Escenarios de vulnerabilidad por ascenso del nivel del mar en la costa mexicana del Golfo de México y el Mar Caribe

Mario Arturo Ortiz Pérez*
Ana Patricia Méndez Linares*

Recibido: 18 de febrero de 1998
Aceptado en versión final: 22 de enero de 1999

Resumen. Mediante la caracterización geomorfológica del litoral se identifican áreas vulnerables a las variaciones del nivel del mar. A partir de esta zonificación se estimaron las áreas de impacto por inundación sobre el nivel del mar a 1 y 2 m. Se obtuvo como resultado el mapeo de distribución del fenómeno de impacto, con la utilización de modelos digitales del terreno.

Palabras clave: Vulnerabilidad, humedales, ascenso del nivel del mar, cambio climático.

Abstract: Vulnerable zones to sea level changes were identified using geomorphological analysis. Through this zoning, areas of flood impact, 1 and 2 m above sea level, were estimated. A map of impact distribution was obtained using digital terrain models.

Key words: Vulnerability, wetlands, sea level rise, climate change.

INTRODUCCIÓN

Recientemente se ha advertido que las modificaciones globales de las condiciones naturales pueden generar cambios severos en los diferentes tipos de ecosistemas (ITESM-Guaymas, 1993).

El cambio climático global, y en particular el impacto de las actividades humanas en el ambiente biogeográfico de la Tierra, es de gran importancia ecológica y socioeconómica. Un grupo de 29 expertos (Task Team on the Impact of Expected Climate Change on Mangroves) designados por la Comisión Oceanográfica Intergubernamental y Aspectos Marinos Relacionados (COMAR), conjuntamente con el Programa Ambiental de Naciones Unidas (UNEP), refieren las condiciones del cambio climático en el Golfo de México y el Mar Caribe con un aumento en la temperatura de 1.5 °C y un incremento en el nivel del mar de 20 cm, para el año 2025 (Maul, 1993).

Desde 1985 se han debatido las proyecciones a futuro en la literatura científica. En un consenso científico, UNEP y WMO co-patrocinados por el Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) estimaron para el año 2100, que el aumento del nivel del mar podría ser de 50 a 100 cm. La conclusión de la Segunda Conferencia de Cambio Climático Global, Genova, 1990, fue predecir que un aumento en la temperatura de 2 a 5 °C, para finales del próximo siglo, traería como consecuencia un aumento en el nivel del mar de 65 ± 35 cm. Estas declaraciones no son contradictorias, sin embargo, este fenómeno continúa siendo debatido (Maul, 1993).

En los registros realizados por Hanson y Maul (1985), citados por Maul (1993), se encontró que el nivel del mar aumenta en promedio alrededor de 0.36 cm/año (± 0.25 cm/año), pero debido a la compleja actividad tectónica, la subsidencia y la extracción de petróleo, los valores fluctúan de + 1.0 cm/año en Texas a – 0.3 cm/año en México.

La Academia Nacional de Ciencias (NAS) concluye que, debido al efecto de invernadero provocado por las concentraciones de CO_2 y otros gases, hay un

* Instituto de Geografía, UNAM, Ciudad Universitaria, Coyoacán, 04510, México, D.F. e-mail: maop@igiris.igeograf.unam.mx

distribución fisiográfica, en función de la distancia al mar y de entradas marinas, mediante la utilización de fotografías aéreas del INEGI, con cobertura de todo el litoral del Golfo de México. Del arreglo, disposición y geometría de los límites o contactos entre las unidades geomórficas, se descifró la morfología de los contornos de transición, y el efecto de borde por mecanismos de inundación, salinización de tierras y aguas, y los procesos de acumulación sedimentaria o de erosión que marcan y señalan la dirección del proceso o impacto y, con ello, el sentido de la migración o expansión de los límites de la zonificación correspondiente. En contraparte, se situaron aquellos límites que señalan la diferente naturaleza de las unidades territoriales a través del cambio brusco en las relaciones de contacto y que denotan mayor permanencia y estabilidad.

Se analizaron particularmente la costa de Tabasco y ciertos sectores de la península de Yucatán; en el caso de la costa central, como en Veracruz, ésta se cubrió en repetidas ocasiones con distintas fechas de vuelo, algunos juegos datan de 1943, otros más recientes son los de los años ochenta y principios de los noventa. En Campeche y Quintana Roo se aprovecharon los levantamientos videográficos y de fotografía digital de vuelo bajo con resolución a 1 m, que cubren aproximadamente las tres cuartas partes de la longitud total de la línea de costa del Mar Caribe, realizados en 1997 por el Instituto de Geografía de la UNAM.

Se zonificaron las franjas ambientales (hidroseries) comprendidas a lo largo del gradiente de interfase tierra/mar, es decir, la franja infralitoral y las del cinturón perimareal o zona supralitoral, y se confrontaron los niveles de zonalidad costera con la permanencia de la inundación deducida por el tipo de vegetación de los humedales y los datos de campo.

Se proyectaron estos niveles (1 y 2 m) de manera aproximada, para conocer el arreglo de distribución espacial o configuración tentativa de las áreas de peligrosidad, con el fin de estimar cuáles son las localidades o tramos costeros de mayor fragilidad por donde penetrará la inundación, lo que permitió evaluar la magnitud de su extensión. Se obtuvieron como resultado los mapas hipsométricos que se generaron a partir de los métodos digitales de elevación de INEGI, que consisten en una red de puntos altimétricos dispuestos en una malla o canevá con bases equidistantes a cada 90 m. Con la altitud conocida de estos puntos georreferenciados se procedió a una interpolación de los valores y se generó el modelo del terreno aproximado, con curvas de nivel a cada metro. Esta información se sobrepuso y relacionó con las unidades geomórficas de las tierras bajas de la costa.

Los mapas finales se procesaron y editaron en un sistema de información geográfica (ARC/INFO). Posteriormente, para los escenarios vulnerables, se cuantificaron las áreas susceptibles de inundación, midiendo y teniendo como referencia los diversos niveles de inundación, con la sobreposición o cruce, considerando también sus respectivas áreas, así como la distancia máxima que alcanzó el avance marino tierra adentro.

El trabajo se complementó con verificaciones en campo a lo largo de tramos seleccionados del litoral; asimismo, fueron fundamentales los registros de trabajos previos hechos dentro de esta misma línea de investigación (Ortiz, 1988, 1991, 1992, 1994; Ortiz y Méndez, 1995; Hernández y Ortiz, 1995; Ortiz y Benítez, 1996).

RESULTADOS

Escenarios de vulnerabilidad

Con los elementos de análisis se obtuvieron los términos de referencia utilizados en la zonificación de costas de tipo transgresivo y de tipo regresivo, detectando de este modo cinco regiones críticas o vulnerables (Figura 1). Tres se relacionan con las cuencas geológicas marginales de los grandes sistemas deltaicos de los ríos Bravo o Grande, Papaloapan y el complejo deltaico del Grijalva-Mezcalapa-Usumacinta; en todos hay claras evidencias de hundimiento en la costa por subsidencia de las cuencas. Las otras dos áreas que se sitúan en la Península de Yucatán, corresponden a plataformas calcáreas con problemas estructurales de tectónica de hundimiento

aumento de la temperatura que podría ser de entre 1.5 y 4.5 °C (Charney *et al.*, 1979; Smagorinsky, 1982, citados por Titus, 1987). Con un incremento global de temperatura de pocos grados se esperaría un aumento en el nivel del mar (Mercer, 1970; Gornitz *et al.*, 1982, citados por Titus, 1987). El resultado de la expansión del agua de mar podría aumentar el nivel de 30 a 50 cm en el próximo siglo (Revelle, 1983, citado por Titus, 1987).

Desde 1983, tres reportes independientes han estimado el futuro del ascenso del nivel del mar. En el reporte de NAS, Revelle (1983; citado por Titus, 1987) estima que el aumento del nivel del mar podría ser de 70 cm para el año 2080, sin considerar el impacto en la Antártida. En el reporte hecho por la Environmental Protection Agency (EPA), titulado *Projecting Future Sea Level Rise*, (Hoffman *et al.,* 1983; citado por Titus, 1987) estimaron el futuro del nivel del mar en dos escenarios de 26 a 39 cm para el año 2025 y de 91 a 136 para el 2075. Sin embargo, ellos también concluyen que el aumento puede ser tan grande como 211 cm, o tan pequeño como 38 cm para el 2075. En 1985 la NAS estimó que los glaciares pueden contribuir entre 20 y 60 cm, pero sin considerar la estimación de Revell sobre la expansión termal (Gornitz *et al.*, citados por Titus, 1987).

Una de las consecuencias esperadas por el aumento del nivel del mar es la pérdida de humedales (Titus, 1985, citado por Titus, 1987), incrementándose el nivel de inundación en algunas áreas y decreciendo en otras. Por otro lado, la pérdida de humedales podría remover una importante barrera natural contra tormentas (Gagliano *et al.,* 1981, citado por Titus, 1987).

Considerando estas proyecciones y teniendo en cuenta los variados efectos derivados del impacto del cambio global, fue prioridad reconocer los elementos fisiográficos de la costa del Golfo de México, con lo cual se identificaron las tierras bajas susceptibles o vulnerables al ascenso del nivel del mar; con ello se estimó la potencialidad de sus efectos, de acuerdo con sus características geomorfológicas, hidrológicas y algunas de sus implicaciones ecológicas.

ANTECEDENTES

Debido a que la mayoría de las costas del Golfo de México y el Mar Caribe son costas bajas arenosas con extensos humedales adyacentes, éstas se disponen a menos de 1 msnm, con lo que tal franja de distribución marginal es directamente afectada por estas variaciones.

Actualmente, la migración o transgresión marina se lleva a cabo sobre ciertos tramos de costa con humedales, marismas, llanuras deltaicas, ciénegas, manglares y lagunas conectadas al mar, y aun las aisladas por las islas de barrera, puesto que tienen comunicación por capilaridad o intrusiones salinas (Ortiz, 1988, citado por Ortiz y Espinosa, 1991).

Uno de los efectos del ascenso del nivel del mar sobre las costas es el comportamiento transgresivo del espacio litoral (avance de la línea de costa en dirección tierra adentro). Esta migración se refleja de tres maneras: *a)* la inundación de la planicie, *b)* la intrusión de la cuña salina a través de bocas y esteros, y *c)* la erosión de la línea de costa (Wayne *et al.*, 1993). Con las inundaciones de tierras bajas adyacentes a los esteros, lagunas costeras, marismas y pantanos, se crea una consecuente expansión espacial de los embalses y avance de las planicies de inundación, provocando una modificación espacial de los ecotones con impacto ecológico por el reemplazo del hábitat original y la migración de condiciones ambientales a través de series sucesionales correspondientes a ambientes con mayor influencia marina. El impacto de la cuña salina incluye la salinización del agua y los suelos en las tierras bajas, y cambios drásticos en la estructura de los ecotones de la vegetación de los pantanos (Zavala, 1988). La erosión determina el retroceso y la modificación de la línea de la costa, a causa de la destrucción de tierras del litoral y la generación de nuevas entradas o vías de agua marina (Ortiz, 1992).

MATERIALES Y MÉTODO

Se llevó a cabo el reconocimiento geomorfológico del tipo de costas mediante la identificación de los componentes naturales y el arreglo de su

distribución fisiográfica, en función de la distancia al mar y de entradas marinas, mediante la utilización de fotografías aéreas del INEGI, con cobertura de todo el litoral del Golfo de México. Del arreglo, disposición y geometría de los límites o contactos entre las unidades geomórficas, se descifró la morfología de los contornos de transición, y el efecto de borde por mecanismos de inundación, salinización de tierras y aguas, y los procesos de acumulación sedimentaria o de erosión que marcan y señalan la dirección del proceso o impacto y, con ello, el sentido de la migración o expansión de los límites de la zonificación correspondiente. En contraparte, se situaron aquellos límites que señalan la diferente naturaleza de las unidades territoriales a través del cambio brusco en las relaciones de contacto y que denotan mayor permanencia y estabilidad.

Se analizaron particularmente la costa de Tabasco y ciertos sectores de la península de Yucatán; en el caso de la costa central, como en Veracruz, ésta se cubrió en repetidas ocasiones con distintas fechas de vuelo, algunos juegos datan de 1943, otros más recientes son los de los años ochenta y principios de los noventa. En Campeche y Quintana Roo se aprovecharon los levantamientos videográficos y de fotografía digital de vuelo bajo con resolución a 1 m, que cubren aproximadamente las tres cuartas partes de la longitud total de la línea de costa del Mar Caribe, realizados en 1997 por el Instituto de Geografía de la UNAM.

Se zonificaron las franjas ambientales (hidroseries) comprendidas a lo largo del gradiente de interfase tierra/mar, es decir, la franja infralitoral y las del cinturón perimareal o zona supralitoral, y se confrontaron los niveles de zonalidad costera con la permanencia de la inundación deducida por el tipo de vegetación de los humedales y los datos de campo.

Se proyectaron estos niveles (1 y 2 m) de manera aproximada, para conocer el arreglo de distribución espacial o configuración tentativa de las áreas de peligrosidad, con el fin de estimar cuáles son las localidades o tramos costeros de mayor fragilidad por donde penetrará la inundación, lo que permitió evaluar la magnitud de su extensión. Se obtuvieron como resultado los mapas hipsométricos que se generaron a partir de los métodos digitales de elevación de INEGI, que consisten en una red de puntos altimétricos dispuestos en una malla o canevá con bases equidistantes a cada 90 m. Con la altitud conocida de estos puntos georreferenciados se procedió a una interpolación de los valores y se generó el modelo del terreno aproximado, con curvas de nivel a cada metro. Esta información se sobrepuso y relacionó con las unidades geomórficas de las tierras bajas de la costa.

Los mapas finales se procesaron y editaron en un sistema de información geográfica (ARC/INFO). Posteriormente, para los escenarios vulnerables, se cuantificaron las áreas susceptibles de inundación, midiendo y teniendo como referencia los diversos niveles de inundación, con la sobreposición o cruce, considerando también sus respectivas áreas, así como la distancia máxima que alcanzó el avance marino tierra adentro.

El trabajo se complementó con verificaciones en campo a lo largo de tramos seleccionados del litoral; asimismo, fueron fundamentales los registros de trabajos previos hechos dentro de esta misma línea de investigación (Ortiz, 1988, 1991, 1992, 1994; Ortiz y Méndez, 1995; Hernández y Ortiz, 1995; Ortiz y Benítez, 1996).

RESULTADOS

Escenarios de vulnerabilidad

Con los elementos de análisis se obtuvieron los términos de referencia utilizados en la zonificación de costas de tipo transgresivo y de tipo regresivo, detectando de este modo cinco regiones críticas o vulnerables (Figura 1). Tres se relacionan con las cuencas geológicas marginales de los grandes sistemas deltaicos de los ríos Bravo o Grande, Papaloapan y el complejo deltaico del Grijalva-Mezcalapa-Usumacinta; en todos hay claras evidencias de hundimiento en la costa por subsidencia de las cuencas. Las otras dos áreas que se sitúan en la Península de Yucatán, corresponden a plataformas calcáreas con problemas estructurales de tectónica de hundimiento

Figura 1. Localización de las cinco zonas susceptibles o vulnerables al ascenso o descenso del nivel del mar.

asociadas a disolución cárstica y con comportamiento geohidrológico.

Desde un punto de vista más general, el basamento del Golfo de México es una cuenca geológica amplia formada por la fosa de Sigsbee, la cual a su vez está circundada por la plataforma continental rodeada en su margen occidental por una serie de cuencas marginales deltaicas, en la mayoría de las cuales hay evidencias de hundimiento.

I. Llanura deltaica del río Bravo

Entre los fenómenos o procesos naturales sobresalientes que impactan la zona costera cabe distinguir los que ocurren en el amplio sistema lagunar de la Laguna Madre, que se extiende a lo largo de más de 200 km. Sobre la superficie del embalse, la marea de viento es de tal importancia, que sobreeleva el nivel del agua entre los 0.30 y 1.20 m principalmente, recluida en el sector sur de la laguna, cuando los vientos predominan del norte, y por tanto, se abate el tirante de agua en el sector septentrional a menos de 0.8 m. Con vientos del sur-sureste las condiciones se invierten, llegando a abatirse alrededor de 1.00 m en el sector sur y elevándose 0.6 m en la porción septentrional (CIFSA, 1967). Sin embargo, el impacto de la inundación no es notoria debido a que las márgenes están bordeadas por cordones y dunas que se elevan de inmediato por arriba de 1 o 2 m, constituyendo barreras de amortiguamiento que minimizan la influencia de las variaciones del nivel del mar que se oponen al avance transgresivo. La exposición de la llanura y laguna litoral a la marea de vientos en la hidrodinámica de la laguna y sus áreas circundantes, deja al fenómeno de subsidencia[1] como un proceso accesorio. El

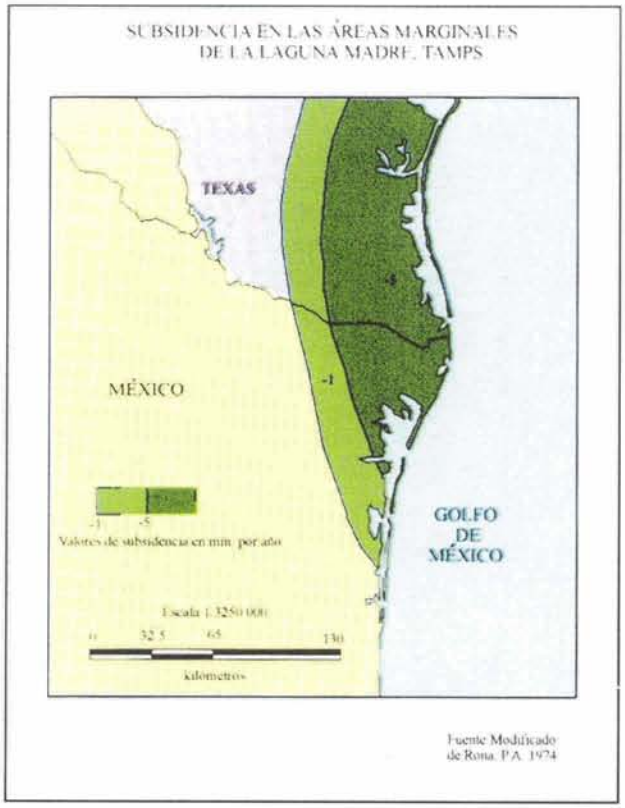

Figura 2. Modelo de Rona (1974), en donde se expresan los valores de subsidencia por año.

hundimiento de esta parte de la margen continental es del orden de 5 mm para el ápice del delta, y disminuye a 1 mm en las inmediaciones de la desembocadura del río Soto La Marina (Rona, 1974; Figura 2).

Por otra parte, el fenómeno de subsidencia se ve contrarrestado debido al azolve impuesto por los abanicos de desplayamiento "washover fans" (Figura 3), muy frecuentes en las islas de barrera, al erosionar el cordón de dunas y depositar los sedimentos en la cuenca lagunar, pues sobre el lecho hay sedimentos de procedencia eólica (Yañez y Schlaepfer, 1968); de esta forma se identifica a las islas de barrera como el sistema costero más frágil, debido a la alta inestabilidad de la barrera.

En la época de secas, la deflación es un fenómeno común que activa y desmantela dunas y cordones arenosos que se distribuyen casi a todo lo largo y ancho de la franja marginal costera, siendo más abundantes en la porción septentrional para luego disminuir sensiblemente en el sector meridional de la costa. La deflación adquiere dimensiones de calamidad, cuando las llanuras de inundación o blanquizales permanecen secos, lo que origina tolvaneras que invaden pastos o tierras cultivables ensalitrándolas.

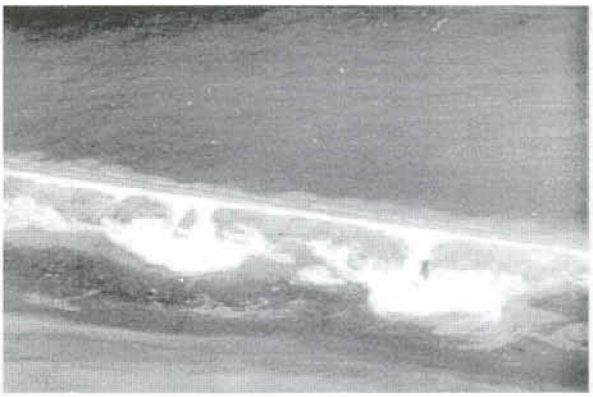

Figura 3. Detalle de abanicos de desplayamiento con procesos de acumulación en el interior del cuerpo lagunar de la porción central de la barrera de la Laguna Madre, Tamaulipas (agosto, 1982, INEGI).

A todo ello hay que agregar un abundante acarreo de sedimentos playeros que provienen de más al norte, en el sistema de islas barrera de la Laguna Madre de Texas y del delta del Bravo; tal acreción induce al cierre de bocas de las islas de barrera, las cuales sólo se han abierto con las tormentas ciclónicas, y nunca por el lado de la laguna, de ahí que sea probable intuir que hay un dominio del flujo de marea sobre el reflujo de bajamar, lo que contribuye al efecto de cierre de bocas por la acumulación de los deltas interiores (Figura 4). Todos estos elementos en su conjunto abaten el problema de la inundación, el retroceso de la línea de costa y la velocidad de hundimiento rápido, pero crean problemas de sedimentación rápida en las aguas interiores.

El efecto colateral de la subsidencia es la modificación en las trayectorias del escurrimiento superficial que reconoce a la Laguna Ma tal es el caso del río San Fernando que es ibut más importante de la laguna en cuestión; curso fluvial antiguamente reconocía hacia la Bahía de Catán en la porción meridional de la laguna, pero como se sabe, el hundi-

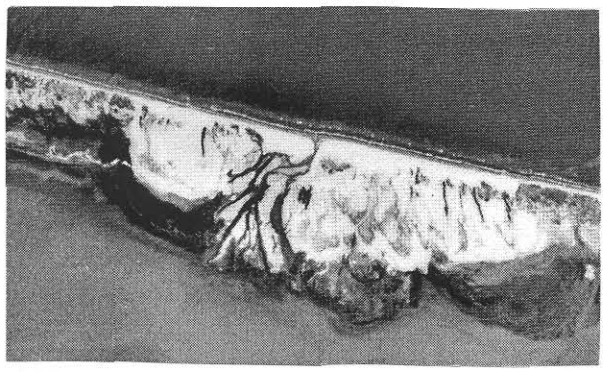

Figura 4. Vista aérea de los rastros de cercenaduras en la barrera que dejan las mareas de tormenta, para volver a incidir en la apertura de la barra con procesos de erosión y acumulación, debido a que son sitios propicios y frágiles para el desarrollo de este fenómeno. Sector central de la isla barrera de la Laguna Madre, Tamaulipas (agosto, 1982, INEGI).

miento es más rápido en el ápice del delta, por tanto, la corriente migró reconociendo hacia el nuevo nivel base, fenómeno que queda grabado en la fisiografía formando en la trayectoria del curso fluvial un codo de captura por el cambio de dirección y el paleocauce del curso original (Hernández y Ortiz, 1995).

Como relictos de los cambios del paisaje se evidencian antiguos campos de dunas inundados, debido a que ahora forman parte del vaso natural de la laguna, y que se identifican por un sinnúmero de dunas consolidadas que asoman a manera de numerosas isletas con una morfología de configuración ondulada; todas estas observaciones son claras evidencias que indican la migración de las riberas tierra adentro, probablemente relacionadas con la subsidencia.

II. Laguna de Alvarado y curso bajo del río Papaloapan, Veracruz

Merecen un apartado de caso las tierras bajas de la Laguna de Alvarado y el curso bajo del río Papaloapan, en el estado de Veracruz, toda vez que constituyen las zonas de mayor fragilidad y riesgo potencial del litoral centro-occidental del Golfo. Esta región se expresa en el relieve como una planicie fluvio-deltaica cuyos brazos deltaicos distributarios emergen sobre el nivel de tierras bajas de inundación y de pantanos de inundación permanente. Desde el punto de vista geológico, consiste en una cuenca geológica marginal con un espesor de sedimentos del orden de 700 m (Lozano, 1955), que sufrió procesos de hundimientos sucesivos durante el Cenozoico y eventos de transgresiones marinas de cobertura continental (Viniegra, 1992).

El Papaloapan es uno de los ríos de mayor escurrimiento del país, de régimen perenne, pero caracterizado por fuertes variaciones en sus volúmenes de descarga, con intensas avenidas de verano generadas por perturbaciones ciclónicas, que provocan extensas inundaciones a lo largo de su cauce y principalmente en las zonas bajas.

Proyectando los escenarios de riesgo hasta el nivel de los 2 m de altura, la configuración de la zona vulnerable forma un amplio enbahiamiento que puede ser visualizado en la figura 5. De esta forma, la zona de intermareas infralitoral está representada por 400 km^2 con vegetación de manglar y pantanos que se extienden por una superficie de 740 km^2.

Si se considera que el sistema lagunar de Alvarado y del río Papaloapan comprende un área de 1 183.3 km^2 y la extensión que cubre la zona de inundación es de aproximadamente 1 074 km^2, al obtener el cálculo del área de inundación establecida a 1 m de altura sobre el nivel del mar, se encuentra que ésta queda cubierta en un 84% por la zona intermareal, es decir, donde tienen lugar las más importantes variaciones del nivel del mar. Este nivel de inundación se sitúa hasta 47.5 km tierra adentro sobre las tierras bajas. El siguiente nivel de inundación corresponde al nivel de 2 m de altura; en términos del área afectada se extendería por una superficie de 168 km^2 que corresponde a 16% de la superficie total (Figura 6).

Con seguridad, el mayor riesgo se deriva de las afectaciones a la población, principalmente concentrada en los dos núcleos urbanos, las ciudades de Alvarado y Tlacotalpan, con 56 307 y 23 049 habitantes, respectivamente; según datos del censo estatal de 1986, la población estimada para el año 2000, y de manera respectiva, será de 79 757 y de 32 260 habitantes, si se considera una tasa anual de crecimiento de 3.3%.

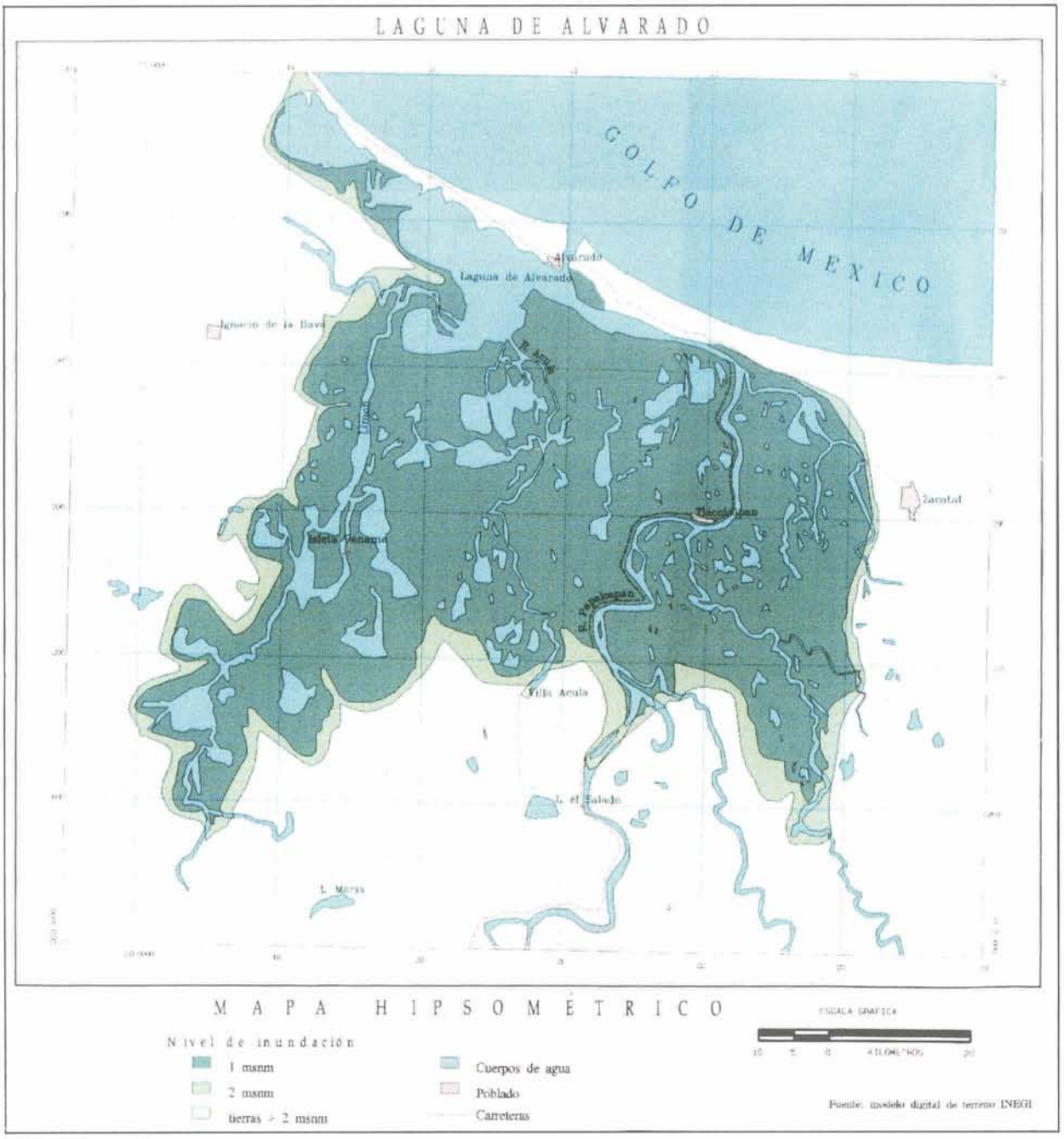

Figura 5. Proyección de las áreas de riesgo potencial de inundación e intrusión de cuña salina en la planicie costera de la laguna de Alvarado y el curso bajo del río Papaloapan, Veracruz.

Niveles de inundación (msnm)	Área (km^2)	%
1	906	84.3
2	168	15.7

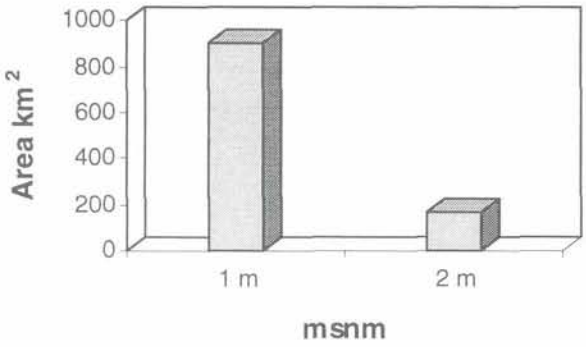

Figura 6. Extensión de las áreas vulnerables y los niveles de inundación para 1 y 2 msnm (Sistema Alvarado-Papaloapan, Veracruz).

III. Complejo deltaico Grijalva-Mezcalapa-Usumacinta, Tabasco

El complejo deltaico Grijalva-Mezcalapa-Usumacinta aporta en promedio una descarga de 87 millones de m^3/año, volumen que transita y anima los ecosistemas de extensos humedales y aguas costeras que representan cerca de 30% del escurrimiento total del país, siendo, de esta manera, el sistema deltaico más importante de Mesoamérica (Chávez, 1988).

Por la magnitud de la extensión y por las consecuencias y cambios en los sistemas naturales, sobresale como el área de mayor susceptibilidad (Figura 7). Al igual que el caso anterior, este complejo deltaico está sujeto a una subsidencia de descenso, contrastes que son impartidos por las estructuras mayores del subsuelo, como son las fallas geológicas que originan depresiones y pilares, entre los cuales hay desplazamientos activos muy recientes, pues tienen expresión superficial y controlan estructuralmente la red hidrográfica de las llanuras fluviales (Velez, 1990).

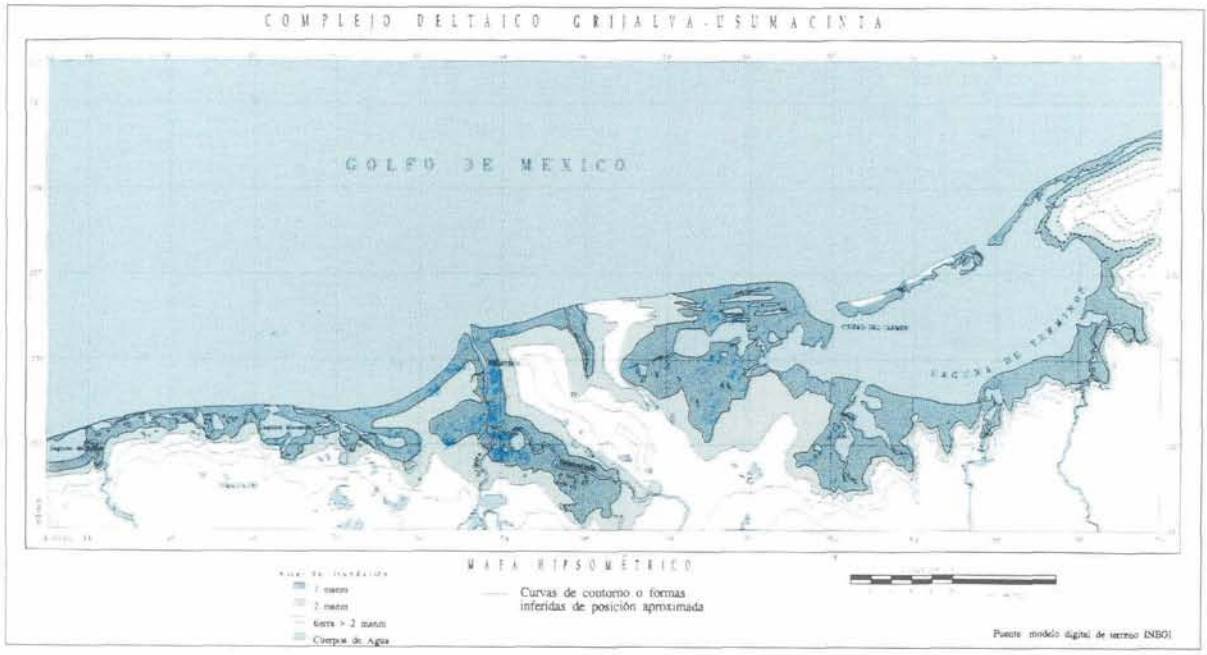

Figura 7. Configuración aproximada de las áreas impactadas por inundación sobre la margen continental en el complejo deltaico Grijalva-Usumacinta.

De esta manera, en las fosas o depresiones donde hay una mayor velocidad de descenso, se establece una analogía semejante a la de un ascenso del nivel del mar, hecho que se traduce en una mayor erosión de la playa y su consecuente retroceso de la línea de costa hacia el continente (Ortiz, 1992, 1994; Ortiz y Benítez, 1996).

La zona comprendida a 1 y 2 m de elevación sobre el nivel del mar tiene una extensión aproximada de 5 000 km^2, de los cuales 60% representa la zona infralitoral y otro 40% corresponde a la supralitoral (Figura 8).

Niveles de inundación (msnm)	Área (km^2)	%
1	3 000	61.3
2	1 890	38.7

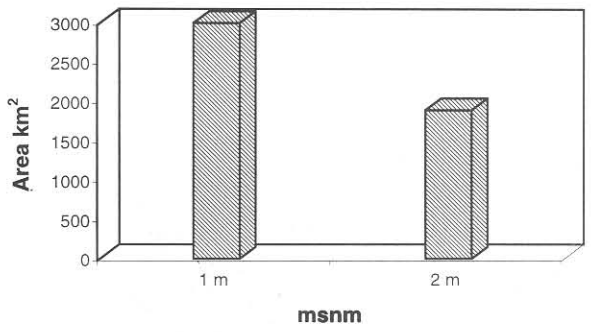

Figura 8. Estimación de las áreas de inundación para los niveles de 1 y 2 m (Complejo deltaico Grijalva-Mezcalapa-Usumacinta).

En la zona de la Laguna de Términos, una de las entrantes de mayor longitud, en el nivel de inundación a 1 m, es de 20 km. En la zona del río Usumacinta, el nivel de inundación a 1 m alcanza hasta 55 km; el siguiente nivel se proyecta hasta 62 km tierra adentro. En el área que corresponde al río Grijalva, la extensión del primer nivel de inundación es de aproximadamente 25 km, y el segundo nivel alcanza 32 km.

En el área de la laguna Machona los niveles de inundación disminuyen a 1 m con 6 km de penetración, y para el nivel de 2 m llegaría hasta 8 km tierra adentro. El avance de la inundación sobre la porción continental no es homogénea; presenta un frente sinuoso de entrantes y salientes que se manifiestan debido a la irregularidad de la topografía del terreno.

IV. Los Petenes, Campeche

La región de los Petenes, enclavada en la costa norte de Campeche, consiste en una planicie de inundación que se extiende con una anchura media de 15 km y una dirección generalizada norte-sur.

El área en estudio está ocupada por ciénegas y marismas de una amplia diversidad florística, condiciones propiciadas por el escaso gradiente de pendiente de una planicie tendida y baja que constituye un nivel base de transición en la interfase tierra/mar, nivel sobre el cual reconocen para la porción media innumerables surgencias o manantiales "petenes" de acuíferos someros o subsuperficiales (Figura 9), marcando condiciones palustres que derivan gradualmente a fases salinas en las marismas adyacentes a la costa.

Los componentes naturales de la franja costera se estructuran con un arreglo de franjas paralelas a la línea de costa, motivadas por la presencia del manglar de franja costera dispuesta directamente a las aguas marinas sin la presencia de una playa. Esto indica, por un lado, la baja energía física del ambiente y, por otro, el papel geomorfológico del manglar para retener sedimentos y hojarasca de la biomasa del propio mangle. Este proceso contribuye a elevar las riberas de la costa y de los esteros, formando bordos bajos perimetrales o marginales que causan represamiento del agua y originan deficiencias de drenaje que se traducen en cuencas de evaporación o blanquizales (Figura 10) típicos de la planicie externa. Gradualmente, hacia el interior de la llanura, se identifica a la marisma ensalitrada con parches de manglar que es sustituido por una asociación mixta de manglar y tular con intercalaciones de petenes en el sector septentrional. Para la porción meridional de características climáticas de mayor humedad, se observan man-

Figura 9. Imagen típica de un petén en la región de los Petenes, Campeche (abril, 1996). Barrera (1982) describe a los petenes como "islas circulares en las que diferentes asociaciones vegetales se distribuyen en círculos concéntricos"

Figura 10. Detalle de la disposición del manglar de franja en línea de costa, observándose represamiento de agua provocado por deficiencias de drenaje, que posteriormente dan lugar a los blanquizales (Los Petenes, Campeche, abril, 1996).

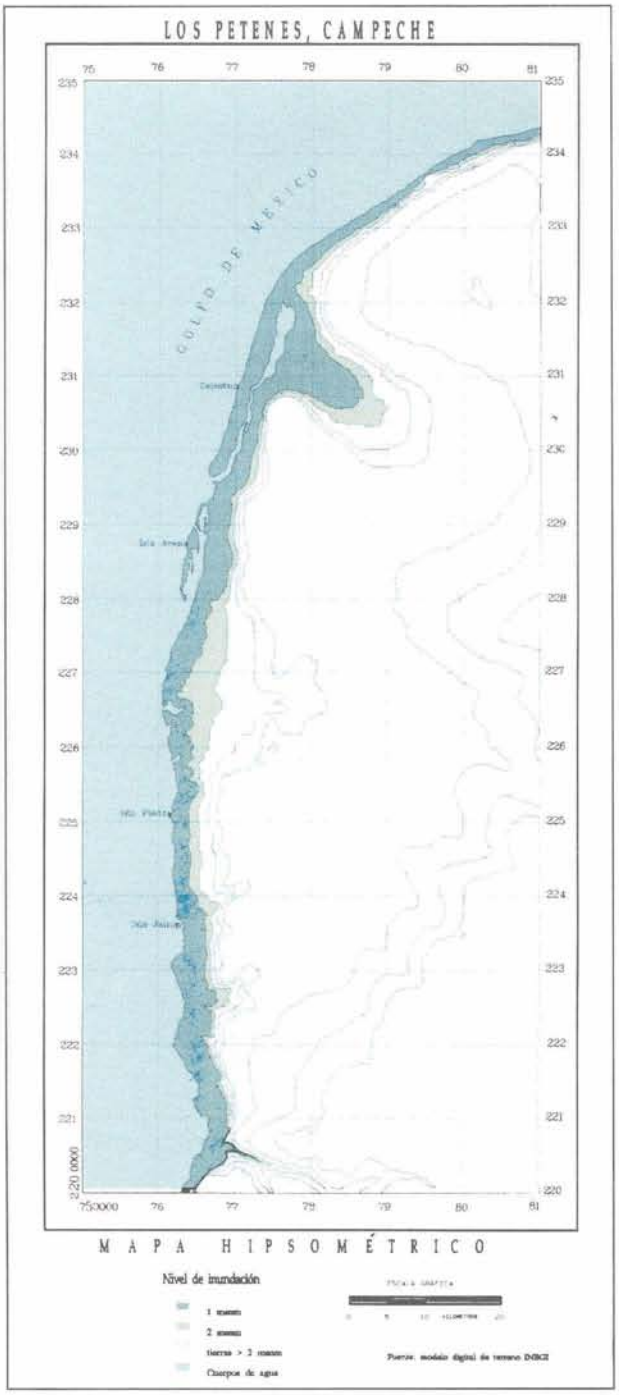

Figura 11. Mapa hipsométrico que muestra la distribución probable de inundación por ascenso marino.

chas más extensas de manglar y petenes de extensión más amplia en contacto con selvas medianas subcaducifolias.

Las características, en su conjunto, dan lugar a un complejo de humedales único por su estructura espacial y sumamente frágil o vulnerable a las variaciones del nivel del mar.

De acuerdo con su emplazamiento geológico, la región de los Petenes constituye la zona de mayor hundimiento de toda una serie de planicies estructurales o bloques tectónicos escalonados de baja altura que parten del centro-sur de la península de Yucatán, y que van cayendo hacia la periferia en el litoral (Figura 11). Es difícil de constatar si persiste aún la subsidencia, pero si ése fuese el caso, el proceso de hundimiento se contrarrestaría con el aporte continuo de sedimentos de deriva costera provenientes de la costa de Yucatán, y que se manifiestan claramente en los ganchos de barra formados en la isla barrera de Celestún y en Isla Arena, con acrecentamiento de la línea de costa hacia el mar. Esta sedimentación se contempla como un proceso a largo plazo, en términos de tiempo geológico; sin embargo, hay que recordar que gracias a este marco geológico-tectónico se cuenta con las condiciones de ambiente mixto costero que da lugar a una reserva muy importante de humedales.

La región de los Petenes abarca extensas áreas de inundación. En este sentido, la configuración de las entrantes de inundación se comportan de la siguiente manera: el nivel a 1 msnm alcanza una penetración tierra adentro de aproximadamente 16 km de longitud, con un área de inundación próxima a los 520 km^2. Por otro lado, el nivel de 2 m alcanza hasta 19 km de penetración salina con un área de 200 km^2 (Figura 12).

V. Bahías de Sian Ka´an-Chetumal, Quintana Roo

Sian Ka´an constituye el humedal más extenso que se localiza en la costa del Caribe en el extremo suroriental de la Península de Yucatán, en el estado de Quintana Roo; comprende 528 000 ha, de las cuales 120 000 son marinas, por lo que se consideró como Reserva de la Biosfera (SEDUE, 1987).

Niveles de inundación (msnm)	Área (km²)	%
1	517	72
2	201	28

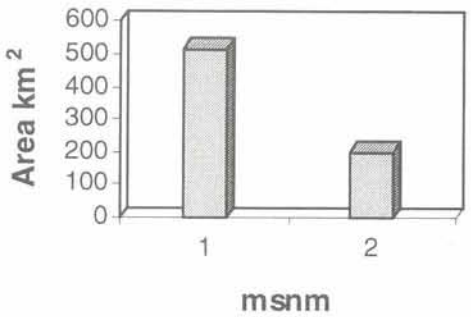

Figura 12. Extensión de las áreas de inundación correspondiente a 1 y 2 m sobre el nivel medio del mar en la zona costera de los Petenes, Campeche.

Desde el punto de vista geológico, se trata de una zona tectónicamente activa con fosas en proceso de hundimiento, constituidas por sedimentos calcáreos de origen marino.

Sian Ka´an se dispone en un área poco elevada sobre el nivel del mar, por ello los pequeños cambios topográficos tienen mucha importancia en la configuración del paisaje (Figura 13). En las porciones bajas se presentan pantanos, mientras que los lugares más elevados están cubiertos de selvas. Estas variaciones edáficas y, sobre todo topográficas, en un área tan plana y tan baja, ocasionan diferencias en los períodos de inundación, y la interacción de estos factores con la salinidad determinan en gran medida el tipo de vegetación que se establece en cada sitio (Olmsted y Durán, 1986).

La extensión de las áreas de inundación comprendida en la porción meridional de Sian Ka´an correspondiente a los niveles establecidos a 1 y 2 m de altura sobre el nivel del mar, se manifiestan de la siguiente manera: 97% está representado por casi 585 km², que se extienden hasta el nivel de 1 m y se distribuyen bordeando la bahía a través de una faja de unos 500 m de anchura aproximadamente. Cabe mencionar que sobre estas áreas deprimidas se

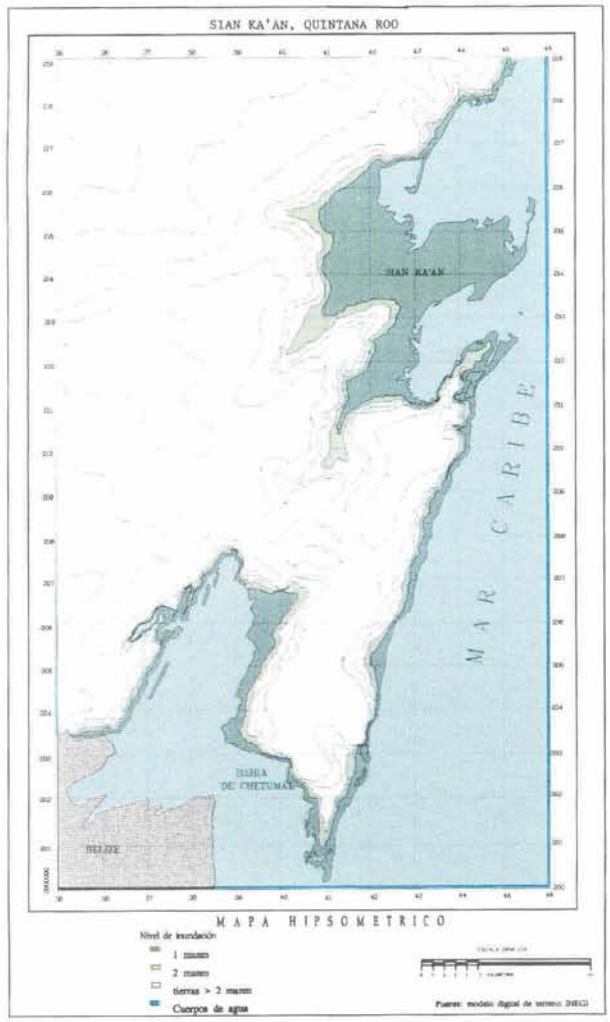

Figura 13. Configuración de las áreas susceptibles de inundación y la proximidad entre éstas.

reconoce un escurrimiento subsuperficial con afloramientos numerosos. El nivel proyectado a 2 m tiene un área de riesgo potencial poco significativa si se compara con el nivel anterior (Figura 14).

CONCLUSIÓN Y DISCUSIÓN

Los datos y las evidencias de las áreas amenazadas indican que las proyecciones de los distintos niveles de ascenso del nivel del mar tienen repercusiones en este momento y, por tanto, no deben verse como una clase de fenómenos previstos para un

Niveles de inundación (msnm)	Área (km^2)	%
1	585.00	96.8
2	19.36	3.2
Total	604.36	100.00

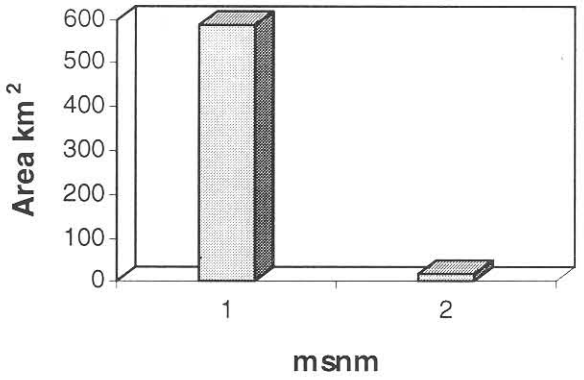

Figura 14. Estimación del área de inundación para los niveles de 1 y 2 m en las bahías de Sian Ka´an y Chetumal.

futuro a corto plazo. Estos cambios y efectos presentes son los más preocupantes, puesto que se registra una rápida pérdida de tierras bajas costeras, debido a la erosión acelerada de las costas sujetas a retroceso.

Las zonas sujetas a inundación con la sobreelevación del nivel del mar por mareas de tormenta, indican que la penetración de la cuña marina se lleva a cabo con una distribución no uniforme, y de manera muy irregular, a lo largo de amplios tramos de la costa. En las zonas de mayor vulnerabilidad a la influencia marina se llega a sentir a 40 y hasta 50 km tierra adentro, por ejemplo, en el caso del río Mezcalapa-Usumacinta y los humedales de Centla, Tabasco.

Las posibilidades de análisis que surgen de estos planteamientos son prácticamente infinitas si son contempladas con un enfoque holístico o geográfico, pues revelan la inseparabilidad existente entre los fenómenos y su espacio de acción. La finalidad es la de llegar a conocer las relaciones del ascenso del nivel del mar con la diferente organización de los componentes del espacio costero, con el objeto de llegar a estar en una posición de afrontar esta problemática y mitigar los efectos de hoy día y los del futuro.

Desde el punto de vista técnico, se considera que los modelos de terreno son una herramienta de utilidad para extrapolar y modelar, en zonas donde no existen mapas con curvas de nivel a equidistancias tan cortas y con diferencias de altura escasa, como es el caso de las planicies costeras, y con ello poder configurar las formas del terreno para visualizar las áreas de probable impacto.

NOTA

1 El fenómeno de subsidencia en cuencas geológicas marginales "deltas" tiene un comportamiento análogo a los efectos del ascenso del nivel del mar; sin embargo, la velocidad de hundimiento no es constante y regular para toda la cuenca, debido al diferente espesor de la columna de sedimentos en el arreglo de distribución de los sedimentos acumulados. El hundimiento diferencial se refleja en la expresión superficial de las tierras bajas y en las características de distribución que adquiere la zona comprendida entre la planicie de intermareas (infralitoral) y la zona perimareal (supralitoral), es decir, la franja comprendida por la ruptura de pendiente de la playa que se toma como el límite del nivel medio de las pleamares y los dos metros que representan a la zona potencial de afectación.

REFERENCIAS

Barrera, A. (1982), "Los petenes del noroeste de Yucatán. Su exploración ecológica en perspectiva", *Biótica*, vol. 7, núm. 2, pp. 163-169.

CIFSA (1967), *Estudio regional de la laguna Madre de Tamaulipas*. Estudio preliminar para la rehabilitación de la laguna Madre de Tamaulipas, México.

Chávez, L. (1988), *Ecología y conservación del delta de los ríos Usumacinta-Grijalva*, INIREB, División Regional-Tabasco y Gobierno del Estado de Tabasco.

Hernández, L. y P. Ortiz (1995), "Evidencias geomorfológicas de subsidencia en el sistema deltaico del río Grande, Tamaulipas, México, utilizando percepción remota", *VII Simposio Latinoamericano de Percepción Remota, Memorias,* SELPER, México, pp. 243-246.

ITESM-Guaymas, CECARENA (1993), *Taller para el manejo de humedales costeros en el noroeste de México, Memorias*, 7-11 de diciembre, p. 8.

Lozano, R. (1955), "Bosquejo geológico de la provincia del Papaloapan, estado de Veracruz, México", *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, vol. 7, núm. 1-2.

Maul, G. A. (1993), *Climatic Change in the Intra-Americas Sea*, UNEP, Gran Bretaña.

Olmsted, I. y R. Durán (1986), "Aspectos ecológicos de la selva baja inundable de la reserva Sian Ka´an, Quintana Roo, México", *Biótica*, vol. 11, núm. 3, pp. 151-179.

Ortiz P., M. A. (1988), "Evidencias de cambios geomorfológicos del sistema litoral mediante el análisis de imágenes aéreas", *Memorias, Ecología y conservación del delta de los ríos Usumacinta y Grijalva*, Instituto Nacional de Investigaciones sobre Recursos Bióticos, División Regional Tabasco, Gobierno del Estado de Tabasco, pp. 43-54.

Ortiz P., M. A. y R. Espinosa (1991), "Una clasificación geomorfológica de las costas de México", *Geografía y Desarrollo*, vol. 2, núm. 6, pp. 2-9.

Ortiz P., M. A. (1992), "Retroceso reciente de la línea de costa del frente deltaico del río San Pedro, Campeche-Tabasco", *Investigaciones Geográficas*, Boletín, núm. 25, Instituto de Geografía, UNAM, México, pp. 7-23.

Ortiz P., 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 P., M. A. y A. P. Méndez (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 P., M. A. y J. Benítez (1996), "Elementos teóricos para el entendimiento de los problemas de impacto ambiental en planicies deltaicas: la región de Tabasco y Campeche", en Botello, A. V., J. L. Rojas-Galaviz, J. Benítez y D. Zárate-Lomelí (eds.), *Golfo de México, contaminación e impacto ambiental: diagnóstico y tendencias*, EPOMEX, Serie Científica 5, Universidad Autónoma de Campeche, pp. 483-503.

Rona, P. (1974), "Subsidence of Atlantic continental margins", *Tectonophysics*, vol. 22, pp. 283-299.

SEDUE (1987), *Plan de manejo de la reserva de la biosfera Sian Ka´an*, Secretaría de Desarrollo Urbano y Ecología, México.

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.

Velez, S. D. (1990), "Un modelo transcurrente en la evolución tectónico-sedimentaria de México", *Bol. Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, vol. XL, núm. 2, pp. 1-35.

Viniegra, O. (1992), *Geología histórica de México*, Facultad de Ingeniería, UNAM, México.

Wayne, L., M. Byrnes, L. Bristsch, S. Penland, P. Wilkey, T. Williams y J. Williams (1993), "A method for classifying land loss by geomorphology and process", in *Coastlines of the Gulf of Mexico*, American Society of Civil Engineers, Nueva York, pp. 85-95.

Yañez, A. y C. Schlaepfer (1968), "Composición y distribución de sedimentos recientes de la laguna Madre, Tamaulipas, México", *Boletín*, Instituto de Geología, UNAM, vol. 84, pp. 5-44.

Zavala, C. (1988), *Regionalización natural de la zona petrolera de Tabasco: casos de estudios*, INIREB, División Tabasco y Gobierno del Estado de Tabasco.