configuración geomórfica poco elevada y constituidas de material fino no cohesivo, que les confiere el carácter de planicies susceptibles a inundaciones de origen fluvial o marino en caso de sobre-elevaciones sustanciales. Las riquezas marinas del litoral mexicano, siendo tratadas de una manera sustentable, son una fuente inagotable de recursos, y su uso comprende una parte medular en el desarrollo científico y tecnológico. Dentro de las zonas vulnerables a un incremento del nivel medio del mar en la cuenca geológica del Golfo de México se encuentra la península de Yucatán (Ortiz-Pérez & Méndez-Linares, 1999; Yañez-Arancibia, 2010) y como un caso particular se estudia el cuerpo lagunar de la ría de Celestún, localizada al poniente de la península. Esta laguna costera constituye una reserva de la biosfera debido a la cantidad y tipo de ecosistemas que en ella subsisten, 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.

En vista de lo anterior, se estudian los efectos que posibles y probables aumentos del nivel el mar puedan tener en la morfología de la zona costera, principalmente los fenómenos de erosión e inundación. En el caso de las lagunas costeras, dichas modificaciones en el nivel del mar pueden causar cambios importantes en la hidrodinámica, que a su vez repercuten en la morfodinámica y la estabilidad de dichos sistemas. En este trabajo se analizó el efecto de un aumento del nmm sobre las corrientes y flujos; se puso especial atención en la boca que comunica el cuerpo costero con el mar, así como las repercusiones en el potencial de transporte de sedimento; finalmente se evaluó la vulnerabilidad e implicaciones físicas a futuro de la ría de Celestún. La hipótesis principal de este estudio fue que la dinámica lagunar de un cuerpo costero como la ría de Celestún con una comunicación permanente con el mar puede ser alterada por una intensificación del clima marítimo debido a la modificación en las condiciones del flujo de marea que atraviesa la boca lagunar.

### Área de estudio

La ría de Celestún se localiza en la costa noroccidental de la península de Yucatán, México, entre las coordenadas 20° 42', 21" N, y 90° 18', 90° 33' O, y forma parte de la cuenca hidrológica de Chicxulub, cuyo límite funcional está constituido por el anillo de Cenotes (Batllori, Gonzáles, Díaz & Febles, 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 (conocida localmente como *caliche*),

impermeable y de mayor dureza, y una interior, compuesta de roca caliza sedimentaria porosa por donde se propaga el agua subterránea desde la parte alta de la cuenca hasta la costa. La existencia de grietas en el *caliche* permite el afloramiento del agua subterránea en forma de petenes y ciénagas. La ría es un cuerpo de agua semicerrado, con una comunicación al mar permanente a través de una boca lagunar. Su longitud aproximada en el eje mayor es de 24 km y el ancho varía de 140 m a 2.3 km, con un volumen estimado en un rango que va de  $12.59 \times 10^6 \text{ m}^3$  a  $38.25 \times 10^6 \text{ m}^3$ , para las épocas de secas y lluvias, respectivamente (Batllori et al., 1987).

Las profundidades del cuerpo de la ría van de los 3 m en el área cercana a la boca, pasando por 1.7 m en la parte media hasta 0.50 m al norte del sistema, figura 1. Sobre la barra de arena que separa la ría del mar existe un conjunto de charcas salineras con una profundidad media de 0.30 m. En la parte oriente se muestra la zona intermareal (con un ancho promedio de 7 km), que comprende desde la franja del mangle que delimita el oriente del cuerpo lagunar hasta el límite de inundación máxima (1 m sobre el nivel medio del mar).

El rango de salinidad del cuerpo lagunar va de 2.6 ups en abril a 15.3 ups en julio; el clima de la región es cálido-semiseco y la temperatura media anual del agua de la laguna es de 27.4 °C, y de la región 26.5 °C. La precipitación y evaporación media anual son de 767 y 1 400 mm, respectivamente, y debido a su localización, en la época de invierno, la ría recibe los vientos *nortes*, que generan las condiciones atmosféricas y oceanográficas de mayor energía en el año (Duch, 1988).

## Metodología

Para evaluar los efectos del cambio climático sobre la morfología costera es necesario determinar en primera instancia las posibles repercusiones de éste sobre el clima marítimo (nivel medio del mar, oleaje y corrientes), para después determinar cuál de los cambios en dichas variables afectará en mayor medida

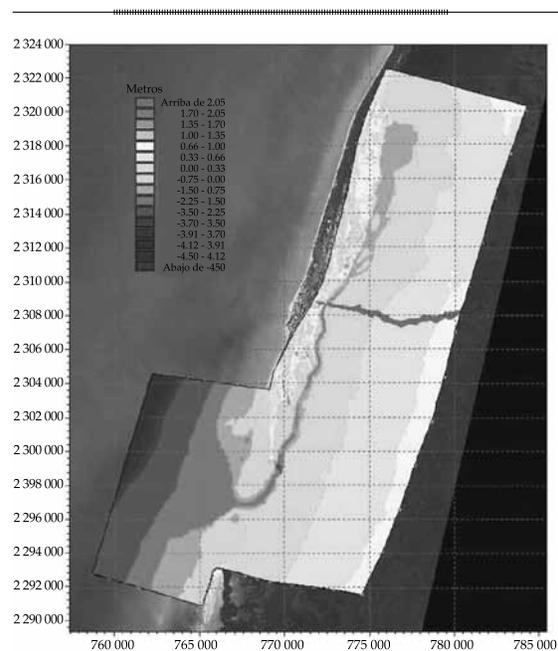


Figura 1. Batimetría de la laguna costera de la ría de Celestún y zonas de muestreo.

la morfología del sistema lagunar (Torres-Mota, Salles, Mariño, & López, 2012). Una vez determinadas las variables de estudio, se deben investigar sus registros históricos y evaluar sus condiciones actuales, para después determinar las condiciones futuras. Para estimar las condiciones presentes y futuras de la física de la laguna se usó un modelo numérico hidrodinámico, por medio del cual se estudió el sistema actual de corrientes y elevaciones de la superficie del mar, evaluados dos escenarios de incremento del nmm, emitidos por el IPCC (2007). Como última etapa se analizaron las condiciones de flujo y reflujo en la boca que comunica a la ría con el mar, sus implicaciones en las tasas de transporte potencial de sedimentos a través de ella y las repercusiones en la estabilidad del sistema lagunar.

## Datos históricos

Con el objetivo de conocer las condiciones marítimas históricas del sitio de interés, se realizó un análisis de viento, oleaje normal y extremal, a partir de una serie de tiempo histó-

rica de 30 años, que provino de un retroanálisis realizado por el Instituto de Ingeniería de la UNAM (Appendini *et al.*, 2012), para un área que comprende el Golfo de México y el mar Caribe (la serie de tiempo fue extraída de las coordenadas 90.60° O y 20.74° N). El análisis y la caracterización de las variables de estudio se dividió en dos: (1) análisis estadístico de los datos de oleaje, y (2) análisis extremal a los datos de viento y de oleaje. La serie de tiempo de 30 años fue dividida en cuatro partes: a) primavera (P), del 21 de marzo a 20 de junio; b) verano (V), del 21 de junio al 20 de septiembre; c) otoño (O), del 21 de septiembre al 20 de diciembre, y d) invierno (I), del 21 de diciembre al 20 de marzo. De esta manera se dividió cada año de la serie en cuatro estaciones, se juntaron las épocas de cada año (p. ej., todas las épocas de P) y se obtuvieron los resultados para cada una de ellas.

#### Muestreo y métodos en el análisis de variables ambientales

Se llevó a cabo una campaña de campo en el área de estudio, con el fin de obtener datos de las variables ambientales de interés para la caracterización de la ría de Celestún y 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 del cuerpo lagunar, respectivamente. Las variables ambientales observadas en la parte marítima fueron elevación de la superficie del mar, corrientes y oleaje. En la zona central se registró la variación de la superficie del agua, gasto, salinidad y temperatura en el punto de colocación del sensor. En la zona norte se registraron la elevación de la superficie, temperatura y salinidad. En la zona terrestre se obtuvieron las cotas del terreno, con el objetivo de determinar la configuración del terreno adyacente al cuerpo lagunar y definir, con apoyo de imágenes de satélite, las zonas inundables durante pleamares de mareas vivas y sobreelevaciones extraordinarias.

#### Descripción y calibración del modelo numérico

El modelo utilizado para la determinación de la hidrodinámica del cuerpo lagunar fue el modelo *MIKE21*, que 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 cual se resolvieron las ecuaciones primitivas de continuidad y momentum por medio del método de volúmenes finitos. La configuración del fondo lagunar 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. Las ecuaciones de continuidad y momentum horizontal en los ejes  $x$  y  $y$  integradas en la vertical son, respectivamente:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial h\bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial h\bar{v}}{\partial y} = hS \quad (1)$$

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

$$\begin{aligned} \frac{\partial h\bar{v}}{\partial t} + \frac{\partial h\bar{v}^2}{\partial y} + \frac{\partial h\bar{u}\bar{v}}{\partial x} &= f\bar{u}h - gh \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{h}{\rho_0} \frac{\partial p_a}{\partial y} \\ &- \frac{gh^2}{2\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{sy}}{\partial \rho_0} - \frac{\partial \tau_{by}}{\partial \rho_0} - \frac{1}{\rho_0} \left( \frac{\partial s_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial s_{yy}}{\partial y} \right) \\ &+ \frac{\partial}{\partial x} (hT_{xy}) + \frac{\partial}{\partial y} (hT_{yy}) + hv_s S \end{aligned} \quad (3)$$

Los esfuerzos laterales  $T_{ij}$  incluyen la fricción por viscosidad, fricción turbulenta y la advección diferencial, calculadas por medio de la formulación de viscosidad de remolino basada en los gradientes de velocidad promediados en la profundidad. En el cuadro 1 se definen las variables en las ecuaciones de gobierno.

El principal parámetro de calibración fue la rugosidad de fondo, la cual fue considerada en el modelo realizando una zonificación de dichos ambientes, asignándoles una rugosidad determinada, dependiendo de la zona de que se tratara, siendo éstas las zonas del océano, cuerpo lagunar y áreas adyacentes.

Los parámetros físicos y condiciones principales que incluye el modelo hidrodinámico son:

- Parámetros de dominio y tiempo:
  - Malla computacional y batimetría; secado y mojado de áreas.
  - Longitud de simulación e incremento de tiempo.
- Factores de calibración:
  - Dispersión del momentum.
  - Esfuerzos de fondo.
  - Esfuerzo de tensión del viento.
- Fuerza de Coriolis.
- Condiciones iniciales.
  - Nivel de la superficie del mar.

◦ Componentes de la velocidad de corriente.

- Gradientes de presión barométrica.
- Potencial de marea.
- Precipitación/evaporación.
- Condiciones de frontera:
  - Cerrada.
  - Nivel del mar.
  - Descarga.
- Otros elementos forzantes:
  - Dirección y velocidad del viento.
  - Marea.
  - Esfuerzos de radiación del oleaje.
  - Fuentes y sumideros.

Algunas de las limitaciones y condicionantes del modelo son: 1) los modelos simplifican necesariamente la configuración topobatemétrica del espacio a estudiar, a pesar de que en zonas de mayor interés se procura que los levantamientos topobatemétricos sean de alta resolución; 2) necesidad de condiciones de frontera detalladas, se requiere de mediciones de flujo o nivel del mar, que pueden estar localizadas en zonas poco accesibles o de difícil identificación (p. ej., descargas difusas de agua dulce del acuífero hacia la laguna); 3) el mojado y secado de algunas áreas puede generar flujos bidireccionales y ondas internas ajenas al sistema; 4) necesidad de recalibración cuando se actualiza la batimetría; 5) el modelo está

Cuadro 1. Definición de las variables en las ecuaciones de gobierno.

Variable/símbolo	Definición	Variable/símbolo	Definición
$x, y$	Coordenadas cartesianas	$h$	Profundidad
$\eta$	Elevación de la superficie del mar	$t$	Tiempo
$\rho$	Densidad del agua	$\rho_0$	Densidad de referencia del agua
$P_a$	Presión atmosférica	$g$	Aceleración de la gravedad
$S$	Descarga	$f$	Parámetro de Coriolis
$u, v$	Velocidades en las direcciones $x$ y $y$ promediadas en la vertical	$\tau_{bx}, \tau_{by}$	Componentes del esfuerzo de fondo
$T_{xx}, T_{xy}, T_{yx}, T_{yy}$	Componentes del esfuerzo lateral	$\tau_{bx}, \tau_{by}$	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

integrado en la vertical, impidiendo de esta manera conocer los procesos que ocurren en la columna de agua.

En la figura 2 se muestra la malla de cálculo computacional, en la que se puede apreciar los tamaños de los elementos triangulares que la componen, cuyo tamaño oscila entre 200 m (zona oceánica) a 30 m (canal central).

#### Escenarios de intensificación del IPCC

Se establecieron los escenarios de aumento del nivel del mar con base en los estudios del IPCC (Grupo Intergubernamental del Cambio Climático), el cual emitió un rango de valores probables de aumento del nivel del mar para diversos escenarios (Nakičenovič & Swart, 2000). Dentro de éstos, se estimó para el periodo 2009-2099 (sobre las bases de un uso equilibrado de combustibles fósiles para la

obtención de energía), una tasa de 0.425 cm/año, equivalente a un aumento del nmm de 21.25 cm en 50 años y de 42.5 cm en 100 años (IPCC, 2007). Aunado a las cifras anteriores, el mismo organismo indica que debe incorporarse la contribución del flujo de hielo en los polos, lo que genera unos valores finales de 25 y 50 cm para 50 y 100 años, respectivamente. Por otro lado, en un estudio realizado por Zavala-Hidalgo, De Buen-Kalman, Romero-Centeno y Hernández-Maguey (2010), en donde se realizó un análisis de las tendencias de la variación del nivel del mar en las costas mexicanas, se indica que para los sitios más cercanos al área de estudio —Ciudad del Carmen, Campeche, y Progreso, Yucatán—, las tendencias se estimaron de  $3.4 \pm 1 \text{ mm año}^{-1}$  y  $2.5 \pm 1.2 \text{ mm año}^{-1}$ , respectivamente. De lo anterior resulta que para los escenarios de 50 y 100 años, las variaciones son de 17 y 34 cm

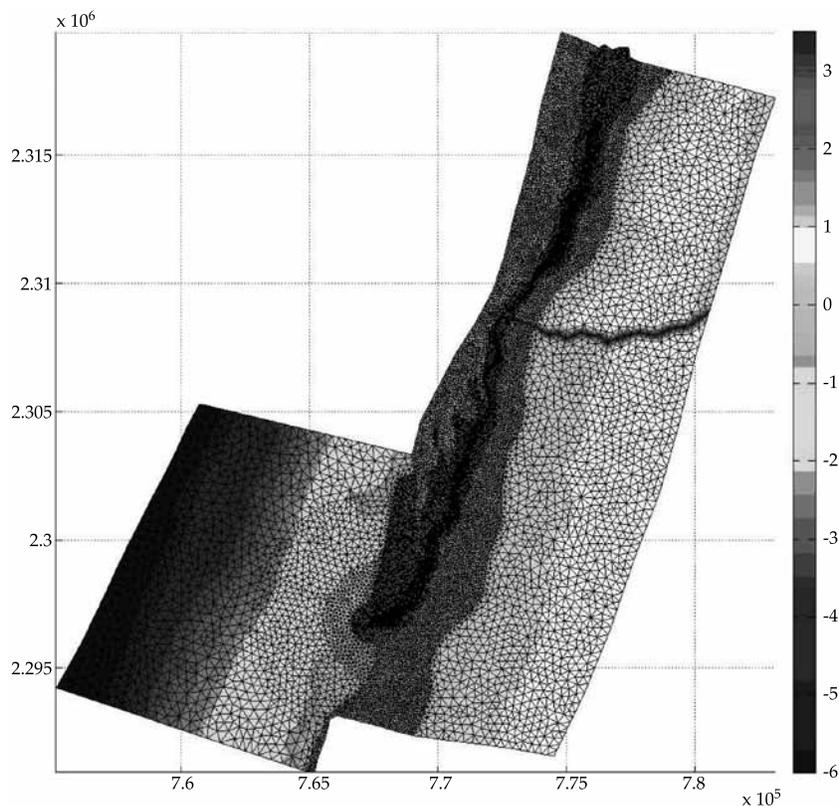


Figura 2. Malla de cálculo computacional de la ría de Celestún (coordenadas UTM).

para Ciudad del Carmen, y 12.5 y 25 cm para Progreso. De las pruebas realizadas se obtuvo que el comportamiento del flujo y reflujo tenía variaciones significativas dentro de los primeros 50 cm, y que las sobreelevaciones de carácter local (entre 12.5 y 34 cm) arrojaban resultados incompletos. Por lo anteriormente expuesto y con el objetivo de analizar cambios en los regímenes hidrodinámicos, se establecieron los escenarios de 25 y 50 cm para 50 y 100 años, respectivamente.

#### *Análisis de flujos y corrientes*

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 las dos componentes de un ciclo de marea, flujo y reflujo (Salles, Voulgaris, & Aubrey, 2005). Por otro lado, se evaluaron los cambios en las velocidades máximas de la corriente y en los gastos a través de la boca. Asimismo, 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 (Torres-Mota *et al.*, 2012).

## Resultados

### *Registros in situ y series de tiempo históricas*

En los siguientes apartados se describe el análisis estadístico y extremal realizado a las series de tiempo históricas de oleaje y viento, respectivamente.

### *Oleaje*

- Análisis estadístico. El oleaje con mayor energía se presentó en las estaciones de otoño e invierno ( $H_s > 2.35$  m), en los meses de septiembre a marzo. La zona marítima externa a la ría mostró un clima medio de baja energía (altura media de 0.50 m), con un periodo medio de 5 s y una dirección de aproximación predominante del NNW (cuadro 2).
- Análisis extremal. Se realizó un ajuste de los datos de cada una de las estaciones para la función de distribución de probabilidad de máximos de Weibull y se dibujaron sus papeles probabilísticos. Como ejemplo, en la figura 3 se presenta el resultado correspondiente a la estación de otoño, que corresponde a la época de huracanes. El ajuste encontrado sugiere que el periodo de retorno de la altura de ola máxima alcanzada

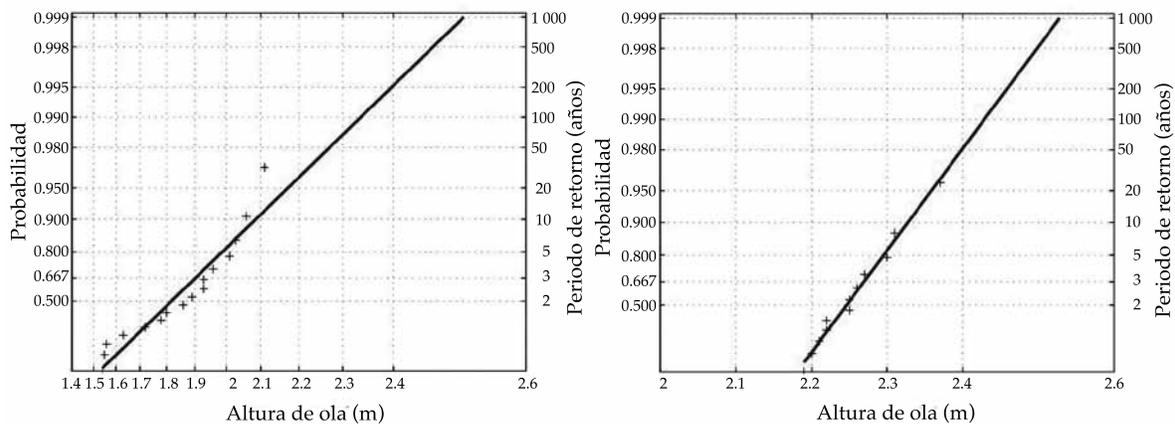


Figura 3. Ajuste de máximos de Weibull para la estación de otoño.

Cuadro 2. Estadística del oleaje para las cuatro estaciones de la serie de tiempo de los años 1979 a 2008 obtenida del retroanálisis.

Estación	$H_s$	$H_{rms}$	$T_p$	$\theta$
	(m)	(m)	(s)	(°)
<b>Primavera</b>				
Máximo	2.28	1.61	13.29	360.00
Promedio	0.58	0.41	4.89	338.06
Mínimo	0.11	0.08	1.85	0.01
Desviación estándar	0.23	0.16	1.56	129.06
<b>Verano</b>				
Máximo	2.21	1.56	16.05	360.00
Promedio	0.42	0.29	4.14	354.23
Mínimo	0.07	0.05	1.85	0.00
Desviación estándar	0.19	0.12	1.30	106.35
<b>Otoño</b>				
Máximo	2.37	1.67	14.38	360.00
Promedio	0.64	0.45	5.92	346.90
Mínimo	0.07	0.05	1.85	0.00
Desviación estándar	0.33	0.23	1.92	155.54
<b>Invierno</b>				
Máximo	2.36	1.67	14.02	360.00
Promedio	0.69	0.49	6.10	341.40
Mínimo	0.13	0.09	1.85	0.00
Desviación estándar	0.36	0.25	1.99	153.70

para la estación de otoño de la serie de tiempo de 30 años (2.37 m) es de 24 años. Con respecto a los escenarios evaluados en el presente estudio de 50 y 100 años, la gráfica indica alturas de ola de 2.39 y 2.43 m, y una probabilidad de ocurrencia menor de 2 y 1%, respectivamente. Para el ajuste de distribución de probabilidad de Weibull, como el mostrado en la figura 3, se usaron las alturas de ola mayores correspondientes a la época de otoño para cada año (30 datos en cada papel probabilístico). Como primera aproximación, los datos mostraron un comportamiento en dos subconjuntos de datos (estadísticamente diferentes), ajustables a dos diferentes líneas de tendencia, y teniendo como umbral un valor aproximado de 2.2 m. La literatura

indica que cuando esto ocurre, se puede optar por dividir los datos en dos papeles probabilísticos, mismos que muestran un ajuste correcto (Abernethy, 2000).

### Caracterización de condiciones actuales

#### Marea

Para determinar la variación de la onda de marea a lo largo del cuerpo lagunar se realizaron mediciones de presión en tres puntos, los cuales, posteriormente, fueron transformados a nivel de la superficie libre del agua referenciados a un mismo banco de nivel (figura 4): a) 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); b) 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 c) en la zona norte o "cabeza" 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, nortes, tormentas) sobre los cuerpos de agua (mar costero y laguna), y se traduce en oscilaciones de diferente escalas espacio-temporales (p. ej., seiches y marea de tormenta). En el cuadro 3 se muestran las componentes armónicas, de las cuales 17 son significativas, 13 son de origen astronómico y 4 no lineales ( $MN_4$ ,  $M_4$ ,  $MKS_2$ ,  $2MS_6$ ), correspondientes a mareas compuestas y sobrepuestas. La banda de frecuencias diurnas está representada principalmente por las componentes  $K_1$  y  $O_1$ , y las semidiurnas por las componentes  $M_2$  y  $S_2$ . Para determinar el tipo de marea que existe en la ría de Celestún y verificar si existen cambios significativos en su progreso, se calculó el *factor de forma* (Pugh, 1987), 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 las amplitudes de las componentes semidiurnas

Cuadro 3. Componentes armónicas de la marea registrada 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 (h)	Amplitud (m)	Fase (°)
$Q_1$	26.868	0.04	296.76
$O_1$	<b>25.92</b>	<b>0.16</b>	<b>306.95</b>
$TAU_1$	25.67	0.02	160.48
$NO_1$	24.83	0.02	287.80
$P_1$	24.07	0.07	324.98
$K_1$	<b>23.93</b>	<b>0.18</b>	<b>313.31</b>
$PHI_1$	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
$M_2$	<b>12.42</b>	<b>0.11</b>	<b>111.56</b>
$MKS_2$	12.38	0.02	137.90
$S_2$	<b>12.00</b>	<b>0.03</b>	<b>97.62</b>
$K_2$	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

( $M_2$  y  $S_2$ ), y asigna el tipo de régimen según el valor obtenido. Dicho factor fue mayor a 1.5 en las tres zonas del sistema (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), porque el régimen de marea que prevalece en todo el cuerpo de la ría es mixto, con predominancia diurna.

#### Oleaje y corrientes

Los datos de oleaje registrado comprenden del 13 de octubre de 2008 al 28 de octubre de 2009. Dicha serie fue dividida en tres épocas: huracanes (01/06-30/11), nortes (01/12-último día de febrero) y calmas (1/03-31/05). La dirección predominante, para las tres épocas fue del cuadrante N-ESE (figura 5) del cual provino el 43% del oleaje para la época de huracanes y el 47% para la época de nortes.

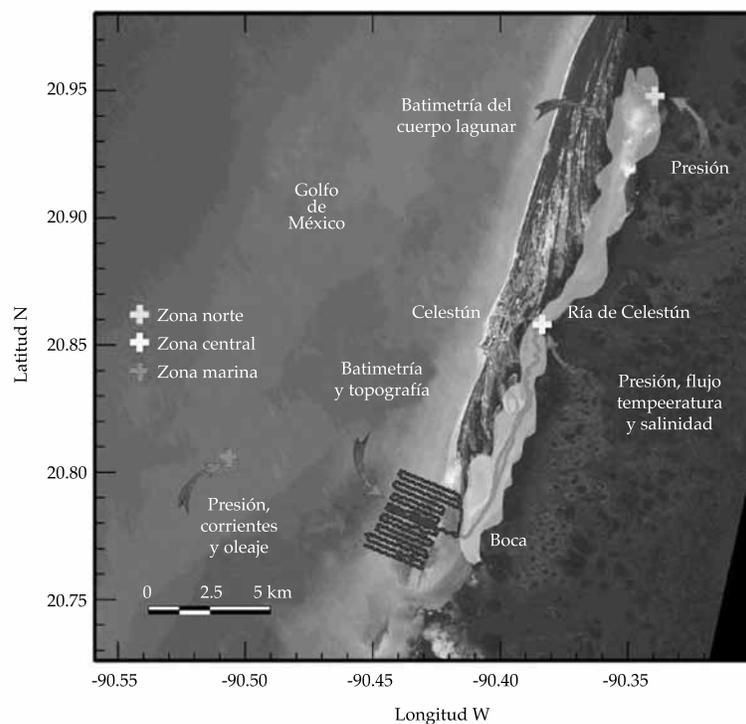


Figura 4. Área de estudio de la ría de Celestún, en la cual se indican los puntos en donde se colocaron los instrumentos, las variables medidas en cada uno de ellos y la zona donde se realizó la batimetría.

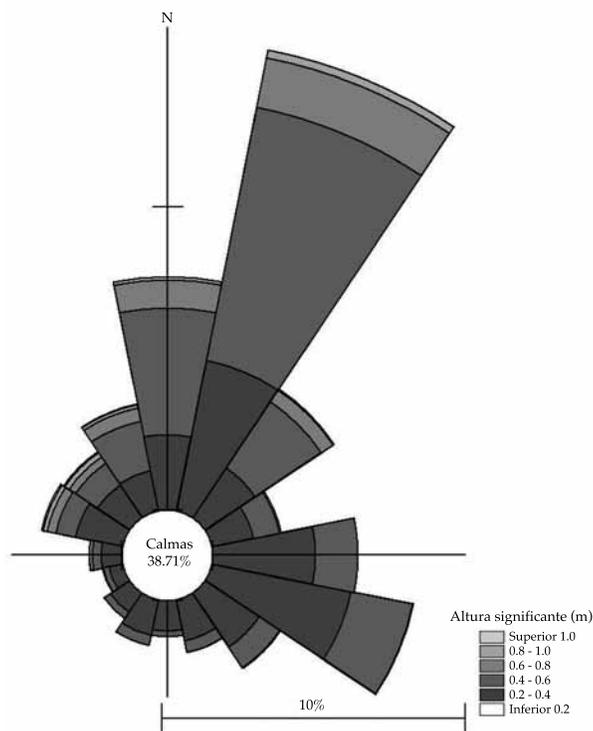


Figura 5. Rosa de oleaje de la serie medida en la zona marina de la ría (13/10/2008-28/10/2009).

La altura de ola significativa media por dirección para la época de huracanes osciló de 0.24 a 0.44 m, y la altura significativa máxima fue de 0.99 m, con dirección NNW. Para la época de nortes, las alturas medias fluctuaron de 0.38 m (SW-WSW) a 0.54 m (NW), y la máxima fue 1.15 m, proveniente del WNW. La media de los periodos pico registrados para cada dirección durante la época de huracanes fluctuó de 2.72 a 8.2 s, y de 4.79 a 16.41 s, para la época de nortes. El periodo pico máximo registrado fue de 25.6 s, en la época de huracanes.

La medición de corrientes se realizó de forma simultánea a la medición de marea medida en la zona marina, con intervalo de muestreo de 30 minutos en capas de 50 cm de espesor en toda la columna de agua. El comportamiento de la corriente fue uniforme a lo largo de la columna de agua; la dirección de la corriente resultó ser sensiblemente paralela a la orientación de la línea de costa de la ría de Celestún: 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, con una dirección SSW, un valor promedio de  $0.09 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ , y máximos de  $0.37 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ .

#### Simulaciones hidrodinámicas

La modelación numérica de la hidrodinámica del cuerpo lagunar comprendió en primer lugar la implementación y simulaciones de prueba (conservación de masa con marea monocromática), así como simulaciones utilizando datos medidos en campo para la calibración y validación, como se describió en la sección "Descripción y calibración del modelo numérico". Después se efectuaron simulaciones hidrodinámicas con una marea monocromática, con el fin de aislar los procesos de disipación y distorsión debidos a las características físicas del sistema (geometría, batimetría, zonas intermareales...), sin que éstos se vean contaminados u opacados por el

forzamiento de una marea real, la cual presenta inherentemente una señal distorsionada. La amplitud de dicha marea fue determinada a partir de un análisis estadístico de la marea viva presente en la señal medida en Celestún (0.76 m), y ajustada a un periodo diurno de 24 h. Las tres simulaciones principales correspondieron a la condición actual y a los escenarios de aumento del nivel del mar de 0.25 y 0.50 m (escenarios I y II, respectivamente).

#### *Volúmenes y duraciones del flujo y reflujo en escenarios de aumento del nivel medio del mar*

Se analizaron las condiciones de flujo y reflujo 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 reflujo y las respectivas velocidades máximas en la boca (cuadro 4). Para un incremento del nmm de 25 cm, la capacidad de flujo y reflujo aumenta en un 53%, y para un aumento de 50 cm en un 114% (cuadro 4); en este último caso, el aumento del nmm corresponde aproximadamente 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  $60 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$  para ambas condiciones,

flujo y reflujo; dichas velocidades máximas aumentaron 18% en el escenario I, y 29% en el escenario II; ambas magnitudes con respecto al escenario actual. La figura 6 muestra las duraciones de flujos y reflujos para cada uno de los escenarios de incremento del nivel medio del mar.

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 reflujo es en todo momento mayor que la del flujo, pero las velocidades máximas en la boca son siempre mayores en el reflujo.
- Conforme aumenta el nivel medio del mar, el prisma de marea se incrementa también, primero con una tasa relativamente constante de  $0.61 \times 10^6 \text{ m}^3$  entre los escenarios 0 y I (25 cm de aumento del nmm); después de eso, dicha tasa aumenta a 0.65, 0.69 y  $0.73 \times 10^6 \text{ m}^3$  para los escenarios Ib (35 cm), Ic y II (50 cm), respectivamente. Lo anterior se debe de manera fundamental a que a partir de 35 cm de aumento del nmm se presenta un incremento más acelerado de la inundación en la zona de baja pendiente al oriente del cuerpo lagunar, y por lo tanto el volumen capturado en esa área hace que el prisma aumente con mayor rapidez que en los escenarios de menor aumento del nivel medio del mar.

Cuadro 4. Velocidades máximas, duraciones y volúmenes de flujo y reflujo para la condición actual y los escenarios de aumento del nivel medio del mar.

Condición	Gasto	Flujo		Reflujo		Diferencias		
	Prisma $P$ ( $10^6 \text{ m}^3$ )	$V_{\text{máx}}$ (m/s)	Duración (h)	$V_{\text{máx}}$ (m/s)	Duración (h)	$\Delta P$ ( $10^6 \text{ m}^3/\text{cm}$ )	$\Delta V$ (cm/s)	$\Delta D$ (h)
Escenario 0 (actual)	28.42	0.608	10.29	0.630	13.71	-	2.2	3.42
Escenario 0b (12.5 cm)	36.02	0.684	10.15	0.691	13.85	0.61	0.7	3.70
Escenario 0c (16.67 cm)	38.54	0.706	10.09	0.712	13.89	0.60	0.6	3.80
Escenario 0d (20.83 cm)	41.11	0.727	10.03	0.734	13.97	0.62	0.7	3.94
Escenario I (25 cm)	43.65	0.746	9.93	0.756	14.07	0.61	1.0	4.14
Escenario Ib (35 cm)	50.19	0.787	9.86	0.812	14.14	0.65	2.5	4.28
Escenario Ic (43 cm)	55.74	0.813	9.89	0.859	14.11	0.69	4.6	4.22
Escenario II (50 cm)	60.84	0.831	9.97	0.901	14.03	0.73	7.0	4.06

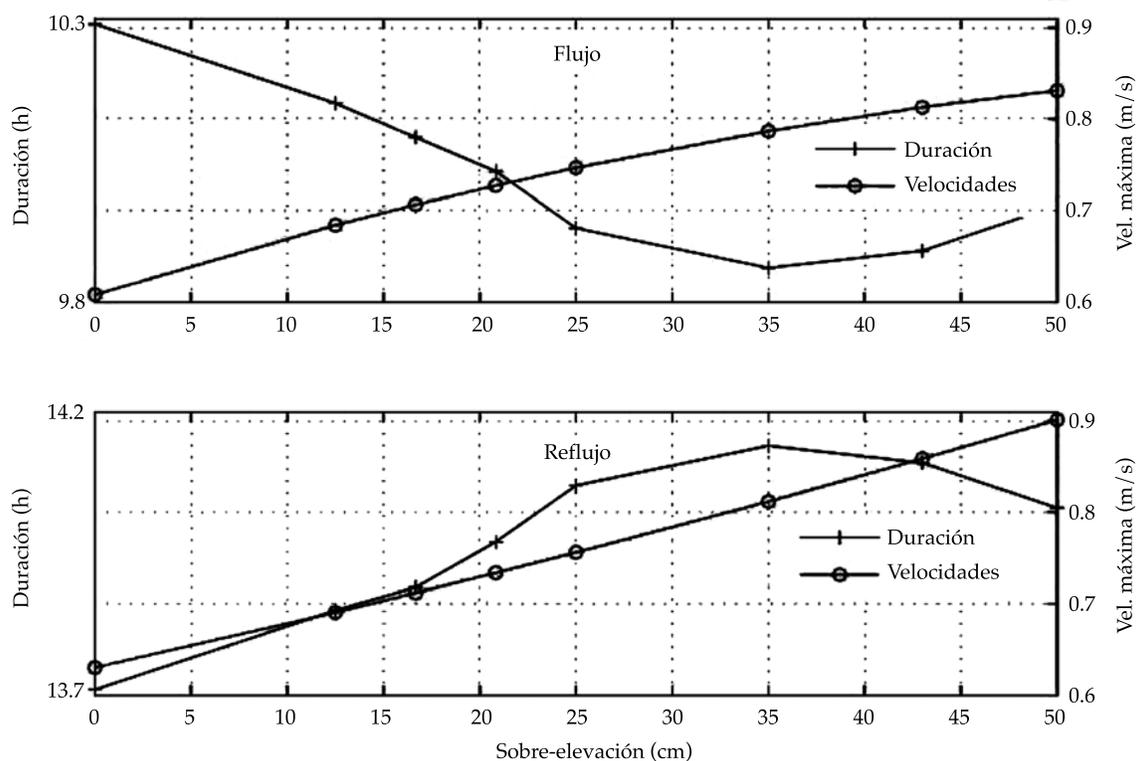


Figura 6. Duraciones de los flujos y reflujos en la ría de Celestún y velocidades máximas en la boca para cada uno de los escenarios de incremento del nivel medio del mar.

- Además, se aprecia que existe una tendencia de disminución (aumento) de la duración del flujo (reflujo) desde la condición actual hasta el Escenario 0d (35 cm, ver cuadro 4). Lo anterior se debe a que conforme aumentan las áreas de inundación, el reflujo o "vaciado" de esas áreas se retrasa, dada la alta fricción de dichas zonas. Sin embargo, esa tendencia se revierte en los siguientes escenarios; es decir, la duración del reflujo disminuye de modo paulatino a partir del incremento del nmm de 35 cm.
- En este caso, lo que probablemente sucede es que a partir de cierto nivel de superficie libre en la zona inundada, el reflujo se vuelve más eficiente debido a la poca altura de la vegetación en esa zona (en especial pastos marinos).
- No obstante lo anterior, la diferencia de velocidades máximas en la boca entre flujo

y reflujo del escenario 0 al escenario 0c disminuye ( $\Delta V$  baja de 2.2 a 0.6 cm/s), para después aumentar de forma significativa en los siguientes escenarios, llegando a una diferencia máxima de 7 cm/s en el escenario II (50 cm).

En vista de lo expuesto, en términos de la velocidad máxima presentada en la boca y el transporte de sedimentos asociado, 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 hasta hacerse prácticamente 0, lo cual se puede traducir en una menor capacidad del sistema de exportar sedimentos. Sin embargo, aumentos paulatinos del nmm indican un cambio de ese comportamiento, en el sentido de que la velocidad de reflujo aumenta en relación con la velocidad de flujo y, por ende, la

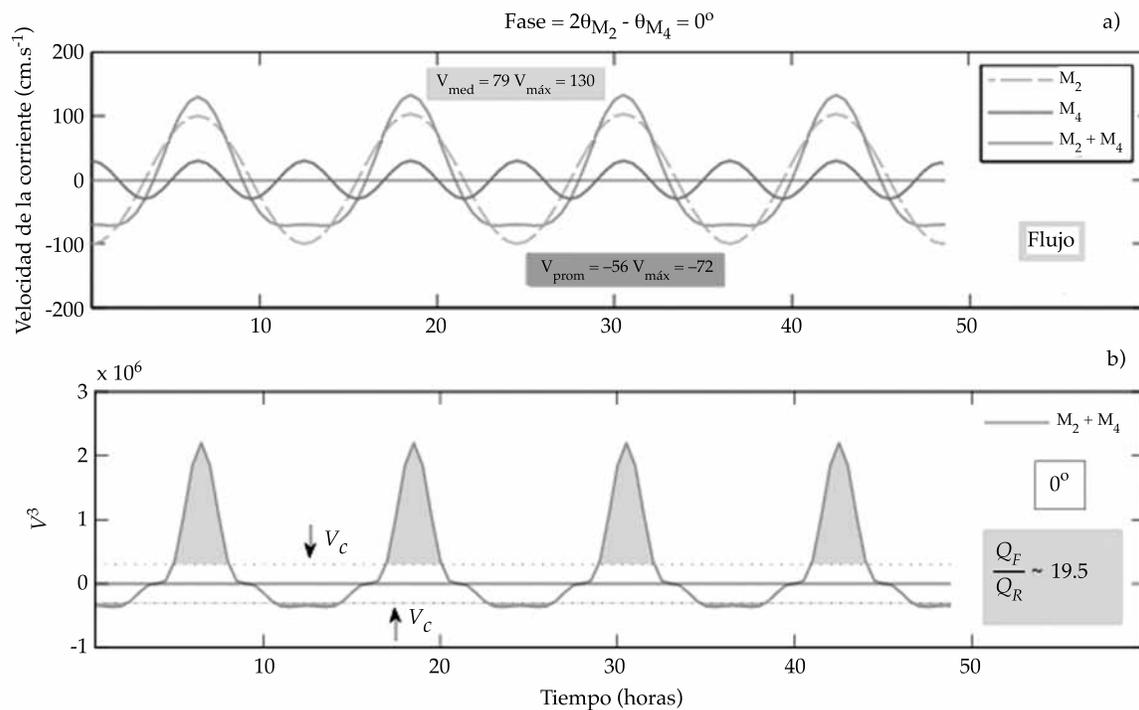


Figura 7. Ejemplo de asimetría de la velocidad de la onda de marea para un régimen con dominancia al flujo: a) armónico principal,  $M_2$ , componente secundaria,  $M_4$ , y desfase entre ellas; b) parámetro cualitativo de transporte de sedimentos, proporcional a la velocidad al cubo (obtenido de la simplificación de la ecuación de Meyer-Peter & Müller).

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 de mantener el equilibrio y la boca abierta.

A fin de explicar este fenómeno, en la figura 7a se presenta un modelo simplificado para conocer la velocidad inducida por marea, la cual está compuesta por la superposición de dos señales monocromáticas ( $M_2$  y su subarmónico  $M_4$ ) y una fase nula entre ellas de ( $2M_2 - M_4 = 0$ ) de tal manera que la marea resultante es más corta e intensa durante el flujo; es decir, presenta un dominancia al flujo (ver, por ejemplo Speer & Aubrey, 1985), y se aprecia que las velocidades máximas alcanzadas durante el flujo son 1.8 veces las del reflujos. En la figura 7b se muestra una aproximación del transporte de fondo, calculado como una simplificación de las ecuaciones de transporte

de Meyer-Peter y 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 aprecia que 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. Para este régimen se ve cómo el transporte acarreado hacia el interior del sistema puede llegar a ser hasta 19.5 veces el sedimento acarreado hacia el exterior, lo que se puede traducir en un potencial azolve del sistema a largo plazo.

En el caso que nos ocupa, la ría de Celestún, el comportamiento es similar, sólo

que en este caso las velocidades mayores se presentan durante el reflujó. En la figura 8 se muestra la aproximación ( $V^3$ ) de las tasas calculadas del transporte de sedimento para los tres experimentos: la condición actual y los escenarios I y II. Una subida del nmm genera un incremento en el prisma de marea, lo que conduce a un aumento en las magnitudes de las velocidades y en la capacidad de transporte de sedimento —tanto en flujo como en reflujó— en una cantidad de hasta el triple del acarreo actual. Dicha gráfica sugiere que un aumento del nivel medio del mar producirá una subida 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.

## Conclusiones

Este trabajo consistió en estudiar el efecto del aumento del nivel medio del mar en la hidrodinámica de una laguna costera, especialmente en la boca de comunicación con el mar, y las posibles implicaciones en la morfología a mediano y largo plazos. 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 sólo de la dirección de la corriente

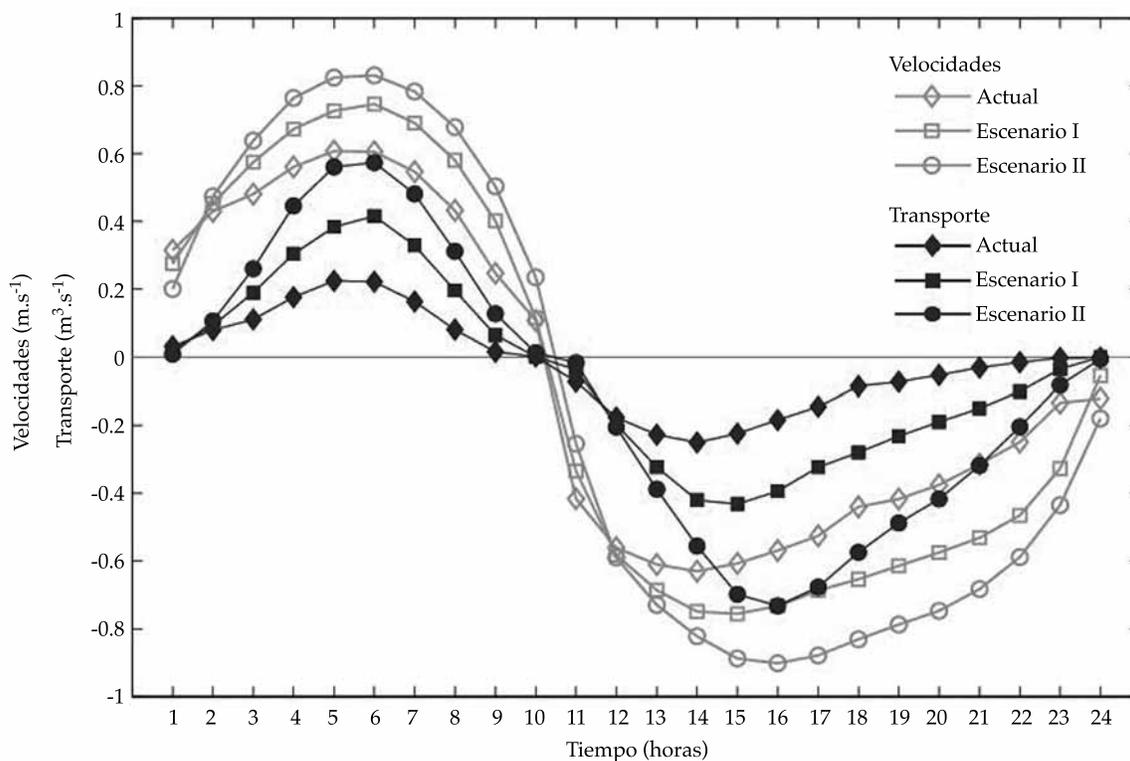


Figura 8. Velocidades y aproximación ( $V^3$ ), transporte de sedimento en la boca lagunar durante el flujo y reflujó en un ciclo de marea en la ría de Celestún para los tres escenarios principales: actual, I y II. Valores negativos corresponden a reflujó.

residual, sino también de la distorsión de los campos de velocidades, así como 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 nivel medio del mar, 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 periodo 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.
- Se pretende que la información generada en el presente estudio 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 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 se tendrán las bases para prever y/o mitigar las modificaciones en los espacios naturales, como los cuerpos lagunares, a fin de lograr un desarrollo natural en el espacio y tiempo de forma sustentable para los seres humanos, flora y fauna que habitan la costa y utilizan sus recursos.

## Agradecimientos

Los autores agradecen el apoyo financiero otorgado por la Coordinación de Estudios de Posgrado de la UNAM, el proyecto PAPIIT IN 120708 y el proyecto FOMIX-YUC106400.

## Referencias

- Abernethy, R. B. (2000). *The New Weibull Handbook*. Fourth Edition. North Palm Beach, Florida: Published by the author.
- Appendini, C. M., A. Torres-Freyermuth, F. Oropeza, P. Salles, J. López, & E. T. Mendoza (2013). Wave modeling performance in the Gulf of Mexico and Western Caribbean: wind reanalyses assessment, *Applied Ocean Research*, 39, 20-30.
- Battlori, E., Chávez, E., Díaz de León, A., Herrera-Silveira, J., Garduño, M., González, A., & Torruco D. (1987). *Caracterización estructural de la laguna de Celestún*. Simposio Internacional del Mar, La Habana, Cuba.
- Battlori, 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*, 59, 74-92.
- Battjes, J. A. (2006). Developments in Coastal Engineering Research. *Coast. Eng.*, 53(11), 121-132.
- Botello, A., Villanueva, S., Gutiérrez, J., & Rojas, J. (Eds). (2010). *Vulnerabilidad de las zonas costeras mexicanas ante el cambio climático* (514 pp.). Campeche, México: Gobierno

- del Estado de Tabasco, Semarnat-IINE, UNAM-ICMYL, Universidad Autónoma de Campeche.
- Duch, J. (1988). *La conformación territorial del estado de Yucatán. Los componentes del medio físico*. México, DF: Universidad Autónoma Chapingo, Centro Regional de la Península de Yucatán.
- Houston, J. R., & Dean, R. G. (2011). Sea-Level Acceleration Based on U.S. Tide Gauges and Extensions of Previous Global-Gauge Analyses. *Journal of Coastal Research*, 27(3), 409-417.
- 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* (104 pp.). Equipo de 1.7 Bibliografía 14 redacción principal: R. K. Pachauri & A. Reisinger (directores de la publicación). Ginebra: IPCC.
- Meyer-Peter, E. y Müller, R. (1948) Formulae for bedload transport. *Proceedings of 3rd Congress, International Association of Hydraulic Research, Sweden*, 39-64.
- Nakićenovič, N., & Swart R. (Eds.) (2000). *Emissions Scenarios. Special Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (599 pp.). Cambridge: Cambridge University Press.
- 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)*, 39, 68-81.
- Pugh, D., & Tides, T. (1987). *Surges and Mean Sea Level, a Handbook for Engineers and Scientists*. Chichester, UK: John Wiley & Sons.
- Salles, P., Voulgaris, G., & Aubrey, D. (2005). Contribution of Nonlinear Mechanisms in the Persistence of Multiple Tidal Inlet Systems. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 65, 475-491.
- Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales. 2000. *Programa de manejo Reserva de la Biosfera Ría Celestún*. Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas. México, D.F. 191 pp.
- Speer, P. E., & Aubrey, D. G. (1985). A Study of Non-Linear Tidal Propagation in Shallow Inlet/Estuarine Systems. Part II: Theory. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 21, 207-224.
- Torres-Mota, R., Salles, P., Mariño, I., & López, J. (July, 2012). Effects of Ocean Climate Change on the Celestún Estuary Morphology. *Proceedings. 33rd International Conference on Coastal Engineering (ICCE2012)*, ASCE, Spain.
- Yañez-Arancibia, A. (Ed.) (2010). *Impactos del cambio climático sobre la zona costera*. México, DF: Instituto de Ecología A.C. (INECOL), Texas Sea Grant Program, Instituto Nacional de Ecología (INE-Semarnat).
- Zavala-Hidalgo, J., De Buen-Kalman, R., Romero-Centeno, R., & Hernández-Maguey, F. (2010). Tendencias del nivel del mar en las costas mexicanas. En A. V. Botello, S. Villanueva-Fragoso, J. Gutiérrez, & J. L. Rojas-Galaviz (Eds.). *Vulnerabilidad de las zonas costeras mexicanas ante el cambio climático* (pp. 249-268). Campeche, México: Semarnat-INE, UNAM-ICMYL, Universidad Autónoma de Campeche.

## Dirección institucional de los autores

Dr. Rogelio Torres Mota

Dr. Paulo Salles Alfonso de Almeida

Dr. José López González

Laboratorio de Ingeniería y Procesos Costeros  
 Unidad Académica Sisal del Instituto de Ingeniería  
 de la UNAM  
 Puerto de Abrigo S/N, Sisal  
 97355, Yucatán, México  
 Teléfono +(52) (988) 9120 147 al 49, extensión 7403 y  
 (55) 5622 6710 al 17, extensión 7403  
 rogelio.torres03@cfe.gob.mx  
 psallesa@iingen.unam.mx  
 jlopezgo@ii.unam.mx