

ZONAS COSTERAS Y RECURSOS MARINOS

5.1. NIVEL MEDIO DEL MAR Y ZONAS COSTERAS

El nivel medio del mar (n.m.m.) ha variado ampliamente durante miles y millones de años. Desde el último máximo glacial, hace aproximadamente 20 000 años, el n.m.m. ha aumentado más de 120 m; el aumento más rápido ocurrió de 15 000 a 60 000 años atrás, con un ritmo medio de unos 10 mm/año y, según datos geológicos, aumentó a razón de 0,5 mm/año en los últimos 6 000 años y de 0,1 a 0,2 mm/año en los últimos 3 000 años. Se ha demostrado que el Clima de la Tierra se ha comportado relativamente más estable durante los últimos 10 000 años que durante los 10 000 años que los precedieron y comparado con el siglo XX (GCRP-USA, 2006).

En el presente, el aumento del n.m.m. es consistente con el calentamiento global; con una tasa promedio de 1,8 [1,3 a 2,3] mm por año desde 1961 hasta 2003 y de 3,1 [2,4 a 3,8] mm desde 1993 hasta 2003 (figura 5.1). La tasa acelerada de este último período refleja la influencia de variaciones decadales o un aumento de la tendencia a largo plazo, lo cual aun no ha sido esclarecido. A partir de 1993, la expansión térmica de los océanos ha representado alrededor del 57% del total de las contribuciones al aumento del n.m.m., la influencia de los glaciares y de las capas de hielo se ha estimado en un 28% y las pérdidas de los hielos en los casquetes polares es responsable del resto. Estas estimaciones son consistentes con el aumento del n.m.m. observado. Existe alta confianza en que el ritmo del aumento del nivel del mar observado se haya incrementado del siglo IX al XX. El aumento total estimado para el siglo XX es 0,17 [0,12 a 0,22] m. Las mencionadas tasas de ascenso son solo un décimo de la ocurrida como promedio en el siglo XX (IPCC, 2007). Las proyecciones del n.m.m. aseguran que, comparado con el período 1980-1999, éste

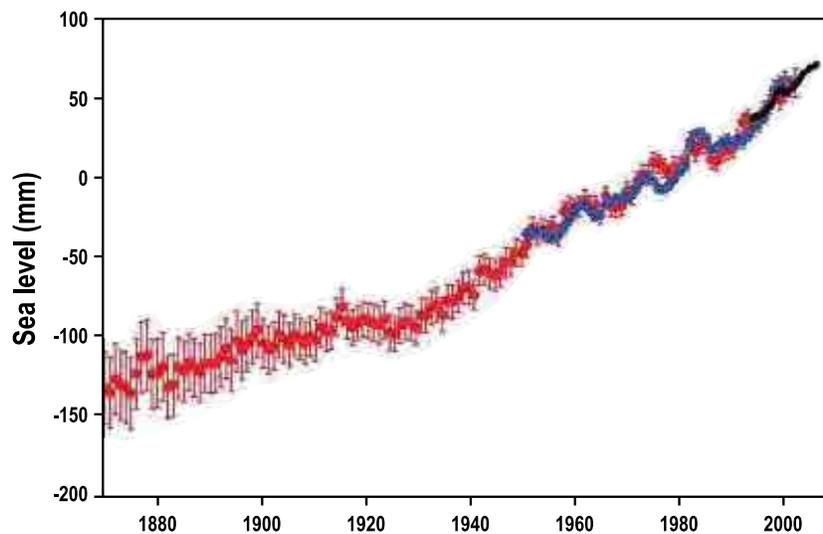


Figura 5.1. Entre 1961 y el 2003, la tasa de ascenso del Nivel Medio del Mar fue de $1,8 \pm 0,5$ mm por año y durante el siglo XX fue de $1,7 \pm 0,5$ mm por año

aumentará para en la etapa 1990-2099 de 0,18 a 0,59 m. Según estimados más recientes debe aumentar de 22 a 85 cm para el 2100 (Salas *et al.*, 2006).

El nivel del mar continuará aumentando en el siglo XXI debido a la dilatación térmica y a la pérdida del hielo terrestre (figura 5.2). El aumento del nivel del mar no fue geográficamente uniforme en el pasado y no lo será en el futuro. El calentamiento proyectado debido a la emisión de gases de efecto invernadero durante el siglo XXI continuará contribuyendo al aumento del nivel del mar durante muchos siglos. El aumento debido a la dilatación térmica y a la pérdida de masa del manto de hielo continuará durante cientos de años, aun cuando el forzamiento radiativo se estabilice. Incluso si las concentraciones de agentes de forzamiento radiativo se estabilizan, se prevé un calentamiento y cambios climáticos, debido mayormente a retrasos de tiempo asociados con los procesos oceánicos (IPCC, 2007).

Sobre el ascenso del n.m.m. a escala regional y local inciden otros factores, como los movimientos isostáticos y tectónicos que dan lugar a movimientos verticales de la corteza

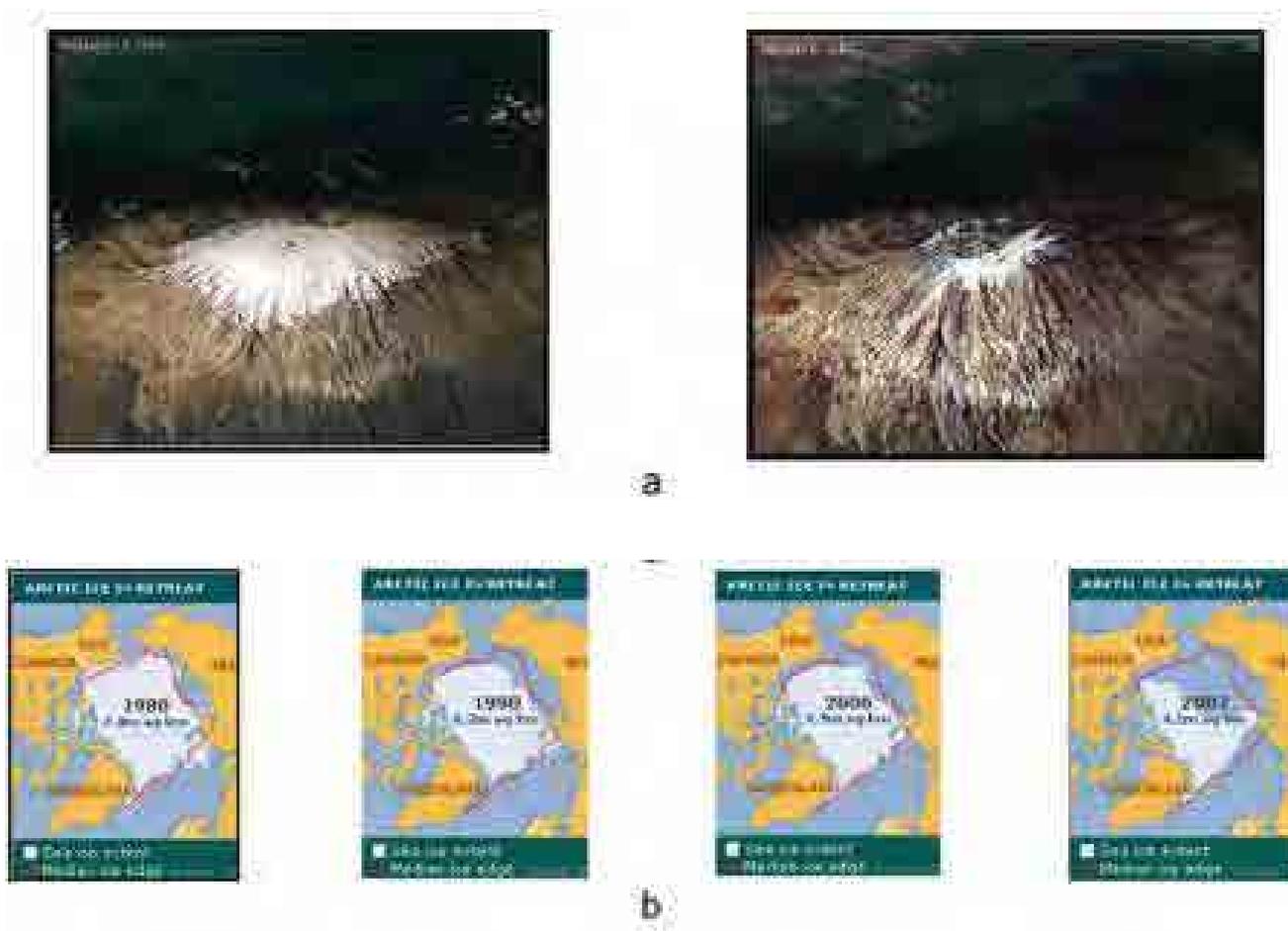


Figura 5.2. Retroceso de los glaciares en las montañas del trópico. Monte Kilimanjaro (a), África, y de la capa de hielo en el Océano Glacial Ártico (b)

terrestre. Estos movimientos pueden ser de diferente signo y velocidad. Por esta razón, el margen de variación del n.m.m. a escala regional y local es muy amplio en comparación con su aumento a escala mundial. Por otra parte, los cambios de las corrientes oceánicas influyen sobre la variabilidad intermensual e interanual del nivel del mar, modulando la tendencia del n.m.m., lo cual es más evidente en los estrechos oceánicos, como los que se encuentran alrededor de Cuba (Estrechos de Yucatán, La Florida, Paso de los Vientos).

La zona costera constituye una de las regiones de mayor importancia desde los puntos de vista natural y socio-económico y por ello es un área muy sensible a la sinergia entre el cambio climático y la actividad socio-económica. A escala global y desde el punto de vista natural, la zona costera, que comprende las llanuras costeras y las aguas someras de las plataformas, ocupa solo un 18% de la superficie terrestre. Sin embargo, sus ecosistemas son responsables de la cuarta parte de la producción primaria global. Como promedio, los bosques de mangle son 20 veces más productivos que el océano abierto. Los estuarios, los humedales y los arrecifes son de 5 a 15 veces más productivos y los mares de plataforma y las zonas de surgencia de dos a cinco veces más productivas que el océano abierto. Provee el 90% de la captura de especies comerciales de peces. Por otra parte, en esta zona se desarrollan algunos de los núcleos poblacionales de mayor densidad, con altas tasas de crecimiento, intensa actividad turística, industrial, marítima y portuaria; y recibe grandes aportes de contaminantes.

La zona costera como interfase tierra-mar de plataforma-océano, es física y ecológicamente muy dinámica. Hoy se reconoce la posibilidad del impacto del cambio climático sobre la zona costera: *“Los sistemas costeros son económica y ecológicamente importantes y se espera que su respuesta a los cambios del clima y del nivel del mar varíe ampliamente. Algunos ecosistemas costeros son particularmente vulnerables; como marismas de agua salada, ecosistemas de manglares, zonas húmedas costeras, playas de arena, arrecifes de coral, atolones de coral y deltas de ríos. Los cambios en esos ecosistemas tendrían importantes efectos negativos para el turismo, el abastecimiento de agua dulce, las pesquerías y la biodiversidad”*.

5.2. LA ZONA COSTERA CUBANA

5.2.1. ÁREA DE ESTUDIO

La zona costera cubana incluye las áreas emergidas y sumergidas de la plataforma insular hasta su límite oceánico exterior, localizado en los 200 m de profundidad (figura 5.3), y tiene una longitud total de 5 746 km, con 3 209 km de costa norte y 2 537 km de costa sur; mientras que la Isla de la Juventud posee 229 km (Furrazola y Núñez, eds., 1997). Cuba representa el 0,08% de las tierras emergidas del planeta, ocupando el decimoquinto lugar entre las mayores islas del mundo.

De acuerdo a los propósitos y objetivos del proyecto núcleo LOICZ (Land - Ocean Interaction in the Coastal Zone), en IGBP (1993) se considera que la zona costera *“... se extiende desde la llanura costera hasta el borde oceánico de la plataforma, coincidiendo aproximadamente con la región inundada y expuesta a las fluctuaciones del nivel del mar del período cuaternario tardío...”*. Dentro de la zona costera existe una amplia variedad de ecosistemas: humedales, estuarios, lagunas costeras, arrecifes de coral, seibadales y otros.

En la zona costera cubana existen cuatro tipos de costas: terraza baja de diente de perro, manglares, playas y costas acantiladas y su frontera exterior se encuentra



Figura 5.3. Características físico-geográficas de la zona de estudio

definida por el abrupto declive del talud insular (Toledo *et al.*, 2005). Hay cuatro zonas de plataforma, separadas por sectores costeros en los que el talud se encuentra próximo al litoral:

- Plataforma noroccidental: se extiende 240 km desde el Cabo de San Antonio hasta Bahía Honda; su amplitud varía entre dos y 50 km de oeste a este, con una sinuosa línea de costa y una profundidad que oscila entre dos y seis metros, a excepción de algunas zonas, como la región central del Golfo de Guanahacabibes, donde alcanza 26 m (Blázquez, 1981). El Archipiélago de los Colorados limita parcialmente su comunicación con las aguas oceánicas adyacentes.
- Plataforma nororiental: posee 18 311 km² y se extiende 465 km entre la Península de Hicacos y la margen oeste de la Bahía de Nuevitás. La profundidad de sus lagunas costeras varía entre tres y cinco metros y se encuentran parcialmente resguardadas por los cayos que integran el Archipiélago Sabana-Camagüey o Jardines del Rey (Alcolado *et al.*, 2007).
- Plataforma suroriental: se extiende a lo largo de 465 km desde Casilda hasta Cabo Cruz y posee un área de 18 311 km² y una profundidad media de 15 m. Se encuentra dividida en los Golfos de Ana María y Guacanayabo por una franja de aguas menos profundas, con numerosos cayos y bajos fondos (Lluis-Riera, 1977); su comunicación con el océano se encuentra parcialmente limitada por el Archipiélago de los Jardines de la Reina y bajos como el Médano de la Vela.
- Plataforma suroccidental: posee un área de 20 850 km² y una profundidad media de seis metros. Su topografía se distingue por numerosos grupos y cadenas de

cayos (Lluis-Riera, 1972), entre los cuales se destaca el Archipiélago de los de los Canarreos.

Los sectores costeros, con el talud insular próximo al litoral de la isla de Cuba, se extienden desde Bahía Honda hasta la Bahía de Matanzas; desde la Bahía de Nuevititas hasta Cabo Cruz, al este del archipiélago y desde Casilda hasta el Golfo de Cazones, frente a la Fosa de Jagua. No deben considerarse como plataformas las terrazas marinas estrechas que existen en algunos sectores de la zona costera sin plataforma (Ionin *et al.*, 1977).

5.2.2. HIDROLOGÍA

El régimen hidrológico de la plataforma insular cubana está sometido a grandes variaciones diarias, estacionales y espaciales (Lluis-Riera, 1983b; Claro *et al.*, 1994; Cerdeira, 2003 y Hernández M., 2006). Entre los factores físico-geográficos y climáticos que inciden en estas variaciones se destacan: el régimen de escurrimiento fluvial hacia la costa, el aislamiento de las aguas de la plataforma de las aguas oceánicas, y la escasa profundidad de la plataforma y la presencia en ella de cayos e islotes. Lo anterior provoca una elevada variabilidad en el régimen de la plataforma; porque, por ejemplo, parámetros como la temperatura del agua, reaccionan de forma más rápida a los cambios del estado del tiempo (Smirnov, 1987). Por otra parte, la intervención del hombre, principalmente por la reducción del aporte fluvial debido al represamiento, ha provocado el incremento de la salinidad y la disminución de la llegada de nutrientes a los ecosistemas costeros (Lluis-Riera, 1972).

5.2.3. CORRIENTES MARINAS Y MAREA

El campo de las corrientes marinas en la plataforma se encuentra gobernado principalmente por el viento y la marea, en virtud de la poca profundidad de estas zonas, lo que ocurre con una predominante lenta deriva general de las aguas hacia el oeste, excepto en las pasas y canales de las cayerías donde el flujo es más rápido (Emilsson y Tápanes, 1971; Blázquez y Romeu, 1982; Blázquez *et al.*, 1988; Hernández M. *et al.*, 2006). La persistencia del movimiento de las aguas hacia el oeste posee una singular importancia para el ordenamiento de la vida marina en la plataforma insular (Blázquez *et al.*, 1988).

En aguas cubanas predomina la marea mixta diurna y semidiurna. La mixta diurna aparece entre La Fe y Cabañas y la mixta semidiurna en el resto del archipiélago; con excepción de la Bahía de Cienfuegos, las cercanías de la Bahía de Manzanillo y un amplio sector costero del norte de Cuba hasta la Bahía de Nipe, donde es semidiurna. En general, la amplitud de la marea en el norte del archipiélago es como promedio mayor que en el sur (Rodríguez y Rodríguez, 1983). La amplitud media varía entre menos de 25 cm en la plataforma sur-occidental hasta 65 cm en la plataforma nor-oriental. Las componentes de largo período solar anual (S_a) y solar semianual (S_{sa}) determinan la variabilidad estacional, ya que alcanzan valores comparables a los de la onda lunar principal semidiurna M_2 (ACC, 1989). Hacia el interior del Golfo de Batabanó se deforma la onda de marea, por lo que prevalece la influencia de los factores meteorológicos sobre las variaciones del nivel del mar. Aquí existe una mayor variabilidad de la componente aperiódica del nivel del mar de origen meteorológico en el interior del Golfo (Hernández M., 2010). La amplitud de la marea en la costa norte es como promedio mayor que en el sur y tiende a reducirse en

áreas de limitado intercambio como las lagunas interiores del archipiélago Sabana-Camagüey. Las corrientes de marea son más fuertes en los canales y pasos entre los cayos.

5.2.4. LOS SEDIMENTOS

En la plataforma insular cubana prevalecen tres formas de sedimentación: quimiogénica de carbonato de calcio del agua de mar, producción biológica de los organismos marinos reductores de carbonatos y aporte de material terrígeno. Es común encontrar esqueletos de organismos marinos entre los sedimentos y regiones con un porcentaje alto de sedimentos de origen biogénico (Guerra *et al.*, 2005).

5.3. VARIABILIDAD Y TENDENCIA A LARGO PLAZO DEL NIVEL DEL MAR

5.3.1. VARIABILIDAD DIURNA

La variabilidad diurna del nivel del mar en la zona costera se debe principalmente a la marea, la cual se origina fundamentalmente por la interacción astronómica del Sistema Tierra-Luna-Sol. Las oscilaciones de la marea representan la mayor parte de la energía del espectro de las variaciones del nivel del mar (Guerman y Levikov, 1988). La marea en la costa ocurre como resultado de la propagación de las ondas de marea desde el océano y su intensidad (frecuencia y amplitud), depende también de las condiciones de frontera del medio por el cual se propagan (configuración de la línea de costa y relieve submarino). Las características de la marea mantienen gran estabilidad espacio-temporal a largo plazo.

Se han encontrado evidencias de cambios de la amplitud de la marea en aguas someras, producto del cambio de la profundidad, debido presumiblemente al aumento del nivel medio del mar en otras regiones del mundo. Sin embargo, aun no existen señales de que algunas de las componentes parciales de la marea hayan cambiado como consecuencia del ascenso del nivel medio del mar en Cuba (Hernández M. y Díaz, 1999).

En la medida en que ascienda el nivel medio del mar debe esperarse una mayor influencia de la marea (figura 5.4). Durante este proceso ascenderá también el plano medio de referencia para las oscilaciones de la marea, por lo que ésta, con el de cursar del tiempo, penetrará más tierra adentro, en dependencia de la pendiente y altura del terreno. Los obstáculos interpuestos por la actividad humana, no son a la larga una barrera infranqueable para la marea, sobretudo porque forman parte de los agentes erosivos marinos. Con el incremento gradual de la penetración de la marea, se extenderán los humedales costeros, en los cuales, con el aumento de la profundidad, aumentará la influencia del oleaje y de las corrientes marinas. También las corrientes marinas ejercerán mayor influencia sobre el fondo, ya que se extenderá la acción de las corrientes de marea y de las corrientes que se originan y actúan como un elemento de compensación dinámica en las zonas costeras, como las "*break currents*". Todo esto dará lugar a una mayor erosión y exportación de sedimentos lejos del litoral y a la deposición de sedimentos en lugares hasta ahora no habituales.



Figura 5.4. La marea en las costas de Cuba (tomado y adaptado de Rodríguez y Rodríguez, 1983)

5.3.2. VARIABILIDAD SINÓPTICA

Las variaciones de la componente aperiódica del nivel del mar de origen meteorológico (CA-NM) en la escala sinóptica de frecuencias poseen, en el dominio del tiempo, períodos característicos de algunas horas hasta 15 días (Efimov, 1985; Guerman y Levikov, 1988; IOC, 1990; Pugh, 1996). Las mismas responden a la variabilidad espacio-temporal de los campos de la presión atmosférica y del viento, y en las zonas costeras dependen de las características del relieve del fondo marino y de la configuración de la línea de costa. En localidades interiores de las zonas amplias de la plataforma insular y en Siboney ocurrió la mayor intensidad mensual promedio de la CA-NM (figura 5.5, a).

En la costa norte del Golfo de Batabanó (sur de las provincias de Artemisa y Mayabeque) las variaciones de la CA-NM son más intensas y se observa un aumento de la intensidad mensual de la CA-NM desde inicios de los '80 (figura 5.5, a), que alcanza los valores más altos durante el primer y cuarto trimestre del ciclo anual (figura 5.5, b).

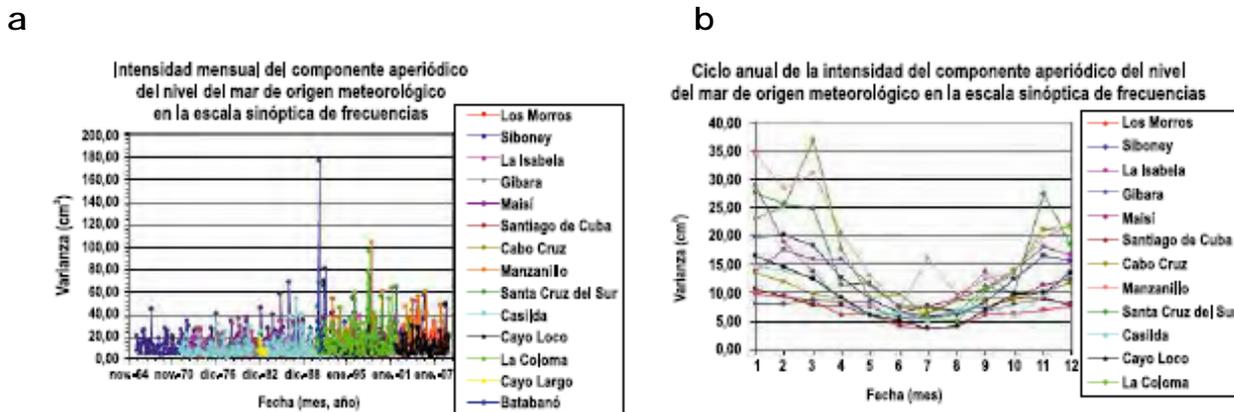


Figura 5.5. Intensidad de la CA-NM. Intensidad mensual (a) y ciclo anual de la intensidad (b). Tomado de Hernández M., 2012

La intensidad promedio de la CA-NM para el semestre diciembre-mayo aumentó entre inicios de los años 80 y finales de los '90, con fuertes fluctuaciones interanuales, sobre todo en localidades interiores de la plataforma insular y en Siboney, al igual que los valores extremos. Los máximos y mínimos extremos fluctuaron entre 35-40 y 25-30 cm respectivamente. Para el semestre junio - noviembre la intensidad promedio de la CA-NM aumentó ligeramente desde mediados de los 90 hasta el 2005, con variaciones más fuertes de un año a otro entre 1998 y el 2005 en Manzanillo, Siboney, La Isabela, Cabo Cruz, Santa Cruz del Sur y La Coloma. La intensidad anual de la CA-NM resultó mayor durante el semestre diciembre-mayo que entre junio y noviembre (temporada ciclónica) en las regiones occidental y central de Cuba.

Las principales características de la Función Espectral (FE) del Nivel del Mar Observado (NMO) correspondieron, por sus resultados, con los del análisis armónico para las componentes parciales de la marea. Se identificó la presencia de ruido aleatorio relacionado con la influencia meteorológica. Los principales máximos espectrales (ME) de la CA-NM en las costas norte y sur se ubicaron entre 0,22 y 0,24 cpd (4,5 días) y entre 0,38 y 0,78 cpd ($T=2,9-1,3$ días) (figura 5.6). Predominaron los ME de 0,22 cpd, lo cual indica un predominio de variaciones de la CA-NM con períodos de 4,5 días.

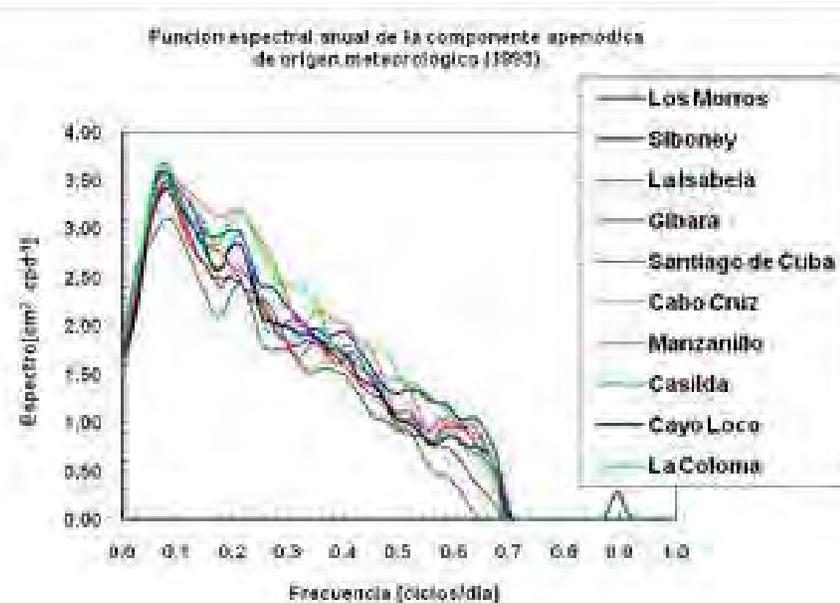


Figura 5.6. Estructura espectral de las variaciones de la CA-NM en diferentes localidades de las costas norte y sur del archipiélago cubano. Tomado de Hernández M., 2012

La energía espectral de la CA-NM resultó más intensa en 1991 en Batabanó que en La Coloma, con señales espectrales definidas entre 0,17 y 0,87 cpd, en correspondencia con la naturaleza predominantemente aperiódica de las variaciones del nivel del mar en esa localidad. Se destacó un pequeño pero definido ME de alta frecuencia en 0,90-0,95 cpd (1,1-1,0 días) en las localidades de la costa norte cercanas a las aguas oceánicas profundas, como Siboney. Las variaciones de la CA-NM para el intervalo de bajas frecuencias (0,07- 0,50) resultaron como promedio más intensas en el interior de las zonas amplias de la plataforma que en las localidades abiertas a las aguas oceánicas; y para el intervalo de altas frecuencias (0,50-1,00 cpd) resultaron más intensas en las localidades más cercanas a las aguas oceánicas. Para los semestres diciembre-mayo y junio-noviembre se observó una disminución de

la energía espectral desde los 0,07 cpd hasta los 0,40 cpd (2,5 días), con sus principales señales espectrales en los 0,12 cpd (8,3 días), 0,22 cpd (4,5 días) y 0,30 cpd (0,3 días). Entre los 0,40 cpd y 1,00 cpd, la estructura espectral de las variaciones de la CA-NM disminuyó suavemente desde los 0,40 cpd hasta el ME de alta frecuencia, resultando esta estructura más común en la costa sur, o se observó una estructura espectral irregular con máximos espectrales más estables para 0,4-0,5 cpd (2,5-2,0 días) y el ME de alta frecuencia. Para el semestre junio-noviembre, las variaciones de la CA-NM de menor período alcanzaron como promedio más energía que las de mayor período; mientras que para el semestre diciembre-mayo ocurrió lo contrario en todas las localidades analizadas (figura 5,7). En la plataforma suroccidental las variaciones de la CA-NM resultaron más intensas entre diciembre y mayo (figura 5.7 a). Predominaron pequeñas diferencias de fase entre las variaciones de la CA-NM de las costas norte y sur, con altos valores de coherencia para 0,20-0,70 cpd (4,8-1,4 días) entre localidades cercanas y distantes entre sí (figura 5.8 a y b).

a



b



Figura 5.7. Estructura espectral promedio de la CA-NM para dos semestres opuestos del ciclo anual en el sector noroccidental (a) y suroriental (b). Tomado de Hernández M., 2012

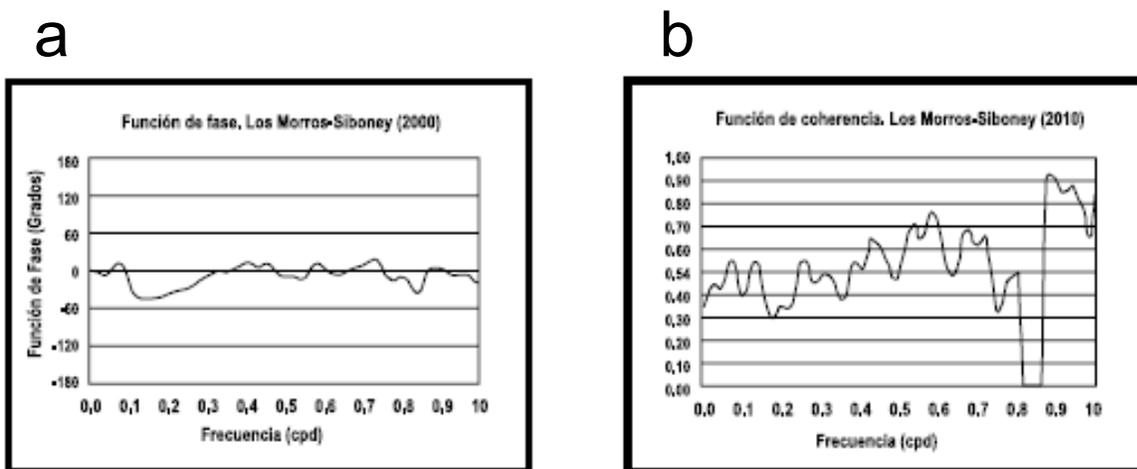


Figura 5.8. Función de coherencia entre diferentes localidades. Tomado de Hernández M., 2012

La Función Espectral (FE) anual de las variaciones aperiódicas de la presión atmosférica a nivel del mar (CA-PA), y de las variaciones aperiódicas del componente meridional y zonal del viento (CA-Wy y CA-Wx) de Casablanca, exhibieron ME para 18,0-0,23 cpd y para 0,30-0,70 cpd durante el período analizado (figura 5.9). La FE promedio de CA-Wy se caracterizó por una mayor energía que las de CA-PA y CA-Wx.

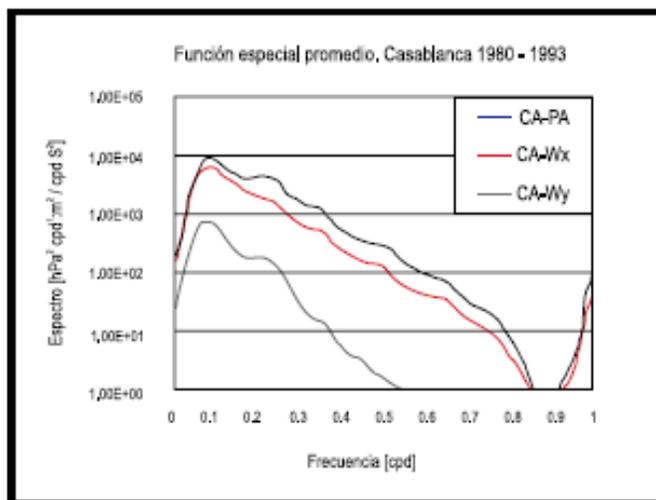


Figura 5.9. Función espectral anual y promedio de las variaciones aperiódicas de la presión atmosférica y de las componentes meridional y zonal del viento. Tomado de Hernández M., 2012

Las variaciones aperiódicas de la presión atmosférica a nivel del mar a escala local, las variaciones aperiódicas de la componente efectiva de la dirección del viento y el gradiente de presión en la región oceánica adyacente constituyen las variables de mayor influencia sobre las variaciones aperiódicas del nivel del mar en Siboney, principalmente en el intervalo de bajas frecuencias 0,07-0,40, con elevada correspondencia de sus principales máximos espectrales y de coherencia (figura 5.10).

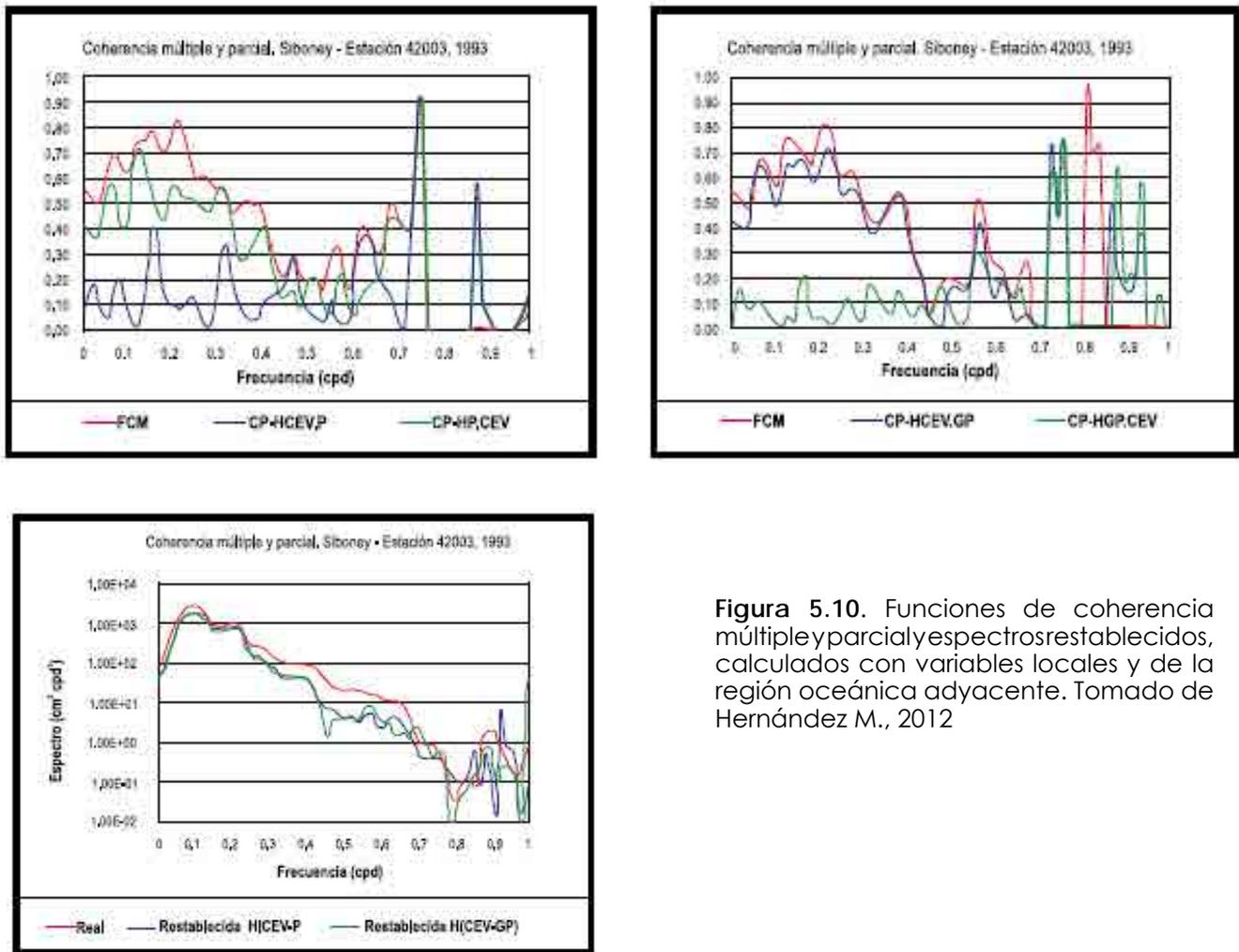


Figura 5.10. Funciones de coherencia múltiple y parcial y espectros restablecidos, calculados con variables locales y de la región oceánica adyacente. Tomado de Hernández M., 2012

Se analizaron los casos de huracanes con diferentes trayectorias y comportamiento con relación a Cuba y sistemas frontales (Hernández M., 2012) para lo cual, las variaciones de la CA-NM se clasificaron por su amplitud como leves (hasta ± 10 cm), moderadas (entre ± 10 cm y ± 20 cm) y fuertes (más de ± 20 cm).

Huracán Juan (26/10-1/11 de 1985): en Siboney se registraron dos máximos de la CA-NM de 17,0 y 15,0 cm (figura 5.11 a), y máximos en La Isabela y Gibara debido al traslado hacia el este de las variaciones aperiódicas (figura 5.11 b). Se registró en Siboney un máximo de 144,0 cm de 91,0 cm sobre el cero del puesto (SCP) el 29 de octubre a las 21:00 horas, y un valor de la CA-NM de 16,0 cm con influencia de efectos no lineales.

Huracán Kate (15-23/11 de 1985): la CA-NM alcanzó en La Isabela 22,0 cm, 12 horas antes que el máximo de Siboney, bajo la acción del sector izquierdo del huracán y luego disminuyó hasta $-13,0$ cm debido a la influencia del sector derecho, con valores moderados en Casilda (figura 5.11 c). El valor máximo de 25,0 cm de la CA-NM en Siboney ocurrió tres horas antes que el máximo del NMO (figura 5.11 d). Salió al mar por el este de La Habana y se intensificó (Case, 1986), dando lugar a un nuevo máximo de la CA-NM en Siboney.

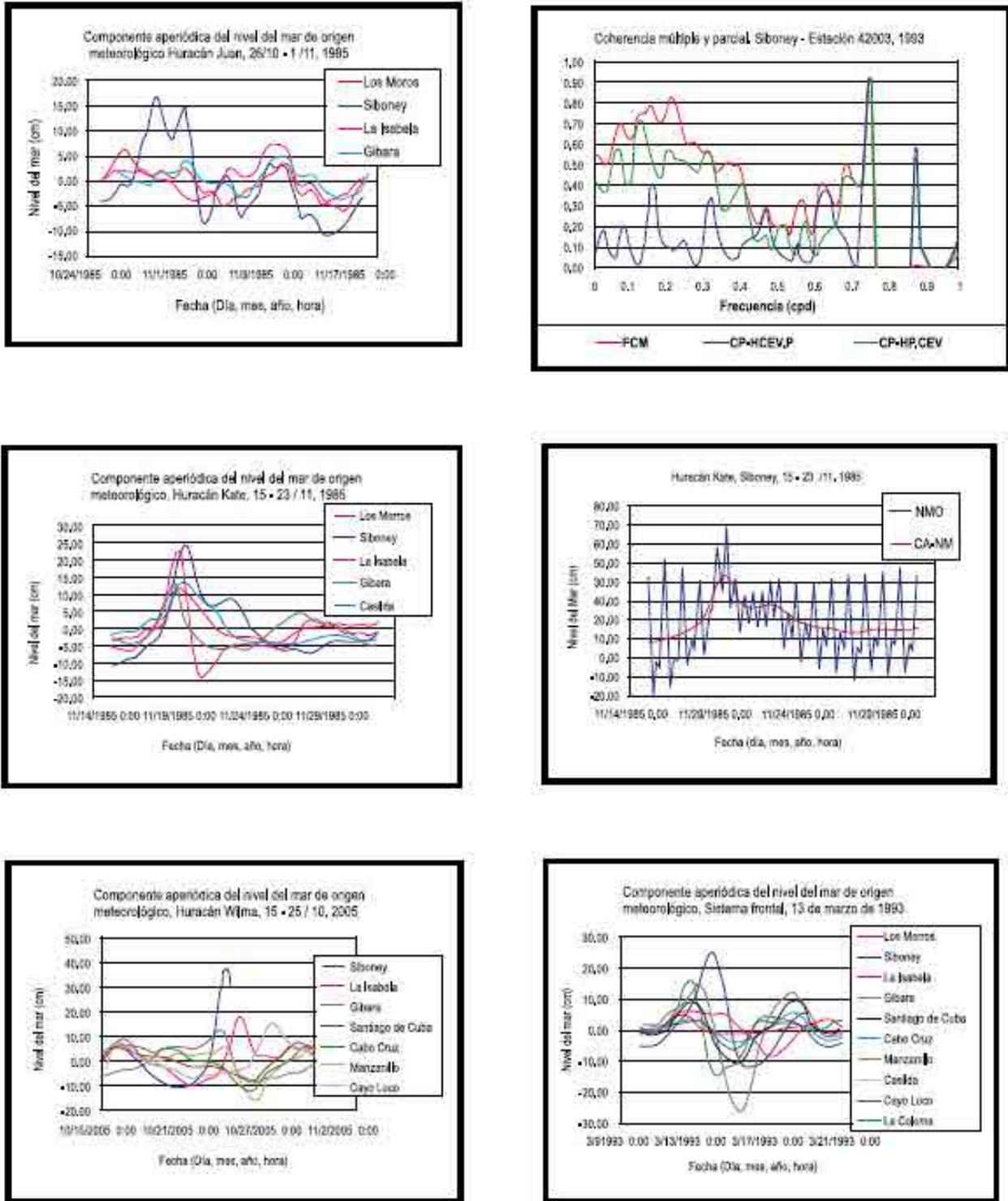


Figura 5.11. Variaciones del nivel del mar durante eventos meteorológicos. Tomado de Hernández M., 2012

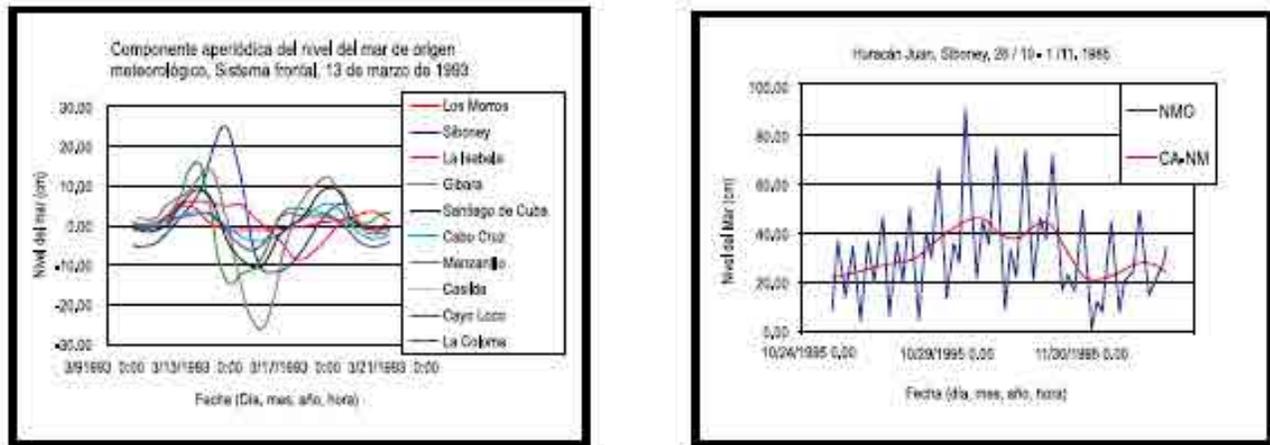


Figura 5.11. Variaciones del nivel del mar durante eventos meteorológicos. Tomado de Hernández M., 2012

Huracán Wilma (15-25/ 10 de 2005): los días 23 y 24, Wilma generó una onda de surgencia y alturas de olas significativas de 8,0 y 9,0 metros que provocaron una sobre-elevación del mar en la región occidental de Cuba (AMA, 2005). El mareógrafo Siboney trabajó efectivamente hasta las 14:00 horas del 24 de octubre. Se registró un máximo de la CA-NM de más de 38,0 cm (24/10/05:00-10:00) y una altura extrema del NMO de 112,0 cm (95,0 cm SCP), la cual se debió a la coincidencia del máximo de la CA-NM con la pleamar mayor y condiciones astronómicas favorables (AMA, 2005), y al máximo estacional de octubre, superando a la del huracán Juan (figuras 5.11 e y f).

Uno de los principales problemas es el relacionado con el incremento del nivel del mar y su asociación con un mayor impacto de la marea de tormenta. Las recientes décadas han sido testigos del incremento de los daños económicos y sociales debido al impacto de los ciclones tropicales. Las pérdidas de vida han ido en aumento de forma global; en parte, esta triste realidad es consecuencia del aumento de la vulnerabilidad, del incremento de la población, principalmente en zonas costeras (Pérez, 2008).

Sistema frontal de marzo de 1993: el viento giró de componente este a sur del 11 al 12 de marzo. La CA - Wy alcanzó - 44,0 km/h (-12,0 m/s) y la CA-NM 16,1 cm en La Coloma. El viento giró al suroeste y después al noroeste con un descenso de la CA-PA hasta su mínimo de 12,0 hPa en Casablanca el 13 por la noche, aumentando la CA-NM en Siboney y disminuyendo en La Coloma (figura 5.11, g). En la costa sur, la CA-NM se propagó hasta Manzanillo. El 13 de marzo en horas de la tarde el NMO alcanzó su valor máximo de 52,0 cm SCP durante la pleamar mayor, aunque el máximo de la CA-NM de 25,0 cm ocurrió durante la bajamar siguiente en horas de la noche (figura 5.11 h).

5.3.3. VARIABILIDAD ESTACIONAL.

La variabilidad estacional del nivel del mar (CAM) depende del intercambio de calor y humedad océano atmósfera y la variabilidad estacional del viento, la presión atmosférica y las corrientes marinas. En Cuba, el CAM muestra sus máximos

estacionales entre septiembre y octubre y los mínimos entre enero y marzo (figura 5.12). En general, los valores máximos, mínimos y medios históricos del nivel del mar poseen mayor amplitud en la costa sur que en la norte (tabla 5.1), pudiéndose observar que la máxima amplitud de la variabilidad estacional con respecto al valor medio histórico es de aproximadamente 16 cm, y la misma fluctúa entre valores aproximados a 8 y 24 cm.

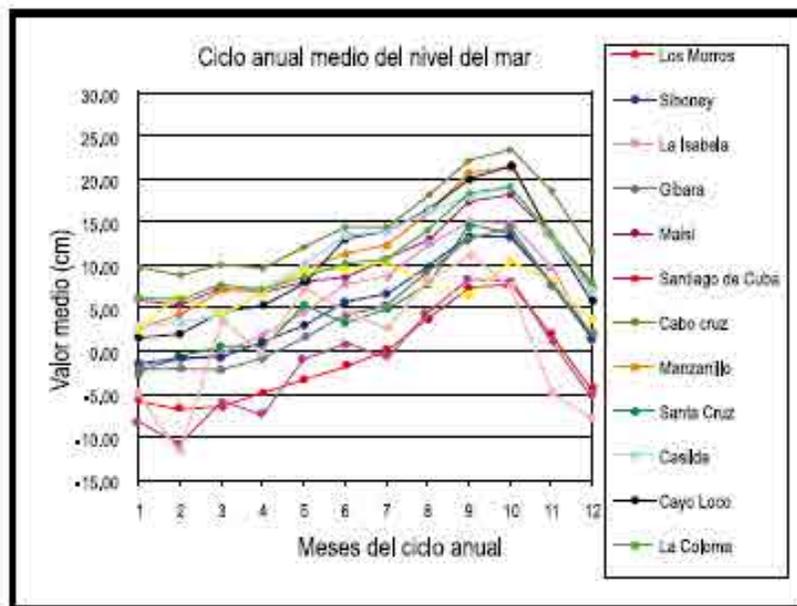


Figura 5.12. Ciclo anual medio del nivel del mar (CAM). Tomado Hernández M., 2012

Esta cifra representa un importante por ciento de los 27 cm de ascenso del n.m.m. para el 2050 (Salas *et al.*, 2006 y Macro-proyecto, 2010). También representa una cifra significativa con respecto al ascenso proyectado por el IPCC de 18 a 59 cm para finales del presente siglo (IPCC, 2007a). Por tanto, al nivel medio del mar relativo (n.m.m. relativo), que aumentaría gradualmente, habría que sumar desde 8 hasta 24 cm más. Por esta razón, las costas predominantemente bajas del sur del país deberán ser las más afectadas por la sola combinación de los procesos de ascenso del n.m.m. a largo plazo y la variabilidad estacional promedio del nivel del mar representado por su CAM, independientemente de los otros componentes de las variaciones del nivel del mar.

En Cuba, al igual que en otras regiones del planeta, la estacionalidad del nivel del mar muestra cambios de un año a otro. Estos cambios vienen dados por la ocurrencia de anomalías mensuales del nivel del mar, como las más conocidas del Pacífico (Enfield y Allen, 1980; Chelton y Enfield, 1986), que ocurren bajo la influencia de procesos climáticos como el ENOS (Voitiriz y Guy, 1999).

El ENOS genera un forzamiento atmosférico de baja frecuencia sobre las variaciones del nivel del mar en el Océano Pacífico, consistente en anomalías de sus valores medios mensuales (Chelton y Enfield, 1986), debido a la emisión de paquetes de ondas Kelvin que se trasladan de oeste a este, hasta las costas occidentales de Sudamérica (Laws, 1992). Los climatólogos reconocen en el ENOS, la causa de mayor variabilidad climática interanual en el planeta, por lo que se describe y se pronostican efectos

estacionales del ENOS, como la desviación positiva o negativa de la precipitación y la temperatura (Rubiera y Caymares, 1998). Por ejemplo, durante la estación de lluvia temprana (de mayo a julio) y en la fase La Niña, la temperatura superficial del mar es respectivamente más elevada y baja que lo normal. De nuevo, la variación en la temperatura de la superficie del mar es debido a los cambios en las circulaciones atmosféricas durante estos eventos (Chen *et al.*, 2008).

Se ha comprobado la influencia del ENOS sobre las variaciones del nivel medio mensual y anual en Cuba (Blázquez, 1989; Hernández M. y Díaz, 2001, a y b), la cual se manifiesta como anomalías mensuales y anuales positivas notables, e importantes alteraciones del ciclo estacional del nivel del mar; relacionándose las Anomalías de los Valores Medios Mensuales (AVMM) en aguas cubanas con las Anomalías de la Presión Atmosférica (APA) en presencia del ENOS. Se identificó la existencia de fuertes APA mensuales durante los períodos de ocurrencia de ENOS fuertes (figura 5.13 a y b) y también se determinó la ocurrencia de alteraciones del patrón estacional del nivel del mar (Hernández M., 2012), consistentes en desviaciones de la posición y amplitud de los máximos y mínimos estacionales de los VMM y de las AVMM. En algunas ocasiones el máximo estacional se trasladó a mayo o junio, resultando el VMM en estos meses igual o mayor que en septiembre u octubre, como ocurrió en La Isabela en 1998 y en Siboney en 1992 (figuras 5.14, a y b). Las anomalías de los valores medios mensuales positivas y negativas alcanzaron valores extremos de +28,80 cm y -20,09 cm respectivamente.

Tabla 5.1. Valores de los máximos, mínimos y medios estacionales del nivel del mar del ciclo anual medio de cada localidad estudiada referidos al cero geodésico (Hernández M. y Marzo, 2009)

ESTACIÓN	MÁXIMO (cm)	MÍNIMO (cm)	PROMEDIO (cm)
Los Morros	7,77	-6,64	-0,89
Siboney	13,46	-1,29	5,02
La Isabela	15,09	-1,93	6,12
Gibara	14,43	-2,10	4,28
Maisí	8,41	-10,69	-1,33
Santiago de Cuba	18,33	5,69	10,27
Cabo Cruz	23,53	8,97	14,51
Manzanillo	21,37	2,74	11,08
Santa Cruz del Sur	14,63	-2,46	4,78
Casilda	19,17	2,85	10,63
Cayo Loco	21,60	1,62	10,49
La Coloma	19,10	6,08	10,85
Cayo Largo (1983)	10,39	2,67	7,14
Batabanó (1991)	10,99	-11,67	1,36

También aumentó la intensidad medio mensual de las variaciones aperiódicas del nivel del mar (VM) en presencia del ENOS, principalmente durante los eventos ENOS fuertes de 1982-1983 y el de 1997-1998, sobre todo en sectores costeros del occidente y centro del país (figuras 5.15 a y b).

Lo anteriormente expuesto se debe a que en presencia del evento ENOS se produce una anomalía positiva del número de frentes fríos y un desplazamiento más al sur (por

debajo de los 30° N) de las trayectorias de las bajas extratropicales (González, 1999 y 2000; Rubiera y Caymares, 1998), con manifestaciones más intensas del viento y de las marejadas. En este sentido, Rubiera y Caymares (1998) describieron los tres patrones sinópticos más importantes durante los eventos ENOS: (a) frente frío fuerte seguido de intenso anticiclón continental migratorio y onda polar (que no es privativo solo de los años ENOS); (b) baja extratropical intensa que se desarrolla en el Golfo de México con uno o varios centros de circulación, y (c) bajas “Golfianas” que se desarrollan en el Golfo de Campeche o sobre el Golfo de Honduras. En el caso de las bajas, la primera tiende a formarse en el noroeste del Golfo de México o desarrollarse en el sudeste del Estado norteamericano de Texas, con trayectorias hacia el este-nordeste, para después inclinar su rumbo hacia el noreste; la segunda se mueve al este-nordeste y después al noreste, cruzando sobre el occidente y centro de Cuba o sobre el extremo sudeste del Golfo de México.

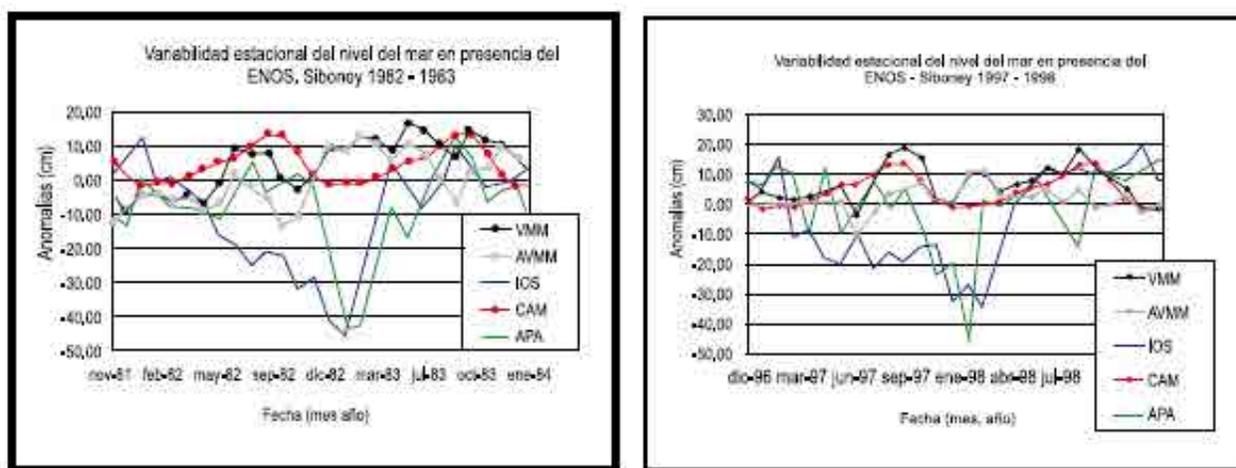


Figura 5.13. Variabilidad estacional del nivel del mar en presencia del ENOS 1982-1983 (a) y 1997-1998 (b). Tomado de Hernández M., 2012

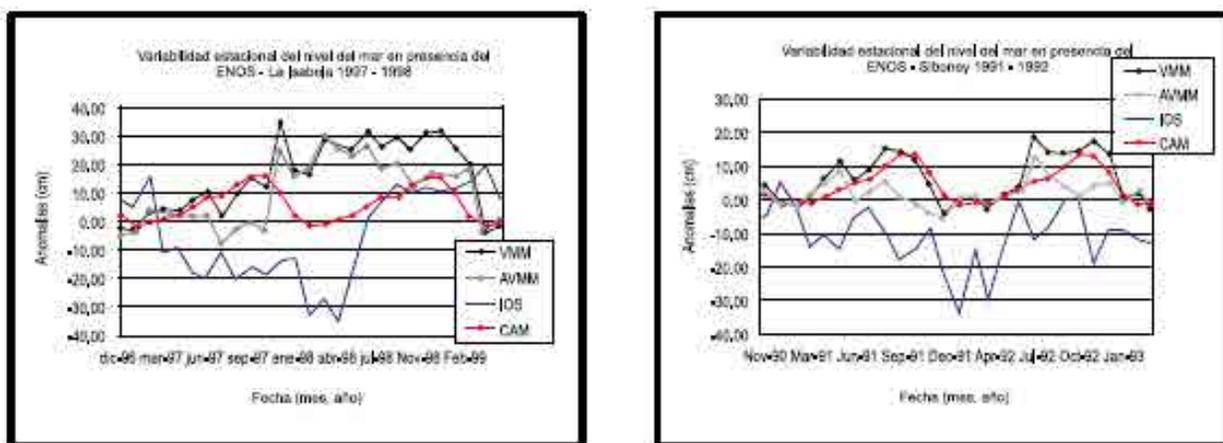


Figura 5.14. Variaciones del nivel del mar durante el evento ENOS 1997-1998 en La Isabela (a), y en Siboney durante 1991-1992 (b). Tomado de Hernández M., 2012

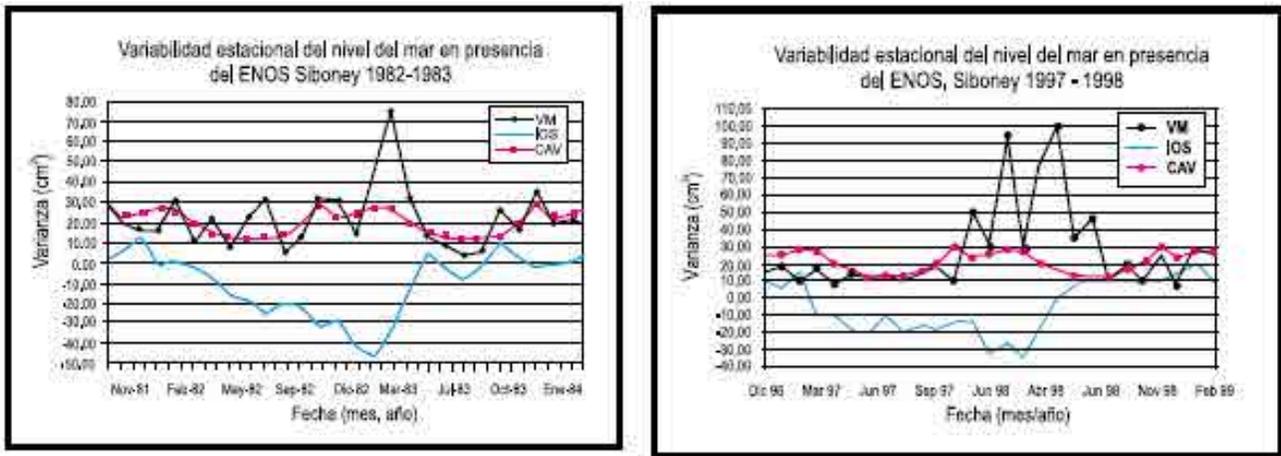


Figura 5.15. Intensidad mensual de las variaciones aperiódicas del nivel del mar durante eventos ENOS fuertes, a (1982-1983) y b (1997-1998). Tomado de Hernández M., 2012

De la forma anteriormente descrita, se establece un mecanismo de tele-conexión que comprende al ENOS, la ocurrencia de más frecuentes y fuertes eventos sinópticos en la región geográfica en que se encuentra Cuba y la existencia de anomalías mensuales y variaciones aperiódicas del nivel del mar de origen meteorológico más intensas. Con relación a estas últimas, se ha podido comprobar que las variaciones aperiódicas del nivel del mar de origen meteorológico muestran, principalmente, una respuesta altamente coherente a la variabilidad de los campos de la presión atmosférica y del viento, en condiciones perturbadas del estado del tiempo, cuando las mismas alcanzan a manifestarse a escala de todo el archipiélago en algunas ocasiones (Hernández M., 2012). Esto último se encuentra relacionado con la propagación de variaciones aperiódicas del nivel del mar de origen meteorológico a lo largo de las costas norte y sur del archipiélago cubano, hasta localidades del centro del país (Hernández M., 2012), en muchos casos como ondas atrapadas a la costa (Ramírez y Hernández M., 2006), evento que también ha sido caracterizado en las costas occidentales de México (Ramírez, I., 1991).

La influencia indirecta del ENOS, debido a la tele-conexión, no se limita por tanto, a las zonas del archipiélago más directamente expuestas a los eventos sinópticos. Existen otros factores. Durante las fases cálidas y frías del ENOS, los flujos de las anomalías del calor latente son el principal factor de generación de las Anomalías de la Temperatura Superficial del Mar (ATSM). En este sentido, durante la fase cálida (fría) las anomalías de la presión atmosférica a nivel del mar tienden a ser positiva (negativa) en el Atlántico Ecuatorial y negativa (positiva) en el Atlántico Norte Subtropical, lo cual reduce (refuerza) el gradiente de presión meridional y debilita (fortalece) los Alisios del noreste.

5.3.4. VARIABILIDAD INTERANUAL

La variabilidad interanual del nivel del mar responde a variaciones de los parámetros de la interacción océano-atmósfera y a la restructuración de los procesos cíclicos océano-atmósfera, con ciclos predominantes de dos a siete años (Guerman y Levikov, 1988). El ENOS constituye un evento recurrente aperiódico, que se manifiesta

a intervalos de dos a cinco años y como promedio cada cuatro años (Voitouriez y Guy, 1999). Por otra parte, nótese que los valores medio anuales más altos de las localidades cubanas analizadas, sobre todo de Siboney y Gibara (figura 5.16 a y b), ocurrieron en años ENOS (Hernández M. *et al.*, 2011).

La variabilidad interanual es distinta de una localidad a otra, aunque dentro de una misma región geográfica las series de valores medios anuales conservan una elevada coherencia entre sí. Los valores medios anuales suelen diferenciarse sobre todo en magnitud, debido a las condiciones oceanográficas de las aguas oceánicas adyacentes que condicionan una respuesta particular del océano a los eventos de la variabilidad del clima atmosférico y a los procesos de la circulación regional.

En Siboney y Gibara, por ejemplo, la amplitud de la variabilidad interanual, superpuesta a la tendencia a largo plazo, tendió a aumentar sostenidamente desde el inicio hasta el final de los períodos analizados (figuras 5.16 b y d). En Los Morros y en Casilda, los máximos y mínimos anuales se comportaron de forma más uniforme (figuras 5.17 a y f). En La Isabela, la variabilidad interanual se comportó más o menos uniforme durante la mayor parte del período de observaciones; sin embargo aumentó bruscamente en 1998, hacia finales del período analizado (figura 5.17 c).

La variabilidad interanual moduló con más fuerza la tendencia en Siboney y en Gibara que en las restantes localidades, ejerciendo mayor influencia como acelerador del proceso de ascenso del nivel medio del mar (Hernández M., 2012). La variabilidad interanual intervino en estos dos casos, como un componente no lineal, no estacionaria, superpuesta al proceso estacionario de ascenso del nivel medio del mar a largo plazo.

Se comprobó también que las Anomalías del Valor Medio Anual (AVMA) alcanzaron sus valores más elevados en 1972, 1975, 1983, 1998 y 2003, y ocurrieron máximos anuales menores en 1978, 1986, 1992 y 1994, con una AVMA extrema en 1998 en La Isabela (figura 5.17, a). La intensidad anual (VA) alcanzó sus valores más altos en La Isabela, La Coloma, Siboney y Manzanillo (figura 5.17 b), localidades del archipiélago donde ocurrieron también las variaciones aperiódicas de la CA-NM más intensas. En las costas de los Estados Unidos se han identificado los máximos valores anuales del nivel del mar relacionados con la ocurrencia del ENOS mediante la tele-conexión (Parker, 1992).

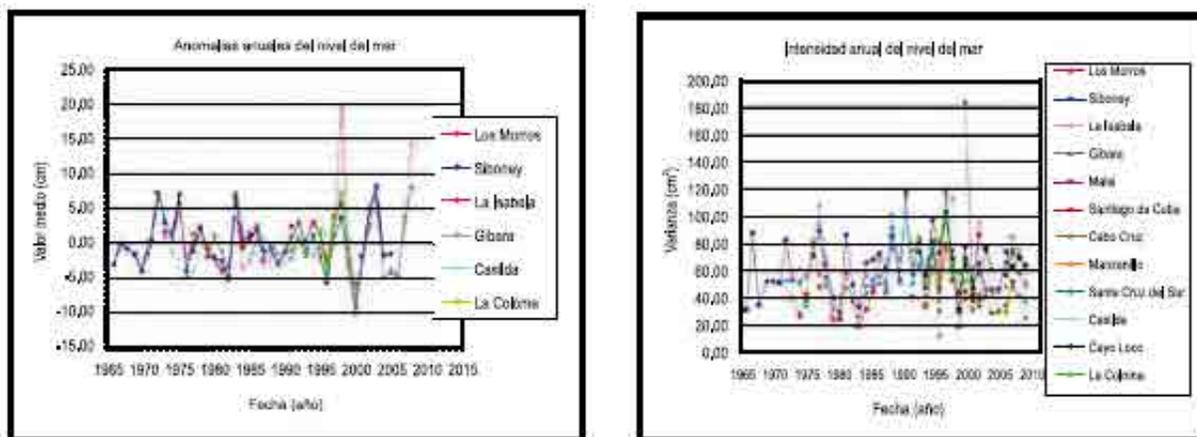


Figura 5.16. Anomalías del valor medio anual (a) intensidad anual (b) del nivel del mar. Tomado de Hernández M., 2012

En conclusión, en presencia del ENOS ocurren fuertes anomalías de la variabilidad mensual del nivel del mar, debido al establecimiento de condiciones hidrometeorológicas más favorables para las mismas. Estas anomalías consisten en un aumento anómalo del nivel medio mensual, debido a anomalías negativas de la presión atmosférica principalmente, que no es privativo de los años ENOS, y un aumento de la intensidad mensual de las variaciones aperiódicas del nivel del mar.

Las anomalías anuales y mensuales se superponen al nivel medio histórico de cada localidad o región. Sobre las mismas se superponen las oscilaciones de marea astronómica, es decir, la semiamplitud de la marea, evento cuyos máximos y mínimos ocurren con regularidad dos veces al día. También hay que considerar la amplia gama de las variaciones de origen meteorológico en condiciones habituales y perturbadas.

Las estaciones de nivel del mar de la NOAA administradas por el Centro de Productos y Servicios Oceanográficos Operacionales (CO-OPS, en inglés) registraron valores del Nivel del Mar Relativo (NMR) superiores a lo normal a lo largo de la costa este de EE.UU. en junio y julio de 2009 (figura 5.18). Los niveles cercanos a los máximos, en la segunda mitad de junio, coincidieron con una marea viva de perigeo, una marea extrema pronosticada cuando la luna está más cerca de la Tierra durante una marea viva. Este evento de marea, añadido a la anomalía de NMR, produjo inundaciones costeras menores, y llamó la atención de muchas comunidades costeras debido a la falta de tormentas costeras que normalmente causan tales anomalías.

En cuanto a las alturas del NMR, el evento no fue muy inusual, ya que muchas localidades tienen niveles más altos al final del verano. Las alturas del NMR en junio-julio de 2009 resultaron anómalas debido a su momento de ocurrencia inesperado y su alcance geográfico. El evento del NMR resultó anómalo en términos de sus valores "residuales" no previstos en las predicciones de las mareas Tierra-Luna-Sol y los ciclos estacionales normales de los vientos y la presión atmosférica, las corrientes oceánicas y el ciclo calentamiento-enfriamiento de las aguas costeras. Los valores residuales medios del NMR en junio de 2009 fueron significativos ($> 0,2$ m) de Carolina del Norte a Nueva Jersey, importantes ($> 0,1$ m) desde la Florida hasta Maine, y los más extremos que ocurrieron simultáneamente en toda la costa este durante un período de primavera - verano desde 1980.

Hay dos mecanismos probables responsables de los elevados valores residuales del NMR en junio-julio de 2009. El primero es el forzamiento del viento del noreste. En junio de 2009, los vientos en toda la zona geográfica desde Cabo Hatteras, en Carolina del Norte, hasta el Golfo de Maine, tenían una componente moderada del viento, cuyo transporte causó el incremento del NMR costero. Al sur de Cabo Hatteras, los vientos eran principalmente hacia el suroeste (SW). El otro mecanismo es el transporte variable de la Corriente de la Florida, que se mide en el Estrecho de la Florida, antes que aporte sus aguas a la Corriente del Golfo costa afuera de Cabo Hatteras, Carolina del Norte. Cuando el transporte de la Corriente de la Florida y la Corriente del Golfo es menor, la pendiente de la superficie libre del mar que aumenta hacia el este, transversal a la corriente, disminuye y por ende se incrementa el NMR en la costa. En junio de 2009, el aumento residual del NMR coincidió con un descenso observado en el transporte de la Corriente de la Florida.

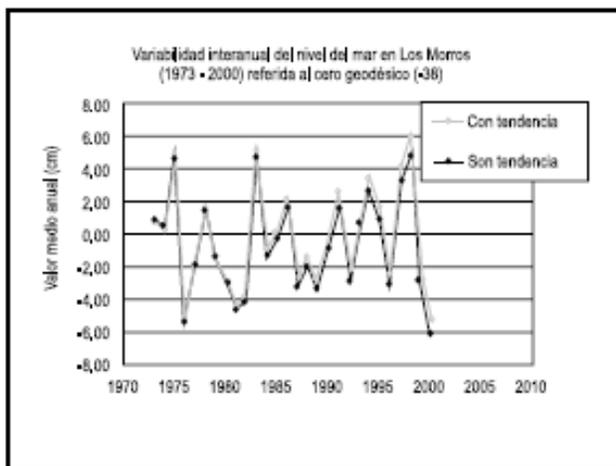
El evento del NMR de junio-julio 2009 decayó a mediados de julio de 2009, a medida que disminuyeron los valores residuales del NMR. Durante este período, el transporte de la Corriente de la Florida aumentó bruscamente y los vientos oscilaron entre suroeste y noreste a lo largo de la costa este.

La anomalía del NMR de junio-julio de 2009 es única, porque los vientos del noreste no se encontraban en una alta multianual ni el transporte de la Corriente de la Florida en su baja. Pero el efecto combinado de las dos fuerzas creó valores residuales del NMR, que tuvieron sus niveles más altos a lo largo de la costa este. Los valores residuales superiores del NMR entre Carolina del Norte y Nueva Jersey definieron el momento de mayor superposición de las dos fuerzas (Sweet *et al.*, 2009).

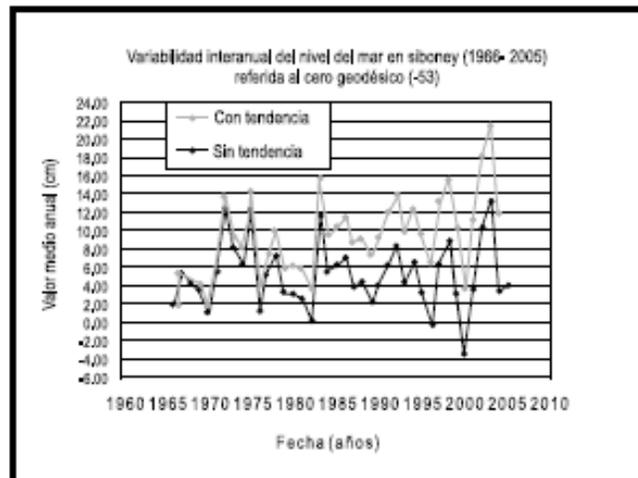
Todos estos eventos resultan de gran importancia para los procesos propios de la interface tierra-mar, como la erosión costera y el intercambio de materia y energía de los ecosistemas, los mismos cobrarán mayor importancia, a medida que ocurra el ascenso del nivel medio del mar a lo largo del presente siglo.

En Cuba, la presencia geográficamente cercana de la Corriente de La Florida a la región noroccidental, desde el Cabo de San Antonio hasta la Península de Hicacos, y la demostrada ocurrencia de intensas anomalías mensuales y anuales del nivel del mar relativo, constituyen elementos a considerar entre los peligros de inundaciones costeras a largo plazo, en las condiciones de un ascenso del nivel medio del mar, o la ocurrencia de procesos más intensos de erosión costera durante el presente siglo, aun en condiciones del estado del tiempo no perturbadas. Lo anteriormente expuesto debe ser considerado como hipótesis de trabajo en futuros estudios.

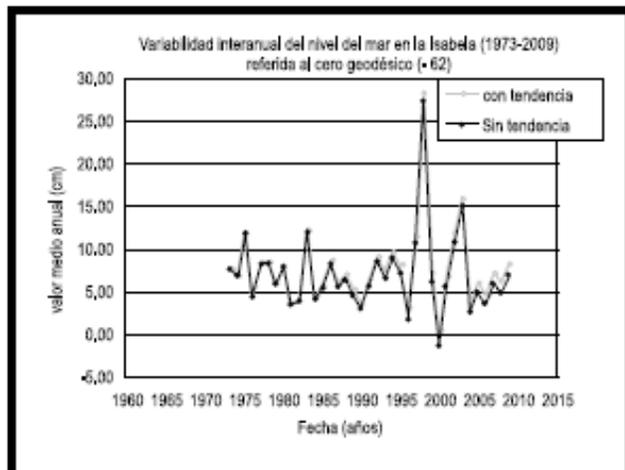
A



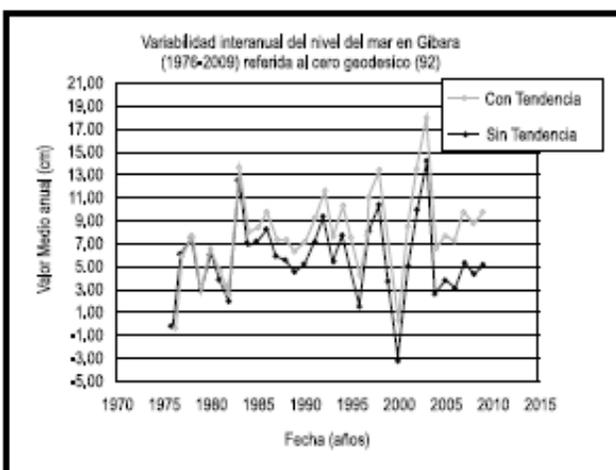
B



C



D



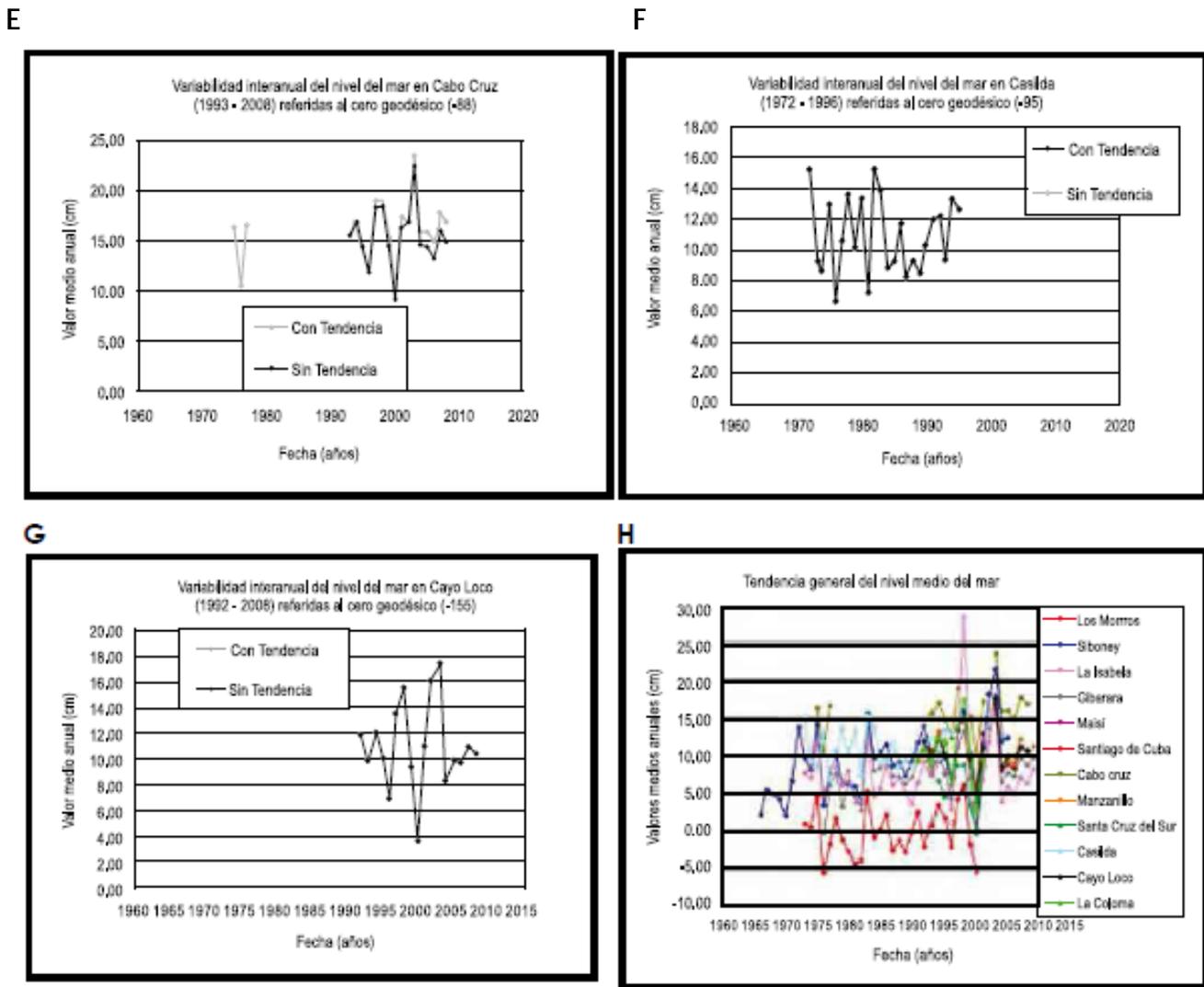


Figura 5.17. Variabilidad interanual y tendencia del nivel medio del mar. Tomado de Hernández M. y Marzo, 2011

5.3.5. TENDENCIA Y PROYECCIÓN LINEAL

El valor más alto de la tasa lineal anual del n.m.m. se obtuvo en Siboney (0,214 cm/año), en el litoral de Ciudad de La Habana y el más bajo en Casilda (0,005 cm/año), en el extremo occidental de la plataforma suroriental (figuras 5.17 b y f). La segunda por su valor resultó la tasa anual de Gibara, de 0,141 mm/año (figura 5.17 d). Los Morros y La Isabela solo mostraron una leve tendencia lineal al aumento (figuras 5.17 a y c). La tasa lineal anual de Siboney y Gibara resultó más de tres veces mayor que la tasa lineal anual de Los Morros y La Isabela, para un período semejante de tiempo. Lo anteriormente expuesto puede apreciarse en la diferencia entre las series de valores medio anuales, con y sin tendencia. Esta resultó mayor en Siboney y en Gibara (figura 5.17).

En cuanto al incremento lineal anual, el n.m.m. ascendió a 8,56 cm en Siboney desde 1966 hasta el 2005, mientras que en Gibara aumentó tres veces mas que en La Isabela, para un período de tiempo similar. En Casilda prácticamente no cambió la

posición del n.m.m. en el último cuarto del siglo XX (tabla 5.2). Asumiendo que en todas las localidades analizadas se mantuvieran las tasas lineales anuales correspondientes por un período de tiempo igual al de Siboney, entonces el incremento para 40 años en todas las localidades analizadas fluctuaría entre cero y nueve centímetros (tabla 5.2).

Tabla 5.2. Tendencia e incremento lineal del nivel medio del mar

ESTACIÓN	LATITUD	LONGITUD	PERÍODO	DURACIÓN [AÑOS]	TANMM [cm/año]	I-NMM [cm]	I-NMM [cm] (40 años)
Los Morros	21° 54.0' N	84° 54.4' W	1973-2000	28	0,038	1,06	1,52
Siboney	23° 05.6' N	82° 28.2' W	1966-2005	40	0,214	8,56	8,56
La Isabela	22° 56.4' N	80° 00.8' W	1973-2009	37	0,036	1,32	1,42
Gibara	21° 06.6' N	76° 07.5' W	1976-2009	34	0,140	4,75	5,59
Cabo Cruz	19° 50.4' N	77° 43.7' W	1993-2008	16	0,117	1,87	4,68
Casilda	21° 45.2' N	77° 43.7' W	1972-1995	24	0,005	0,12	0,20
Cayo Loco	22° 09.1' N	80° 27.3' W	1992-2008	17	0,009	0,15	0,36

Leyenda:

TANMM: tasa anual del nivel medio del mar

I-NMM: incremento del nivel medio del mar

I-NMM (40): incremento del nivel medio del mar en 40 años

El ascenso lineal del nivel medio del mar fue como promedio 1,43 mm/año en todo el archipiélago desde 1966 hasta el 2009, estimación basada en todos los registros mareográficos (12). El máximo ascenso correspondió a Siboney con 2,14 mm/año y el mínimo a Casilda con 0,05 mm/año. En la costa sur el ascenso lineal promedió 0,04 mm/año y en la costa norte 1,09 mm/año. La asimetría de la distribución geográfica de las estaciones entre las costas norte y sur, y la diferente longitud de sus registros, no permitió realizar una comparación de la rapidez de ascenso del nivel medio del mar relativo en términos absolutos.

Debe destacarse la elevada correlación lineal de la variabilidad interanual en todo el archipiélago, lo cual indica el predominio regional de los procesos que gobiernan la misma sobre las condiciones locales. Solo Casilda no tiene correlación lineal positiva con localidades de la costa norte.

Aunque la estimación lineal asume que el ascenso del nivel medio del mar es no acelerado, los valores de las tasas lineales anuales estimadas hasta la fecha pueden considerarse de importancia, debido a la reconocida vulnerabilidad de la mayor parte de las costas cubanas ante las penetraciones del mar. Un incremento lineal de casi nueve centímetros en 40 años, como en Siboney, puede estar amenazando los sistemas hidráulicos que garantizan la evacuación efectiva de aguas pluviales y albañales construidas hace cuatro décadas, al sumar otros efectos como el oleaje y la marea.

Cualquier proyección a largo plazo, lineal o no lineal, no debe concebirse como una extrapolación arbitraria, solo por extenderse por un período de tiempo deseado. De hecho en Todd, (2007), con 65 años de observaciones solo se estimó la proyección del nivel medio del mar a largo plazo hasta el 2080. La longitud efectiva de la proyección a largo plazo se encuentra condicionada por la persistencia de la variabilidad interanual del nivel del mar (Pugh y Maul, 1999). El número de años estadísticamente más adecuado para la extrapolación se estima mediante la autocorrelación serial. En tal sentido, y de acuerdo a la citada fuente, se determinó el número de años hasta

los cuales puede extrapolarse linealmente la tendencia del nivel medio del mar en Siboney y Gibara (figura 5.18), resultando 23 (hasta el 2028) y 34 (hasta el 2043), a partir del último año de mediciones disponible.

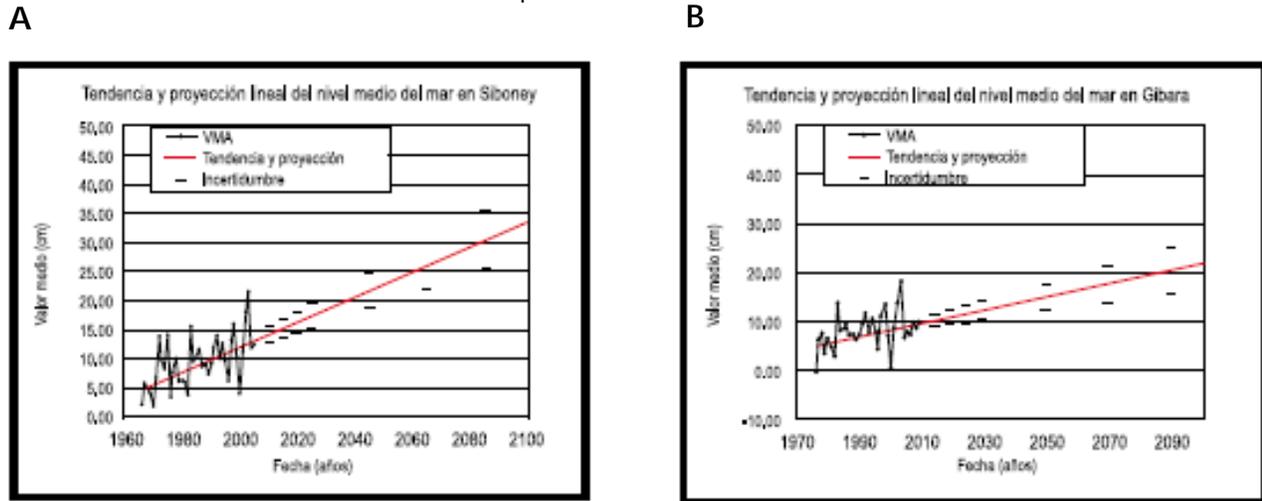


Figura 5.18. Proyección lineal del nivel medio del mar relativo. Tomado de Hernández M. y Marzo, 2011

A modo de comparación en la tabla 5.3 se ofrecen datos de la tendencia en otras localidades de la región geográfica adyacente a Cuba y de Guantánamo

Tabla 5.3. Tendencia lineal del nivel medio del mar relativo y 95% intervalo de confianza en mm/año

ESTACIÓN	PRIMER AÑO	PERÍODO	PARA TODOS LOS DATOS		TASAS	
			HASTA 2006		ANTERIORMENTE PUBLICADAS	
			TASA DEL n.m.m.	+/- 95% INTERVALO DE CONFIANZA	TASA DEL n.m.m	+/- 95% INTERVALO DE CONFIANZA
Miami Beach, FL	1931	51	2,39	0,43	2,39	0,43
Vaca Key, FL	1971	36	2,78	0,60	2,58	0,86
Key West, FL	1913	94	2,24	0,16	2,27	0,18
Naples, FL	1965	42	2,02	0,60	2,08	0,84
Fort Myers, FL	1965	42	2,40	0,65	2,29	0,88
St. Petersburg, FL	1947	60	2,36	0,29	2,40	0,36
Clearwater Beach, FL	1973	34	2,43	0,80	2,76	1,27
Cedar Key, FL	1914	93	1,80	0,19	1,87	0,22
Apalachicola, FL	1967	40	1,38	0,87	1,53	1,15
Panama City, FL	1973	34	0,75	0,83	0,30	1,26
Pensacola, FL	1923	84	2,10	0,26	2,14	0,30
Dauphin Island, AL	1966	41	2,98	0,87	2,93	1,16
Guantanamo B. Cuba	1937	35	1,64	0,80	1,64	0,80

5.3.6. TENDENCIA Y PROYECCIÓN NO LINEAL

Algunos hechos y resultados de esta investigación permiten suponer la posible ocurrencia de:

- Una aceleración del ascenso del n.m.m.: (a) la cantidad de hielo sobre la Tierra disminuye y a partir de finales del siglo XIX se ha producido una masiva retirada de los glaciares de montaña; (b) la tasa de pérdida de masa de los glaciares y del manto de hielo de Groenlandia aumenta, de manera que durante la década de los 90, el hielo en la Península Antártica y en el hielo de la plataforma Amundsen se hicieron más finos; y (c) los glaciares tributarios se han acelerado y en 2002 se produjo la disolución completa de la Plataforma de Hielo Larsen B. Por lo que es probable que el forzamiento antropogénico contribuyera al calentamiento general observado en los cientos de metros superiores del océano durante la última la mitad del siglo XX y es muy probable que el forzamiento antropogénico, que consiste en la dilatación térmica provocada por el calentamiento del océano y la pérdida de masa de los glaciares, contribuyera al aumento del nivel del mar durante la última la mitad del siglo XX (IPCC, 2007).
- El incremento del nivel medio del mar es consistente con el calentamiento global: a escala global, el nivel medio del mar aumentó con una tasa promedio anual de 1,8 (1,3 a 2,3) mm / año entre 1961 y el 2003 y una tasa promedio de alrededor de 3,1 (2,4 a 3,8) mm / año desde 1993 al 2003, señalándose la posible influencia de la variabilidad decadal (IPCC, 2007a).

Existen evidencias de origen instrumental de una aceleración del ascenso del n.m.m. Incluso se plantea la posibilidad de que los efectos no lineales sobre los cambios del n.m.m. a largo plazo a los que puede conllevar el derretimiento acelerado de los casquetes polares (proceso que tampoco es lineal como se consideraba antiguamente), pueden ser de mayor intensidad que lo estimado hasta el presente (IPCC, 2007a).

Persisten las incertidumbres sin embargo, ya que no existen modelos para analizar los procesos claves que puedan contribuir a grandes cambios dinámicos y rápidos, en los casquetes de hielo de Groenlandia y la Antártida, que puedan aumentar la descarga de hielo en el océano y la sensibilidad en el equilibrio de la masa de la superficie del casquete de hielo (derretimiento y precipitaciones). Respecto al cambio climático mundial, no está bien delimitado por las observaciones y tiene una amplia difusión en los modelos. Lo anterior indica que existe una gran incertidumbre en la magnitud del calentamiento mundial que, si se mantiene, provocaría la eliminación del casquete de hielo de Groenlandia (IPCC, 2007a).

La tendencia y su proyección se estiman mediante la estimación de la tasa anual del nivel medio del mar relativo, a partir de los valores medios anuales, calculados con los registros de alturas horarias del nivel del mar observado. La tendencia futura del nivel medio del mar también se estima utilizando modelos de emisión de gases de efecto de invernadero en los cuales se tienen en cuenta la expansión térmica de los océanos y la contribución del deshielo de los glaciares, casquetes polares y capas de hielo, debido al aumento de la temperatura global media. El IPCC en su IV Reporte estimó entre 18,0 y 54,0 cm para el 2100. En Salas *et al.*, (2006), se estimó para Cuba de 22,0 a 85,0 cm (tabla 5.4) para su aplicación en el cálculo de la inundación permanente

máxima de las zonas costeras en el modelo digital del terreno (Hernández, M. y Marzo, 2011). Estos dos procedimientos de estimación de las tendencias se diferencian, en que el primero incluye los movimientos verticales del terreno y es más preciso a escala local, y también regional cuando se cuentan con los registros de alturas horarias adecuados. El segundo también depende del conocimiento predictivo acumulado y muestra sus mejores resultados a escalas globales y regionales. El uso de los dos procedimientos contribuye a la compensación mutua de las insuficiencias: el primero ajusta los resultados del segundo en las zonas para las cuales son representativas las mediciones mareográficas y el segundo suple, en parte, la asimetría de la distribución geográfica de la información mareográfica.

Tabla 5.4. Proyecciones del nivel medio del mar en Cuba para diferentes momentos del siglo XXI (tomado de Salas *et al.*, 2006).

ESCENARIO	SENSIBILIDAD CLIMÁTICA	AÑO				
		2010	2030	2050	2070	2100
AIC	Baja (1,5 °C)	2	4	8	14	22
	Media (2,6 °C)	4	9	17	30	49
	Alta (4,2 °C)	6	15	27	48	85

A escala global, las mediciones instrumentales de más de cien años y las proyecciones de los modelos describen una tendencia cuasilineal del ascenso del n.m.m. a largo plazo.

Los cambios de la temperatura de las aguas oceánicas se comportan de forma diferente a escala local, regional y planetaria y también ocurren de forma diferente en superficie, en la capa activa del océano y en las profundidades abisales. Por otra parte, los cambios de las corrientes oceánicas influyen sobre la variabilidad intermensual e interanual del nivel del mar, sobre todo en los estrechos oceánicos, como es el caso del Estrecho de La Florida, cuyas aguas son adyacentes a Siboney (Hernández M. y Marzo, 2009). Además, los movimientos verticales del terreno pueden ser de diferente signo y velocidad, aminorando o acrecentando las tendencias descritas. Debido a lo antes expuesto, el margen de variación del n.m.m. a escala local y regional es muy amplio en comparación con el aumento del n.m.m. a escala mundial.

La variabilidad interanual (Hernández M. y Marzo, 2009), ejerció y ejercerá mayor influencia sobre la modulación de la tendencia a largo plazo del n.m.m. en Siboney y Gibara. En dichas localidades se debe presentar la mayor incertidumbre de estimación de la proyección futura del n.m.m. relativo por la propia incertidumbre de la definición de cuándo y con cual magnitud ocurrirán eventos de la variabilidad climática del sistema océano-atmósfera, entre cuyas manifestaciones están las anomalías de los valores medios anuales, a lo largo de los 50 ó 100 próximos años.

5.3.7. INUNDACIÓN DE ZONAS BAJAS

Con el aumento del n.m.m. relativo aumentará el área de la zona sumergida del archipiélago cubano. De acuerdo a la modelación de la inundación permanente (Hernández y Marzo, 2011), a partir del Modelo Digital del Terreno (MDT) este proceso debe ser más notable en los sectores costeros que delimitan las cuatro zonas de amplia plataforma insular (figura 5.19). Estos sectores son los más vulnerables y algunos de ellos los más amenazados por peligros naturales, como los eventos sinópticos, en el caso de los sectores costeros suroccidental y noroccidental.



Figura 5.19. Zonas de inundación permanente para el 2100 para 85 cm, según los resultados del Macroproyecto (Macro-proyecto, 2010).

Recuadro 1. Vulnerabilidad e impactos

La marea es de pequeña amplitud en el archipiélago cubano. Sin embargo, en las condiciones de un ascenso del nivel medio del mar puede ocasionar impactos importantes en las zonas, que por ser bajas y de suaves pendientes, son más vulnerables, de acuerdo a un nivel medio del mar 85 cm más elevado.

Las variaciones aperiódicas del nivel del mar de origen meteorológico, por estar asociadas a eventos sinópticos extremos y mostrar una elevada coherencia en la propagación, a través de la zona marino-costera, lejos de la localidad de generación; representan una amenaza adicional para los ecosistemas naturales y la infraestructura socio-económica, en las condiciones de un ascenso del nivel medio del mar.

La amplitud de las anomalías mensuales del nivel del mar abarca períodos de tiempo intra-estacionales, durante los cuales se suman al nivel medio del mar, pudiendo dar lugar a eventos de inundación costera en las zonas bajas más expuestas a la inundación permanente. Las anomalías mensuales del nivel del mar favorecerán inundaciones temporales de la zona costera, si coinciden con otros eventos generadores de variaciones extremas del nivel del mar, lo cual puede ocurrir con más probabilidad durante los períodos con influencia del ENOS.

Existen evidencias de origen instrumental de una aceleración del ascenso del n.m.m. Incluso se plantea la posibilidad de que los efectos no lineales sobre los cambios del n.m.m. a largo plazo, a los que puede conllevar el derretimiento acelerado de los casquetes polares (proceso que tampoco es lineal como se consideraba antiguamente), pueden ser de mayor intensidad que lo estimado hasta el presente.

5.4. DINÁMICA E HIDROLOGÍA DE LA PLATAFORMA INSULAR

Con el aumento del n.m.m. relativo, aumentará la profundidad de las áreas sumergidas de la zona costera, cambiando la configuración geográfica de línea de costa, de la desembocadura de los ríos y de las lagunas costeras. Al mismo tiempo, ocurrirá un gradual ascenso del plano de las oscilaciones de la marea y de las variaciones del nivel del mar de origen meteorológico.

5.4.1. PATRÓN DEL OLEAJE EN LA ZONA COSTERA

En algunos estudios acerca de los cambios del patrón del oleaje y sus consecuencias, se ha asegurado que la sobre-elevación del nivel del mar por arrastre del viento en presencia de “sures”, a partir de una nueva cota “cero” más elevada, como consecuencia de un ascenso del nivel medio del mar de aproximadamente 1 m; daría lugar a una penetración de las aguas de 1 a 3 km más de lo habitual para las zonas de inundaciones temporales y que, en localidades como el Golfo de Batabanó, de ocurrir el aumento del nivel medio del mar en el orden cercano a 1 m, las cotas de inundación se desplazarían varios kilómetros más hacia el interior, si se tiene en cuenta que la cota de 0,9 m se localiza entre 1 y 6 km de distancia de la línea costera actual (Mitrani *et al.*, 1999, 2000 a y b, y 2001).

En la actualidad se debate si el incremento de la actividad ciclónica observada en el Atlántico, obedece al calentamiento global o es el resultado de una variabilidad natural (Ballester, 2010). A partir de los registros de observaciones existentes, se ha documentado un incremento en el poder destructivo de los ciclones tropicales en el Pacífico occidental y en el Atlántico; así como la existencia de un significativo incremento global en la proporción de los huracanes más intensos (categorías 4 y 5 de la escala Saffir-Simpson) para el período 1975-2004, acompañado por un decrecimiento de los ciclones de menor intensidad (Pérez, 2008). Pero la gran variabilidad multidecadal y la representatividad de las series históricas de ciclones tropicales, anteriores a la puesta en servicio de los satélites meteorológicos, complica la detección de tendencias a largo plazo. No obstante, con los datos disponibles se puede afirmar que: no existe una clara tendencia en el número anual de los ciclones tropicales; existen evidencias de incremento de la actividad de los ciclones tropicales intensos en el océano Atlántico durante los últimos 30 a 40 años, correlacionados con los incrementos de la temperatura superficial del mar; hay indicios acerca del incremento de la actividad ciclónica en otras regiones, donde si existe consenso sobre la calidad de los datos; basado en un rango de modelos, es probable que en el futuro los ciclones tropicales comiencen a ser más intensos y con más precipitaciones asociadas, siguiendo el incremento de la temperatura superficial del mar (IPCC, 2007a, citado por Pérez, 2008).

5.4.2. CIRCULACIÓN DE LAS AGUAS DE LA PLATAFORMA INSULAR

Las corrientes en la plataforma insular se deben a la acción del viento y la marea, y en menor medida a las corrientes de la región oceánica adyacente. La marea penetra desde mar abierto generando corrientes de marea y el viento provoca el movimiento superficial del agua, lo que se denomina corriente residual. El patrón de la circulación de la plataforma insular cubana se caracteriza por la deriva hacia el oeste bajo la influencia de los vientos predominantes del este (Emilsson y Tápanes, 1971;

Blázquez y Romeu, 1982 y Blázquez *et al.*, 1988) con un movimiento en general lento y fundamentalmente reversivo, gobernado por una onda de tipo progresivo en el límite oceánico de la misma, pudiendo ser bastante rápidas en los pasos existentes entre los cayos periféricos, con máximos de 80 cm/s (Hernández M. *et al.*, 2006). Las corrientes también se ven afectadas por la topografía submarina, la configuración de la línea de costa, la presencia de obstáculos naturales como cayos e islas, la fricción con el fondo, la fricción interna o viscosidad y la fricción lateral en las proximidades de las costas (Blázquez *et al.*, 1988).

Plataforma noroccidental: las corrientes marinas en la región se clasifican como corrientes de marea de carácter mixto, con franco predominio de las ondas diurnas. En algunas zonas que en llenante y vaciante, las corrientes marinas en la zona de plataforma abierta tienen un carácter de corrientes de marea reversivas, actuantes en direcciones opuestas y paralelas a la costa (figura 5.20).

Las corrientes de marea, se generan a partir de la penetración de la onda de marea por la zona norte del Golfo de Guanahacabibes, a través de la barrera coralina de Sancho Pardo hasta el cabo de San Antonio (figura 5.20 e). La marea es mixta, semidiurna irregular, con dos pleamares y dos bajamares de diferente amplitud en un día. Las corrientes de marea tienen un patrón de comportamiento básicamente diurno y actúan durante 12 horas en direcciones del primer y segundo cuadrante oceanográfico y durante 12 horas en direcciones del tercer y cuarto cuadrante. Durante las mareas vivas (máxima declinación lunar y fases de sicigia), las corrientes de marea son puramente diurnas, mientras que durante la ocurrencia de las mareas menores (mínima declinación lunar y fases de cuadratura), los períodos de acción en una u otra dirección varían y pueden llegar a ser de 18 y 6 horas alternativamente (Hernández M. *et al.*, 2006).

Del análisis de las imágenes, las mediciones directas y la modelación numérica puede concluirse que con regularidad se produce un intercambio plataforma océano. Según los resultados de la modelación, la velocidad de las corrientes puede superar los 30 cm/s en zonas abiertas de la plataforma, siendo con más frecuencia de 10 cm/s. Según las mediciones, muy localmente distribuidas, son débiles, con velocidades medias inferiores a los 10 cm/s y máximas inferiores a los 20 cm/s (Hernández M. *et al.*, 2006).

En las cercanías del Cabo de San Antonio tienen lugar corrientes periódicas de carácter reversivo, que pueden actuar en las direcciones sureste-noroeste, con velocidades medias de 20-29 cm/s y máximas de 63-140 cm/s (Victoria *et al.*, 1990). A pesar del carácter marcadamente periódico de esta corriente, se observa un débil flujo neto resultante (con intensidad de 9 cm/s en febrero-marzo de 1989, y 2 cm/s en octubre-noviembre de 1988), con dirección sureste, que es indicativo de la existencia en estas épocas del año, de la contracorriente costera cubana del Cabo de San Antonio (Sukhovoy *et al.*, 1980). Las corrientes marinas se clasifican como corrientes de marea de carácter mixto, con franco predominio de la componente diurna, que al parecer dan lugar a corrientes residuales débiles y de direcciones variables, las cuales favorecen un lento movimiento neto hacia el oeste-oestesuroeste, con la consecuente salida de las aguas de plataforma hacia el Golfo de México (figura 5.20 f).

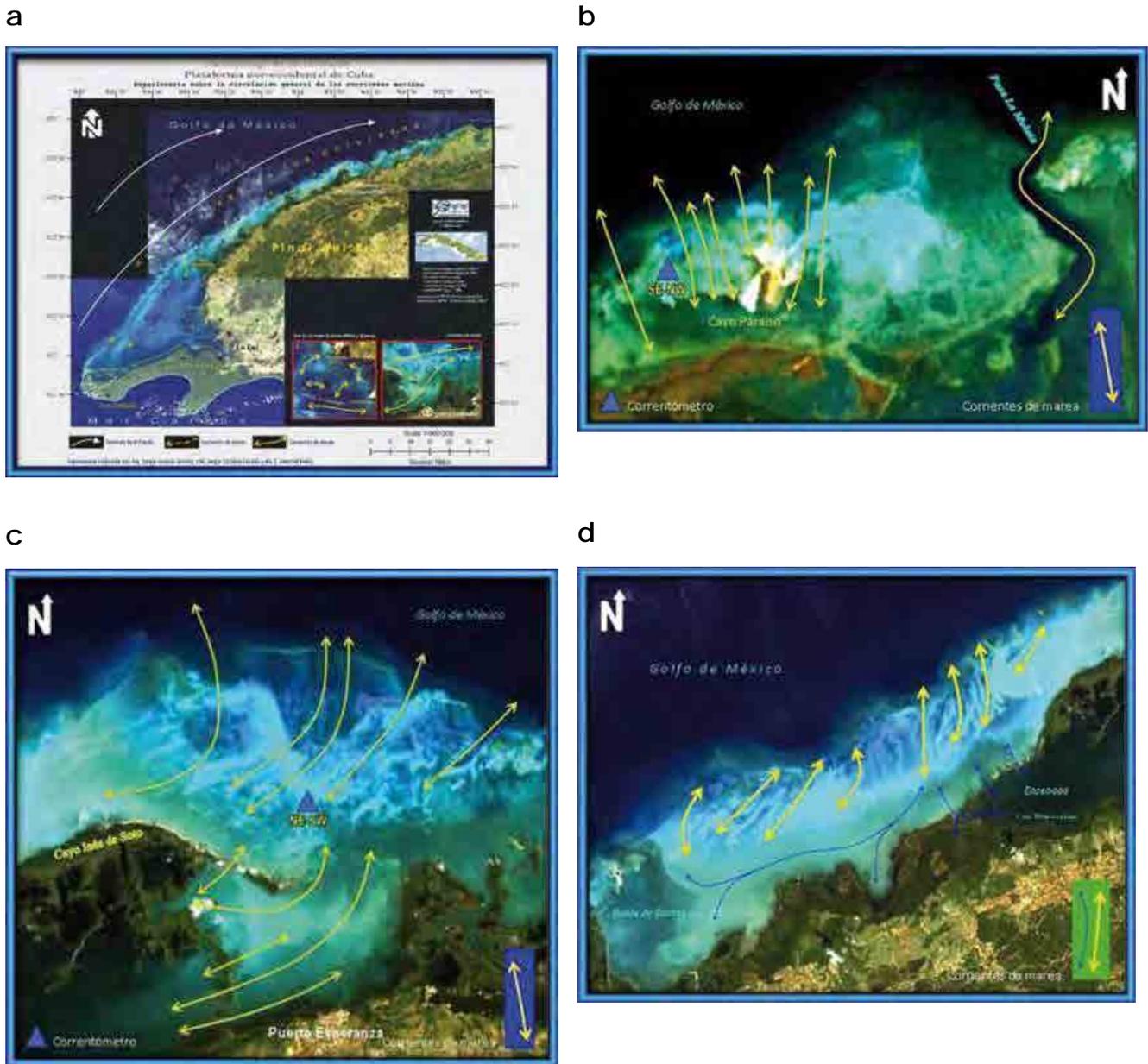


Figura 5.20. Espacio-carta y espacio-imágenes de la plataforma noroccidental. Aspectos generales de la circulación de las aguas. a: Plataforma noroccidental y archipiélago de los Colorados; b: Sector desde Cayo Paraíso hasta Pasa La Mulata; c: Puerto Esperanza y sus alrededores; d: Sector costero entre Cayo Jutía y Cayo Inés del Soto; ejemplo: El Quebrado de Buenavista al este del Banco de Sancho Pardo. En el Golfo de Guanahacabibes predominan los vientos de componente este-noreste durante casi todo el año, aunque se ha comprobado que en presencia de Frentes Fríos Moderados (FFM) ocurre un aumento relativo de la velocidad de las corrientes, con una componente noroeste y una velocidad de 35 cm/s (Hernández M. *et al.*, 2006)

Plataforma suroccidental: la deriva neta de las corrientes marinas hacia el oeste es más evidente en la plataforma suroccidental de Cuba, debido a que representa una extensa llanura sumergida orientada zonalmente (figura 5.21).



Figura 5.21. Espaciocarta de la plataforma suroccidental (Golfo de Batabanó). Aspectos generales de la circulación de las aguas

Además de los factores generadores de las corrientes marinas comunes para las cuatro zonas de la plataforma insular, en el Golfo de Batabanó, las corrientes se generan también por el escurrimiento de agua dulce y las correspondientes anomalías pícnicas espaciales que pueden aparecer en determinada época del año (Emilsson y Tápanes, 1971). Durante el vaciante, las corrientes marinas resultan no mayores de 50 cm/s en su parte oriental y aun menores en su mitad occidental. Los valores más altos se pueden registrar al sur de la Península de Zapata y en las pasas y canales de las cayerías de su periferia sur oriental (Hernández M. *et al.*, 2006). En condiciones de régimen la velocidad de las corrientes marinas durante el llenante es comparativamente menor que durante el vaciante (figuras 5.22 y 5.23).

Las zonas de mayor intensidad de las corrientes marinas se encuentran al noreste de la Isla de la Juventud, al norte de los canales de Punta del Este y del Rosario y entre Cayo Largo y la Península de Zapata, con valores más elevados, como promedio, durante el reflujo; diferencia que se debe a la influencia de los Alisios. Por otra parte, en la zona suroccidental del Golfo, el intercambio debe ser mayor debido al carácter diurno de la marea.

Los eventos meteorológicos de escala sinóptica, como los sistemas frontales, con mayor influencia de los “sures” en la mitad occidental, y los ciclones tropicales, perturban temporalmente el campo de las corrientes marinas que imponen los Alisios en la plataforma insular. El 12 de marzo de 1993 ocurrió una penetración del mar a causa del “sur” que antecedió al sistema frontal asociado a la baja extratropical del 13 de marzo (Mitrani y col., 2000). La velocidad máxima del viento fluctuó entre 21 y 23 m/s los días 12 y 13 respectivamente (Casals, 2002), ocurriendo fuertes variaciones aperiódicas del nivel del mar (Hernández M. *et al.*, 2006). Con viento del sur de

aproximadamente 21 m/s la velocidad de las corrientes fueron mayores en la parte oriental del golfo, sobre todo en el llenante. Los valores en vaciante resultaron mayores de 30 cm/s mientras que en llenante fueron mayores que 80 cm/s.

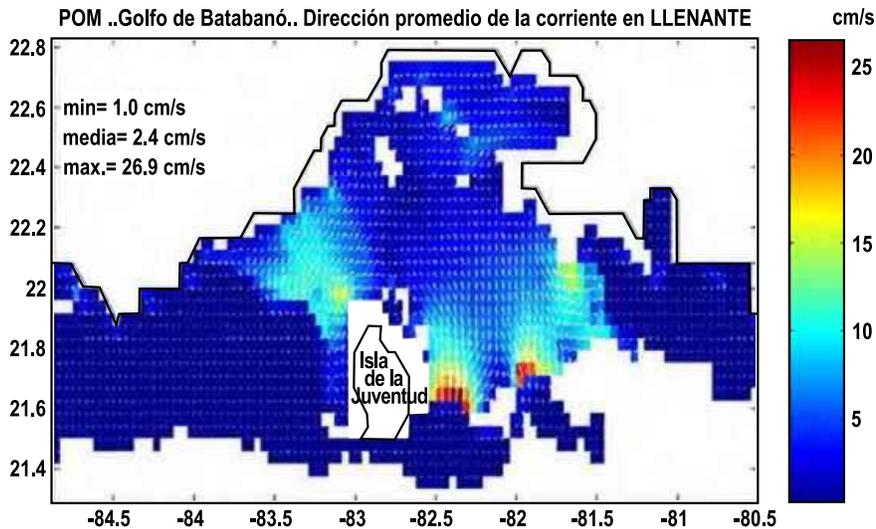
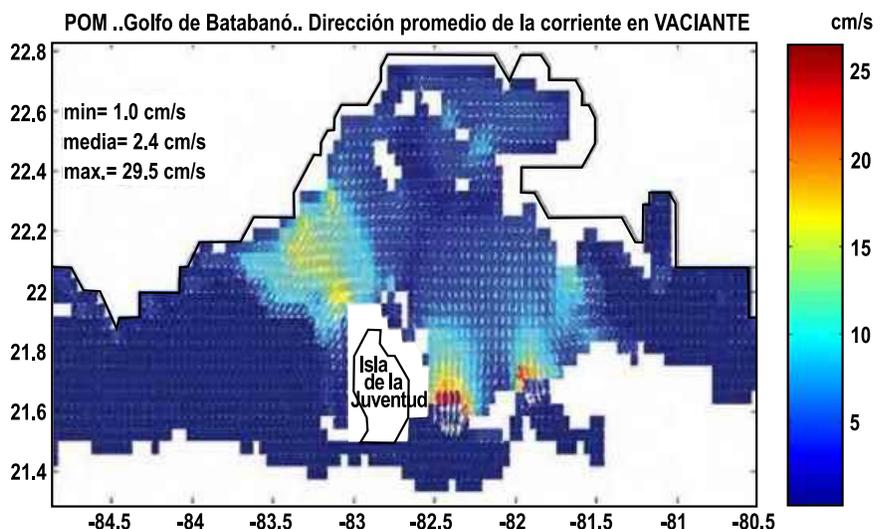


Figura 5.22. Intensidad y dirección media de las corrientes marinas durante el reflujó (vaciante). La intensidad de las corrientes marinas es mayor en los canales de Punta del Este y del Rosario y al sureste del golfo de Batabanó

Figura 5.23. Intensidad y dirección media de las corrientes marinas durante el flujo (llenante). La intensidad de las corrientes marinas es mayor en los canales de Punta del Este y del Rosario, al sureste del golfo de Batabanó



De acuerdo a resultados de la modelación numérica, las corrientes pueden ser aun más intensas con viento del sureste en la parte oriental del golfo, alcanzando más de 100 cm/s y ampliándose considerablemente el área en que predominan los valores máximos de la velocidad. Con el viento del suroeste es relativamente menor la velocidad de la corriente en la parte oriental del golfo, debido presumiblemente al efecto de apantallamiento que debe ejercer la Isla de la Juventud (Hernández M. *et al.*, 2006).

La figura 5.24 muestra la modelación de las corrientes marinas con solo el aumento de la profundidad media debido al ascenso del n.m.m. en 85 cm. Como se puede apreciar, los principales cambios serán provocados por la sumersión de la Península de Zapata y el aumento de la sección transversal del intercambio plataforma-océano, al disminuir el obstáculo que representan los cayos, arrecifes y bajos fondos en los límites exteriores de la plataforma insular y en el interior de la misma (figura 5.24 b).

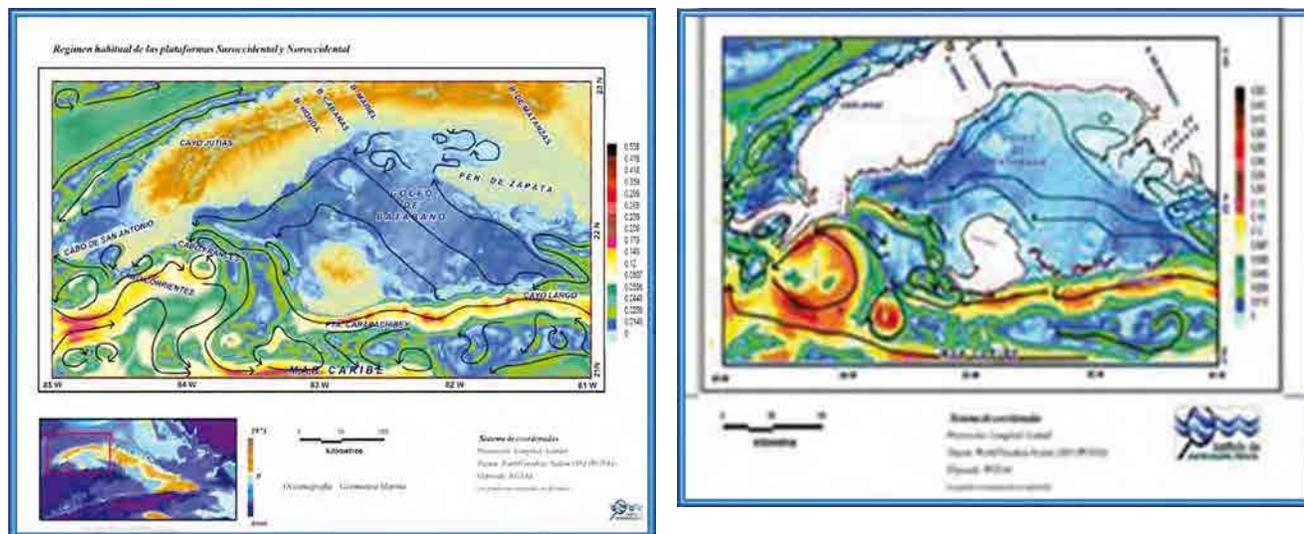


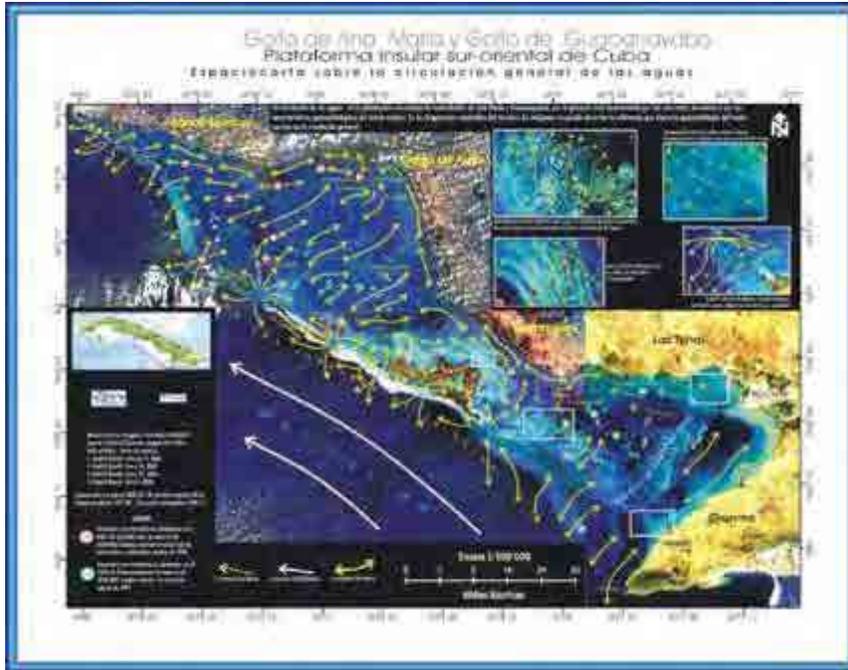
Figura 5.24. Modelación numérica del campo de las corrientes marinas para un ascenso del n.m.m. de 85 cm para el 2100. Con saetas y líneas de color negro de trazo continuo se destacaron los aspectos más importantes de la circulación de las aguas. Nótese las características de la circulación sobre el área sumergida de la Península de Zapata en el 2100

En las aguas oceánicas adyacentes a Cuba (más de 200 m de profundidad), no ocurrirán cambios de las corrientes marinas debido a un aumento de 0,85 m del n.m.m. Sin embargo, en las zonas más próximas a las plataformas y a los sectores de costas abiertas a las aguas oceánicas, de acuerdo a los resultados obtenidos para la plataforma suroccidental, ocurrirán cambios de la velocidad y dirección de las corrientes marinas, debido a los cambios geomorfológicos de las secciones transversales de los canales y pasos existentes entre los cayos, bajos fondos y arrecifes de los límites exteriores del archipiélago cubano.

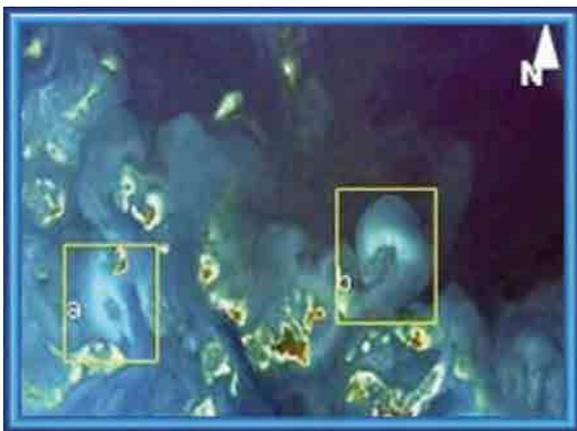
Plataforma suroriental: los valores máximos de las corrientes marinas en la periferia del Golfo de Guacanayabo durante el vaciante, obedecen al movimiento característico del agua hacia el exterior del mismo, reforzado por la persistencia de vientos del primer y segundo cuadrantes. En la mayor parte de esta zona (figura 5.25) y durante ambas fases de la marea, la velocidad de la corriente en condiciones habituales del estado del tiempo se mantiene entre los 8 y los 9 cm/s como promedio (Hernández M. *et al.*, 2006).

En el Golfo de Ana María las aguas penetran por todos los canales y pasos que se abren a través del Archipiélago de los Jardines de la Reina, entre ellos está: Canal de Bretón, Canal Boca Grande, Canal de Caballones, Canal Cabeza del Este y paso de Juan Grin. También se traslada un volumen importante de agua a todo lo largo de los Médanos de la Vela y el Banco de Levisa (figura 5.25 a). La complejidad de la geomorfología del fondo del Golfo de Guacanayabo obstaculiza más la circulación. Aquí, las aguas penetran por el Banco de Levisa y por el sur del Gran Banco de Buena Esperanza, distribuyéndose por todo el interior del Golfo (figura 5.25 a). La velocidad de las corrientes marinas en ambos golfos son en general débiles, con valores medios que no sobrepasan los 12 cm/s, aunque en los canales de entrada pueden alcanzar un valor tres veces mayor, como la que fue medida en el canal de Cayo Bretón (42 cm/s) (Hernández M. *et al.*, 2006).

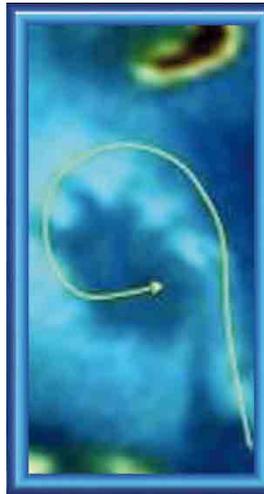
a



b



c



d



e

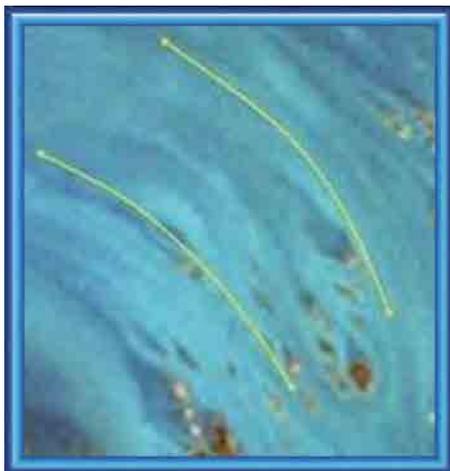


Figura 5.25. a: Espaciocarta de la plataforma suroriental (golfs de Ana María y Guacanayabo). Aspectos generales de la circulación de las aguas. b, c y d: Presencia de algunos giros provocados por la marea entre cayos y cabezos. e: Circulación de las aguas entre cayos y cabezos

En condiciones de baja intensidad del viento, la marea juega un papel importante en la circulación de las aguas de la plataforma suroriental, debido a la compleja geomorfología del fondo marino, sobre todo en las zonas más resguardadas del viento. Las mediciones correntométricas *in situ*, también sugieren que en toda el área predominan corrientes de marea débiles con velocidades medias entre uno y nueve cm/s; con la excepción de la estación del canal de Bretón, donde se observaron las más elevadas (42,2 cm/s). Los rumbos más frecuentes de la corriente están dentro del I, III y IV cuadrantes. Según Morales (1996), citado por Hernández M. *et al.*, 2006, el agua se mueve como promedio de superficie a fondo y predomina la homogeneidad vertical del movimiento en la columna.

Los valores máximos de las corrientes marinas en los pasos de la periferia y en el interior de la plataforma durante el vaciante, es reforzado por la persistencia de vientos del primer y segundo cuadrantes. La velocidad de la corriente se mantiene entre los 9 y los 12 cm/s durante ambas fases de la marea, con máximos entre 18 y 25 cm/s para las zonas más profundas en la frontera con el Mar Caribe. En la periferia del Golfo de Guacanayabo se encuentran los valores de máxima intensidad, 26 cm/s, durante el vaciante y 13 cm/s durante el llenante, principalmente en el límite con al Golfo de Ana María. En esta zona el intercambio con el Mar Caribe no está limitado por un cordón bien definido de cayos.

En la espacio-carta (figura 5.26), aparecen con flechas de color amarillo la dirección general que toman las corrientes en el interior de ambos golfos. Las flechas blancas indican el sentido general de la corriente oceánica. Las ventanas ampliadas representan la incidencia de la geomorfología del fondo marino en la circulación de las aguas y la aparición de corrientes residuales o de deriva, zona donde predomina la acción del viento sobre la superficie marina.



Figura 5.26. Espaciocarta de la plataforma nororiental. Aspectos generales de la circulación de las aguas

Los ciclones tropicales son los eventos hidrometeorológicos más peligrosos para la plataforma suroriental, aunque no se han reportado con una frecuencia elevada, como en la plataforma suroccidental. Sin embargo, las zonas marinas y litorales de los golfos de Ana María y Guacanayabo han sufrido el impacto de huracanes de consecuencias catastróficas como el huracán de 1932, que destruyó el poblado de Santa Cruz del Sur y el Iván, en el 2005, por solo citar dos casos (Hernández M. *et al.*, 2006).

Durante el paso del huracán del 9 de noviembre de 1932 a través de la plataforma suroriental (Moreno y Salas, 1976, citado por Hernández M. *et al.*, 2006), este evento de gran intensidad se acercó a Cuba desde el Mar Caribe, penetrando en el archipiélago cubano con una trayectoria perpendicular a la costa suroriental. A partir del día 6 se trasladaba a una velocidad de 24 km/h disminuyendo a 6 km/h cuando se aproximaba a la costa, velocidad que favoreció la formación de la onda de tormenta. En la plataforma sur-oriental, en donde la intensidad y la dirección de la corriente están determinadas por la intensidad y la dirección del viento en condiciones extremas, se tomó en consideración la amplitud y fase de la marea durante el evento meteorológico en la modelación numérica. En este sentido se determinó que la intensidad de la corriente aumentó a medida que aumentaba la velocidad del viento desde los 49,7 cm/s hasta los 116,7 cm/s, durante el momento de mayor intensidad de los vientos en toda el área. La influencia de la configuración costera y la intensidad y dirección de los vientos del este, debido al giro ciclónico del huracán, provocaron con la aproximación de este organismo, que las corrientes marinas mantuvieran un patrón de dirección marcado hacia el oeste, con una intensidad superior a los 100 cm/s. Esto debió haber incidido también en fuertes y persistentes inundaciones costeras durante el paso del ciclón (Hernández M. *et al.*, 2006).

Plataforma nororiental: aquí el patrón de circulación está determinado principalmente por las corrientes de marea, y en menor grado por los vientos predominantes del primer cuadrante. Cerca de la costa de la Isla principal, estas corrientes son más débiles y la amplitud máxima de mareas no excede los 10-20 cm. Las corrientes de marea son más fuertes en los canales y pasas existentes entre los cayos que bordean las lagunas costeras. La influencia de las mareas imprime un carácter rotatorio a las corrientes en las aguas interiores (GEF/PNUD, 1996) y la amplitud media de la marea es de 40-60 cm y la máxima de más de 100 cm (Rodríguez y Rodríguez, 1983).

5.4.3. TEMPERATURA Y SALINIDAD DE LAS AGUAS

La temperatura del mar desempeña un papel importante en la determinación de las condiciones de supervivencia de los seres vivos, y es fundamental para el análisis y pronóstico del estado del tiempo y del mar; así como para la elaboración de escenarios del clima atmosférico y oceánico. En la accidentada geografía de las aguas de la plataforma insular se distribuyen diversos y frágiles ecosistemas tropicales, que dependen en gran medida de las variaciones de la temperatura de las aguas a corto, mediano y largo plazos.

La variabilidad de la Temperatura Superficial del Mar (TSM) depende principalmente de la variabilidad de la temperatura del aire, del oleaje y de las corrientes marinas, porque estas variables favorecen la mezcla vertical. En las zonas someras, la TSM responde más rápido y más ampliamente a las variaciones de la temperatura del aire que en las aguas oceánicas adyacentes. En algunas regiones profundas, los procesos advectivos y convectivos producen el aumento o disminución de la TSM, como en las zonas de

surgencia y en donde la circulación describe lazos o giros, ciclónicos o anticiclónicos. En los primeros, la componente vertical de las corrientes marinas es positiva y dan lugar al ascenso de aguas de menor temperatura y más ricas en nutrientes, desde las capas más profundas del océano y en los segundos ocurre el proceso inverso.

Los sistemas frontales que afectan a Cuba suelen provocar un fuerte descenso de la temperatura del aire, principalmente en su región occidental. Las variaciones aperiódicas de la TSM en el intervalo de las frecuencias medias, responden a los eventos sinópticos. Se ha comprobado el descenso de la TSM de hasta 3 °C en el Golfo de Batabanó, con la entrada de los frentes fríos, como ocurrió en 1996 con un Frente Frío Fuerte (FFF). También se ha registrado su aumento antes de la entrada del frente, pero menos de 0,5 °C, lo cual podría estar asociado al aumento de la Temperatura del Aire (TA) debido a la ocurrencia precedente de vientos del sur (Hernández M. *et al.*, 2006). La respuesta de la TSM a los eventos sinópticos que favorecen el descenso de la TA se refleja en la mayor intensidad de las variaciones aperiódicas de la TSM de la plataforma que en las oceánicas, así como en una mayor correlación lineal entre las variaciones de la TSM en la plataforma que en las aguas oceánicas adyacentes (Hernández M. *et al.*, 2006).

El Ciclo Anual Medio (CAM) de la TSM posee una mayor amplitud en aguas someras de la plataforma insular cubana (7,0 °C) que en las aguas oceánicas adyacentes (3,2 °C). La variabilidad interanual refleja que, como promedio, se producen variaciones más intensas en las aguas someras de la plataforma insular que en las aguas oceánicas adyacentes, aunque estas últimas presentan una mayor TSM. La temperatura promedio anual resultó mayor en las aguas oceánicas adyacentes (27,64 °C) que en la plataforma (26,96 °C).

No existen estudios concluyentes acerca de los probables cambios de la salinidad del agua de mar a largo plazo a causa del cambio climático. Sin embargo, es probable que esta aumente en las zonas cercanas al litoral interior de las amplias zonas de la plataforma insular, como consecuencia de un déficit de los aportes de agua dulce. El aumento de la salinidad en los humedales podría tener un elevado impacto sobre la biota. En las zonas cercanas a las aguas oceánicas es previsible una mayor influencia del océano, ya que disminuirá el efecto de barrera de cayerías y bajos fondos, producto del ascenso del nivel medio del mar y sus efectos colaterales sobre la geomorfología.

5.5. CALIDAD Y ACIDIFICACIÓN DE LAS AGUAS Y LOS SEDIMENTOS

(Basado en Estudio de Caso Golfo de Batabanó)

Los océanos son capaces de absorber casi la mitad del dióxido de carbono existente en la atmósfera, aunque su concentración en agua de mar no alcanza el valor de saturación. En los últimos doscientos años se han emitido hacia la atmósfera aproximadamente 400 petagramos de carbono en forma de CO₂ (1 Pg C= mil millones de toneladas de carbono= 1 Gt C), a través de procesos como la deforestación, quema de combustibles fósiles, fabricación de cemento y cambios en el uso de suelo. Aproximadamente 30% de este carbono ha sido absorbido por el mar (Sabine *et al.*, 2004). El calentamiento futuro reducirá la capacidad del sistema de la Tierra de absorber CO₂ antropogénico. Como resultado, una extensa y creciente fracción de CO₂ antropogénico permanecerá en la atmósfera bajo un clima más cálido (IPCC, 2007a).

El papel del plancton marino en el intercambio de CO₂ entre la atmósfera y el océano es de gran importancia; de acuerdo al balance entre los procesos de fotosíntesis y respiración, los organismos planctónicos contribuirán a determinar que algunas áreas del océano se comporten como fuente y otras como sumidero de CO₂ (Di Fioriet *et al.*, 2007). Debido a que el CO₂ no es limitante para la fotosíntesis en el mar, su aumento no tiene un impacto significativo en los procesos biológicos marinos, tales como la producción primaria (Álvarez-Borrogo, 2007).

Los estudios sistemáticos de los compuestos del ciclo del CO₂ en la zona marino-costera cubana se iniciaron a partir del año 2005, fundamentalmente en las zonas del Golfo de Batabanó (la zona de mayor importancia pesquera del país), plataforma marina noroccidental (Golfo de Guanahacabibes y Archipiélago Los Colorados) y algunos sectores costeros de La Habana (Montalvo, *et al.*, 2009 a y b).

5.5.1. ACIDIFICACIÓN DEL GOLFO

Friis *et al.*, (2003), indicaron que la alcalinidad en las zonas costeras que reciben considerables aportes de agua dulce es inferior a la del mar abierto o zonas alejadas de la costa. En este sentido, las estimaciones de la alcalinidad total entre julio de 1967 y mayo de 2003, en la capa superficial del Golfo de Batabanó, mostraron una acentuada variación espacio-temporal, observándose un incremento general de la alcalinidad entre julio de 1967 y abril de 1969, principalmente en los meses del período poco lluvioso. Por el contrario, en la Ensenada de la Broa, entre 1998 y el 2006, tendió a decrecer la alcalinidad, proceso atribuible a las descargas de aguas subterráneas (se registraron bajas salinidades: <30). En la etapa de lluvias las zonas próximas a las desembocaduras de los ríos Hatiguanico, Los Palacios y La Coloma fueron las de menor alcalinidad, evidenciando que la alcalinidad de las aguas cercanas a la línea de costa del golfo decreció al aumentar los aportes de agua dulce, como consecuencia de los aportes de Ca²⁺ y HCO₃¹⁻ y una posible precipitación de los carbonatos.

5.5.2. PRESIÓN PARCIAL DE CO₂ Y FLUJOS DEL GAS

Se reconoce que el océano es el principal sumidero de los crecientes niveles de dióxido de carbono antropogénico (Oliveira *et al.*, 2006). El flujo de CO₂ desde la atmósfera está en función del gradiente de presión parcial del CO₂ aire-agua ($\Delta p\text{CO}_2$) y de la velocidad de transferencia del gas (De la Paz *et al.*, 2007). La diferencia entre la presión parcial de dióxido de carbono del agua y la atmósfera ($\Delta p\text{CO}_2$), entre 1999 y el 2005 (en 2005 se comportó como emisor), indica que en las aguas de la plataforma suroccidental (Golfo de Batabanó), predominaron los flujos desde la atmósfera hacia la capa superficial de agua. Por tanto el Golfo se comportó de forma generalizada como sumidero del gas, aunque los datos disponibles no permiten hacer estimaciones de la estacionalidad. El CO₂ es el gas responsable de los niveles de saturación en agua de la calcita y aragonito, de forma inversamente proporcional. A elevados niveles de CO₂, los procesos de redisolución de los carbonatos (calcita y aragonito) se incrementan, afectando el desarrollo de organismos marinos que poseen en su estructura carbonato de calcio. Existen al menos cuatro condiciones que favorecen la disminución de CO₂ en agua y precipite el carbonato de calcio: a) aumento de temperatura, b) agitación del agua c) aumento de salinidad y d) producción de materia orgánica. La tendencia general de sumidero del Golfo de Batabanó es perjudicial para los organismos marinos, aunque no se observa aun procesos de acidificación.

5.5.3. TENDENCIA DE LA CALIDAD DEL AGUA.

El oxígeno disuelto es un indicador de la salud de un ecosistema marino (Breitburg, 2002). El estudio del contenido de oxígeno en el Golfo (1967-2003), arrojó que en el ecosistema predominaron los valores superiores a 5,0 mg/L (>100% de saturación), típicos de aguas con una buena tasa de liberación de oxígeno por los productores primarios. Los valores inferiores al 100% de saturación fueron poco comunes y se asociaron a un elevado consumo de gas en la oxidación microbiológica de la materia orgánica. Se observó una tendencia al aumento de las concentraciones de oxígeno, encontrándose los mayores contenidos y saturaciones en el período poco lluvioso. Las saturaciones típicas de ambientes eutroficados no fueron abundantes, representando el 3% de las mediciones (Martínez-Canals *et al.*, 2004).

Existen evidencias de la presencia de contaminación orgánica de origen antrópico en zonas alejadas de la costa. Miravet *et al.*, (2000) y Montalvo *et al.*, (2000), concluyeron que la porción noreste del Golfo de Batabanó y en sus arrecifes coralinos, las concentraciones de materia orgánica estaban relacionadas con una alta producción primaria y la depositada por las actividades antropogénicas. Las concentraciones de amonio ponen de manifiesto la influencia antropogénica proveniente de la alta densidad de fuentes contaminantes, existiendo agua marina de dudosa y mala calidad, según la NC-25 (1999), en la Ensenada de la Broa, las desembocaduras de los ríos La Coloma y Las Casas, y cerca de la línea de costa, indicando tendencia al incremento entre 1998 y 2003.

5.5.4. TENDENCIA DE LA CALIDAD DE LOS SEDIMENTOS

Los sedimentos del Golfo se caracterizaron por tener una abundancia relativa de carbón orgánico. El nivel de afectación por parte del carbono y nitrógeno orgánico en el Golfo de Batabanó, puso de manifiesto que los sedimentos no presentan una buena calidad química, ya que las concentraciones promedios fueron de alrededor del 4% para el carbono y del 0,3% para el nitrógeno orgánico. La NC-25 (1999) considera que contenidos de carbón orgánico entre 4-5% y nitrógeno orgánico 0,2-0,3% corresponden a sedimentos de calidad dudosa. En áreas cercanas a la costa, la influencia sobre los sedimentos del escurrimiento fluvial y de los vertimientos de residuales, ha provocado que los contenidos de carbón y nitrógeno orgánico sean superiores a los establecidos por la norma cubana de calidad para uso pesquero (NC-25, 1999). El deterioro de los sedimentos marinos coinciden con áreas de ubicación de complejos industriales, áreas de cultivo y núcleos poblacionales (Perigó *et al.*, 2000 y Martínez-Canals *et al.*, 2004).

5.5.6. PATRONES DE SEDIMENTACIÓN

La distribución espacio-temporal de los sedimentos depende de las características de la dinámica de las aguas. Si ésta sufre cambios, como consecuencia del ascenso del n.m.m. relativo, los patrones de la sedimentación también cambiarán.

En la plataforma suroriental, los pequeños giros producidos por la circulación del agua entre los cayos y cabezos (figura 5.25 b, c y d) pueden distinguirse por la cantidad de sedimentos en suspensión que contiene el agua. El reflejo de los sedimentos en la imagen, depende de la distribución espacial y del contenido de los mismos. En la ventana ampliada (figura 5.25, e) se observan vetas alargadas, paralelas entre sí y

contrastadas de color azul-claro y azul oscuro. Estas aparecen como consecuencia del transporte de sedimento de fondo, que es suspendido por la circulación del agua. En ocasiones estas vetas comienzan a continuación de puntos gruesos de colores rojo y carmelita, de diferentes tonos, y bien contrastados con respecto a las vetas. Estos puntos gruesos son pequeños cayos de mangle y cabezos que emergen y se interponen al paso de la corriente, produciendo un estancamiento del agua en el lado opuesto al frente donde actúa la corriente; cambiando la respuesta espectral del agua en la imagen (Hernández M. *et al.*, 2006). Se visualizan en algunos sitios (canales y ensenadas) la huella de la corriente sobre el fondo y en otros solo la influencia del viento sobre la superficie marina. En esta zona es frecuente la turbulencia que se forma como resultado de la combinación de la influencia del viento sobre el agua, y la gran cantidad de bajos fondos y pequeños cayos que en ella abundan. En estas condiciones se produce el transporte de sedimentos, observándose en las imágenes gran cantidad de pequeños giros que hace la corriente en su paso entre estos obstáculos (figura 5.25 b, c y d). En las actuales condiciones se está produciendo un efecto transformador del paisaje geomorfológico, que se acentuará con el ascenso del n.m.m. relativo y el consecuente cambio de los patrones dinámicos de las corrientes y del oleaje.

Los efectos de lo anteriormente expuesto trascienden hacia la biota. Por ejemplo, los golfos de Ana María y Guacanayabo se caracterizan por la poca transparencia de sus aguas, característica señalada por Ionin *et al.*, (1977). Cuando la transparencia de las aguas es limitada a unos pocos centímetros o metros de profundidad, entonces la luz incidente del Sol no logra atravesar totalmente la columna de agua y no llega a ser reflejada por el fondo marino; una parte de la luz es absorbida por las partículas en suspensión y la otra es reflejada hacia la atmósfera y registrada por el sensor satelital. Si la transparencia fuera alta, el fondo marino sería capaz de reflejar la luz incidente y se obtendría buena respuesta espectral en el sensor (Hernández M. *et al.*, 2006). Como consecuencia, los organismos marinos podrían recibir una menor cantidad de luz, indispensable para el desarrollo de muchos de ellos.

Si bien la plataforma suroriental no se encuentra sometida a un régimen de eventos sinópticos tan intenso como la plataforma suroccidental, sí presenta condiciones muy favorables para un elevado impacto del cambio climático debido al aumento del n.m.m. relativo. Este proceso favorecerá el desarrollo de las corrientes marinas, las cuales ejercerán mayor influencia sobre la geomorfología de las zonas sumergidas, un mayor efecto erosivo, un transporte de sedimentos más dinámico, con un aumento de la turbidez de las aguas. La disminución de la cantidad de luz sobre el fondo marino y el transporte de sedimentos por las corrientes puede afectar los arrecifes del archipiélago de Jardines de la Reina, con independencia de las tensiones que puedan sufrir estos ecosistemas por efectos de otros eventos y procesos también relacionados con el cambio climático. El paisaje de las cayerías de la plataforma suroriental podría sufrir cambios importantes a lo largo del presente siglo, con modificaciones y pérdidas de terreno emergido (Hernández M. y Marzo, 2011).

Con mejores condiciones de propagación del oleaje se intensificarán los procesos erosivos, acumulativos y de transporte de sedimentos; de acuerdo a las condiciones de cada localidad y sector de la línea de costa. Es previsible un aumento de la exportación de sedimentos hacia las aguas de la plataforma insular, incluso hasta sus límites exteriores, más allá incluso de los límites locales dentro de los cuales los mismos participan en sus movimientos estacionales (UNESCO, 1990; Juanes, 1996). Asumiendo que no ocurra un aumento de la intensidad de los eventos sinópticos que daría lugar a una mayor de

La persistencia de corrientes más intensas en las aguas oceánicas próximas a las cayerías exteriores de las zonas de plataforma, debe de fortalecerse a largo plazo con el ascenso del n.m.m. relativo y ser un factor de intensificación de los procesos erosivos y de transporte de sedimentos. Debido a lo anteriormente expuesto, es muy probable que para finales de siglo, las zonas inundadas permanentemente, estimadas con un enfoque lineal, sea sobrepasada (figura 5.19, altura del MDT vs. Altura esperada del n.m.m.); debido a la influencia combinada de factores tales como la marea, el oleaje, las anomalías y las variaciones aperiódicas del nivel del mar y las corrientes marinas.

5.6. VULNERABILIDAD AL CAMBIO CLIMÁTICO

5.6.1. PLAYAS

Las playas de arena terrígenas se encuentran distribuidas localmente y con frecuencia se limitan a la desembocadura de los ríos, observándose su ausencia casi total en las áreas abrasivas. Los restos biogénicos juegan el principal papel entre los componentes de los sedimentos de la plataforma, excepto para la parte suroriental del Golfo de Batabanó, donde predomina la oolita. Se evidencia que de modo general las playas cubanas son de origen biogénico y olítico-biogénico Juanes (1996).

Las playas interiores se localizan frente a extensas áreas de bajos fondos, protegidos del oleaje por el cordón de cayos que delimitan la plataforma insular cubana. En estas playas es generalizada la erosión. En el caso de Cuba la erosión de las playas está provocada en menor medida por el uso inadecuado de la zona costera y en mayor medida por causas naturales, dentro de las cuales se identifican claramente el ascenso del nivel medio del mar, en combinación con eventos erosivos extremos y el déficit en los aportes de las fuentes productoras de arenas; posiblemente provocado por el desequilibrio en los ciclos reproductivos de los organismos bentónicos, como consecuencia muy probable del aumento de la temperatura del océano. Entre las causas antrópicas que aceleran la erosión se destacan: las construcciones sobre las dunas, la extracción de arena y las construcciones hidrotécnicas mal diseñadas, como espigones mal orientados (Hernández M. *et al.*, 2000).

Juanes *et al.*, (2010) señalaron que *“la erosión en las playas es un fenómeno generalizado en el Archipiélago Cubano y ocurre con un ritmo estimado de retroceso de la línea de costa de 1,2 m/año, aunque existen reportes superiores a 2,5 m/año en varios puntos del país. Esta intensidad es similar a la reportada para la región del Caribe”*. La tabla 5.5 sintetiza los resultados de la evaluación del comportamiento del proceso de erosión en 41 playas. Las playas con indicios de erosión en el 2010 alcanzaron el 90% de 41 playas evaluadas; resultado similar a lo reportado con datos anteriores al 2003, que fue del 89%. Los casos más significativos de erosión se reportaron en las playas Majana, Guanamar, Cajío, Mayabeque, Caimito, La Pepilla, Tasajera, y Rosario, ubicadas al sur de La Habana; las cuales, además de sufrir una intensa actividad antrópica, quedaron totalmente desprovistas de arena y transformadas, producto del efecto erosivo de los oleajes generados por los huracanes Ike y Gustav en el 2008.

Los sectores costeros mencionados no tienen las características morfológicas y sedimentológicas de una playa, aunque siguen siendo utilizadas como áreas de baño y reconocidas como playas por la población local (figuras 5.28 a-c). Por el significado



Figura 5.28. Ejemplos de sectores costeros del sur de las provincias Artemisa y Mayabeque: (a) Playa Guanimar. Sector costero muy antropizado y severamente dañados por el impacto de los huracanes Ike y Gustav en el 2008; (b) Playa Cajío. Sector costero muy antropizado y severamente dañados por el impacto de los huracanes Ike y Gustav en el 2008 y (c) Zona de baño en la desembocadura del río Mayabeque y sector Oeste de la Playa Mayabeque muy antropizado y severamente dañados por el impacto de los huracanes Ike y Gustav en el 2008

Tabla 5.5. Síntesis de los resultados de la evaluación del proceso de erosión

EVALUACIÓN	COSTA NORTE	COSTA SUR	TOTAL	%
Sin indicios	3	1	4	10,0
Moderada	20	6	26	62,0
Intensa	4	7	11	28,0
Total	27	14	41	100,0

social de estos sitios y la huella histórica que representan como lugares donde existieron sectores costeros arenosos, se ha decidido mantenerlos dentro del inventario de las playas de Cuba; aun cuando no puedan ser utilizados para evaluar la respuesta del perfil de playa a los efectos de la elevación del nivel del mar.

La evolución de la playa de Surgidero de Batabanó está condicionada a la presencia del espigón de abrigo del muelle del puerto del surgidero (figura 5.29). El transporte litoral queda retenido en el lado este del espigón, provocando una significativa acumulación de arena, que trajo como consecuencia la prolongación de la tierra hacia el mar en más de 100 m. El material depositado es fundamentalmente arena biogénica, con una importante carga de materia orgánica aportada por el mangle y la manigua costera, que fueron cubriendo rápidamente el área ganada al mar.



Figura 5.29. Playa de Surgidero, mantenida por la acumulación al lado este del espigón del puerto (imagen satélite del Google de agosto del 2009)

La formación de una nueva costa esencialmente arenosa y libre de obstáculos estuvo acompañada del modelado de un perfil natural de playa, caracterizado por una pendiente submarina muy suave y extensa y una ante-playa, berma y duna bien definidas, aunque no de grandes dimensiones (figura 5.30).

Las surgencias asociadas a los huracanes Ike y Gustav provocaron en la playa del Surgidero de Batabanó un importante traspaso de arena hacia el mangle y, en consecuencia, el desplazamiento del perfil de playa hacia tierra. En las figuras 5.31 puede apreciarse como la pendiente hacia tierra de la duna constituye un depósito de arena sobrepuesto al suelo del mangle que ocupaba esa posición antes de los huracanes.

Este modelo de transformación del perfil de playa en respuesta a una sobre elevación del nivel del mar, está en correspondencia con la respuesta esperada para este tipo de costa baja a los efectos de la elevación del nivel del mar asociada al cambio (Juanes *et al.*, 2010). El evento constituye una *adaptación autónoma*.



Figura 5.30. Playa Surgidero de Batabanó. Perfil completo



Figura 5.31. Playa Surgidero de Batabanó. Depósito de arena de la pendiente interior de la duna sobrepuesto al suelo del mangle que ocupaba esa posición antes de los huracanes

Recuadro 2. Vulnerabilidades e impactos

Es de esperar un aumento del impacto de la marea, el oleaje y las corrientes marinas en la zona costera cubana a causa del cambio climático, específicamente como consecuencia del aumento del n.m.m. relativo durante el presente siglo. A esto debe añadirse la ocurrencia de las anomalías mensuales del nivel del mar en determinadas zonas, las cuales favorecen temporalmente el ascenso del plano de acción de los eventos antes mencionados.

Se intensificará la velocidad de las corrientes marinas de la plataforma insular. Es muy probable que para finales de siglo, las zonas inundadas permanentemente por la superposición de la altura esperada del n.m.m. relativo y la altura del MDT, sobrepasen el área inundada, principalmente en los sectores costeros de plataformas amplias, debido a la concurrencia de factores como el oleaje, la marea, las variaciones aperiódicas del nivel del mar, las anomalías mensuales y las corrientes marinas, eventos y procesos favorecidos en su dinámica por el aumento de la profundidad y el plano de referencia de las variaciones del nivel del mar.

Las condiciones climáticas esperadas para finales del siglo XXI darán lugar a una disminución gradual del escurrimiento fluvial hacia las aguas de la plataforma con el consecuente aumento de la salinidad de las aguas. Esto puede intensificar las cuñas salinas en los estuarios y el proceso de intrusión salina en los suelos sobre todo en la estación seca del año. Los cambios del patrón de las precipitaciones y del escurrimiento, así como un mayor uso del recurso agua pueden traer como consecuencia cambios en los efectos de las anomalías pícnicas que generan movimientos de las aguas someras.

Con el ascenso gradual de la temperatura media del aire, es de prever un aumento de los valores medios y los extremos de la TSM. En las aguas someras de forma más proporcional y uniforme que en las aguas oceánicas limítrofes con la plataforma. En esta última, los procesos de mezcla en la someridad de sus aguas, favorecerá un aumento de uniformidad de la distribución vertical de la temperatura de las aguas.

El ascenso del n.m.m., de acuerdo a las proyecciones actuales o incluso las más pesimistas, no privarán a las zonas de plataforma cubanas de su condición de aguas someras, aunque propiciarán una mayor penetración e intercambio con las aguas oceánicas adyacentes más cálidas, a largo plazo. Aumentarán así mismo, las áreas de los humedales a costa de las planicies costeras bajas, que gradualmente se inundarán de forma permanente, con la consecuente extensión tierra adentro del proceso de flujo y reflujo de las aguas debido a la marea. La mayor extensión de aguas más cálidas deberá influir sobre los ecosistemas, sobre todo, sobre los organismos marinos más sensibles a la temperatura. En esas posibles condiciones futuras es previsible un aumento de la temperaturas media de las aguas y de sus extremos hacia el interior de las amplias zonas de la plataforma insular y en los humedales costeros y un aumento más moderado de la temperatura media en las áreas limítrofes con el océano.

El deterioro de la calidad de las aguas y de los sedimentos puede añadir tensiones adicionales a los ecosistemas reduciendo la resistencia y la resiliencia de los mismos ante los cambios graduales y de largo plazo, así como a los cambios súbitos de los eventos extremos.

Con el aumento del n.m.m. relativo aumentará el intercambio entre el océano adyacente y la plataforma insular a través de los numerosos pasos y canales existentes entre los cayos y pequeños islotes. De esta forma aumentará la influencia oceánica en las zonas exteriores de las cuatro zonas de la plataforma insular más cercanas a las aguas oceánicas. El predominio del transporte hacia el oeste favorecerá la penetración de las aguas de la profunda Fosa de Jagua hacia el Golfo de Batabanó.

Por otra parte, en el caso de Playa Larga, ubicada en el interior de la Bahía de Cárdenas, y las playas de Jáquete y Nazabal (figura 5.32), todas consideradas playas interiores de la costa norte, pudo comprobarse una situación similar a la descrita para las playas del norte del Golfo de Batabanó, donde la ocupación antrópica y los daños ocasionados por eventos erosivos extremos han provocado que estos lugares queden desestimados en las investigaciones de la respuesta del perfil de playa a la elevación del nivel del mar.



Figura 5.32. De izquierda a derecha: Playa Larga (Cárdenas), Nazabal y Jáquete. Sector costero muy antropizado y severamente dañados por el impacto de eventos erosivos extremos

Al norte de la provincia de Villa Clara, en la playa del Salto y Ganuza, donde funciona una popular base de campismo, se aprecia la destrucción del vial construido muy próximo al mar (figura 5.33 a), lo que se suma a las evidencias del proceso erosivo generalizado en las playas interiores. Una situación totalmente distinta puede apreciarse en la figura 5.33 b, correspondiente al sector este del Salto, donde en 1989 se ejecutó un proyecto de playa artificial; en el proyecto se concibió la sustitución del vial y numerosas viviendas de veraneo muy maltrechas, por una playa de perfil completo que provocó un rápido mejoramiento de las condiciones ambientales y estéticas; y se convirtió en la principal opción recreativa del campismo. A lo largo de aproximadamente 2 km se procedió a la preparación del terreno y al vertido de unos 60 000 m³ de arena, tarea que concluyó en 1992. Una visita al Salto en enero del 2010 permitió comprobar el excelente estado de conservación de la playa, y la efectividad con que ha funcionado la playa artificial como defensa costera frente a los eventos erosivos extremos. Atendiendo al desarrollo natural que sigue la playa del

Salto, está incluida en un plan de monitoreo a largo plazo, para estudiar la respuesta del perfil de playa a la elevación del nivel del mar. Este es un ejemplo de adaptación estratégica.



Figura 5.33 a : Sector oeste del Salto. Muy antropizado y severamente dañado por eventos erosivos extremos.



Figura 5.33 b. Sector este del Salto donde se ejecutó el proyecto de playa artificial en 1989

Las playas exteriores de los cayos Blanquikal, Fragoso, Esquivel, Cruz y Blanco, así como la playa de Corella en Las Tunas (figura 5.34), se caracterizan por la conservación de sus condiciones naturales debido al bajo nivel de actividad antrópica y sin embargo, ya contaban con reportes de indicios de erosión con anterioridad a 1996. El carácter generalizado del proceso de erosión en todas las playas visitadas resulta evidente a partir de tres indicadores principales: la aparición de numerosos árboles caídos y dañados dentro del mar, la formación de marcados escarpes de erosión activa en la cara exterior de la duna y la invasión de arena a las lagunas costeras.



Figura 5.34 a. Cayo Blanquikal. Aparición de numerosos árboles caídos y dañados dentro del mar



Figura 5.34 b. Playa erosionada sin actividad antrópica



Figura 5.34 c. Cayo Frágoso, invasión de arena a las lagunas costeras



Figura 5.34 d. Playa erosionada sin actividad antrópica.



Figura 5.34 e. Cayo Hicacal, extremo oeste de cayo Esquivel. Formación de marcados escarpes de erosión activa en la cara exterior de la duna



Figura 5.34 f. Playa erosionada sin actividad antrópica

La mayoría de las playas estudiadas forman parte de islas barras seguidas hacia tierra de lagunas costeras y extensas formaciones de manglar (figura 5.35).



Figura 5.35. Cayo Paredón Grande, sistema playa-duna-laguna característico de las islas barras

Según la Regla de Bruun, el retroceso de la costa bajo la influencia de la elevación del nivel del mar, se produce conservando un perfil de equilibrio y el volumen de sedimento permanece constante en una sección del perfil; asumiendo una profundidad en la que el movimiento de arena deja de ser efectivo. Sin embargo, a este modelo se hacen cuestionamientos debido a sus limitaciones para explicar el proceso de transformación del perfil de playa en el caso de las islas barras, en las cuales se aprecia como fenómeno generalizado, el sobrepaso de las dunas por las olas de tormenta y la invasión de arena hacia las lagunas. En esos casos, la surgencia provocada por eventos erosivos extremos se está produciendo con una altura tal, que las olas alcanzan las crestas de las dunas e impulsan la arena hacia las lagunas, en lugar de arrastrarlas hacia la pendiente submarina como asume el modelo de Bruun.

5.6.2. ARRECIFES

Las crestas arrecifales son la parte menos profunda de algunos arrecifes coralinos. Éstas se extienden como barras que denotan su presencia con el romper de las olas cuando la mar está movida (figura 36 a), y son el resultado del crecimiento acumulado de corales duros durante miles de años. Los pescadores la llaman restingas. Cuba está rodeada de crestas de arrecifes en gran parte del borde de su plataforma marina (Alcolado *et al.*, 2011).

Las crestas son muy importantes desde el punto de vista económico, social y conservacionista, por ser una barrera natural protectora de las costas y sus recursos naturales (playas y vegetación costera, incluyendo pastos marinos, manglares, manigua costera, etc.) y las inversiones (asentamientos humanos, carreteras, infraestructura turística e industrial, cultivos, etc.), contra el efecto destructivo y erosivo tanto del oleaje habitual como del producido por eventos meteorológicos extremos como: ciclones, frentes fríos y sures. Además, sirven de refugio y lugar de residencia a especies de importancia ecológica e importantes recursos pesqueros y son también un recurso de gran valor turístico por su atractivo para el turismo de buceo contemplativo (Alcolado *et al.*, 2011).

En Cuba como en todo el Gran Caribe, las crestas han estado sufriendo un acelerado deterioro. Del total de reportes de estado de las creas desde 2001 hasta el presente, según una escala de 5 puntos, 8% de las creas están sanas o casi sanas; 23%, deterioradas, y 69% muy deterioradas (figura 36 b).

Los pronósticos preliminares se estima que las crestas de arrecifes de Cuba están disminuyendo el porcentaje de cubrimiento del fondo por corales, a razón de 1,6% anual como promedio. Según dos modelos de pronóstico (uno que supone que la tasa de disminución es independiente del cubrimiento inicial, y otro que asume una correlación lineal positiva entre la tasa de disminución del cubrimiento y el cubrimiento inicial) y suponiendo que la tendencia no cambie, se plantea que las crestas con el promedio nacional de cubrimiento (19%) desaparecerían como tales al cabo de un tiempo entre aproximadamente 10 y 30 años, según el modelo que se considere. Para una cresta con un cubrimiento coralino del fondo de 40% (que es un valor casi extremo y ya poco frecuente en Cuba), el pronóstico con ambos modelos sería una desaparición estructural al cabo de alrededor de 40 años (Alcolado *et al.*, 2009 a, citado por Alcolado *et al.*, 2011). Cuando hablamos de desaparición no necesariamente se trata de que los corales mueran todos, sino que las crestas queden prácticamente aplanadas al estar, en el mejor de los casos, habitadas por especies de corales que

son resistentes a diversos factores (*Millepora complanata*, *Siderastrea siderea* y *Porites astreoides*), pero que no alcanzan suficiente altura como para proporcionar un relieve tan efectivo para disipar con efectividad la energía del oleaje. De esa manera su efecto protector sobre la costa y sus recursos se ve drásticamente reducido.

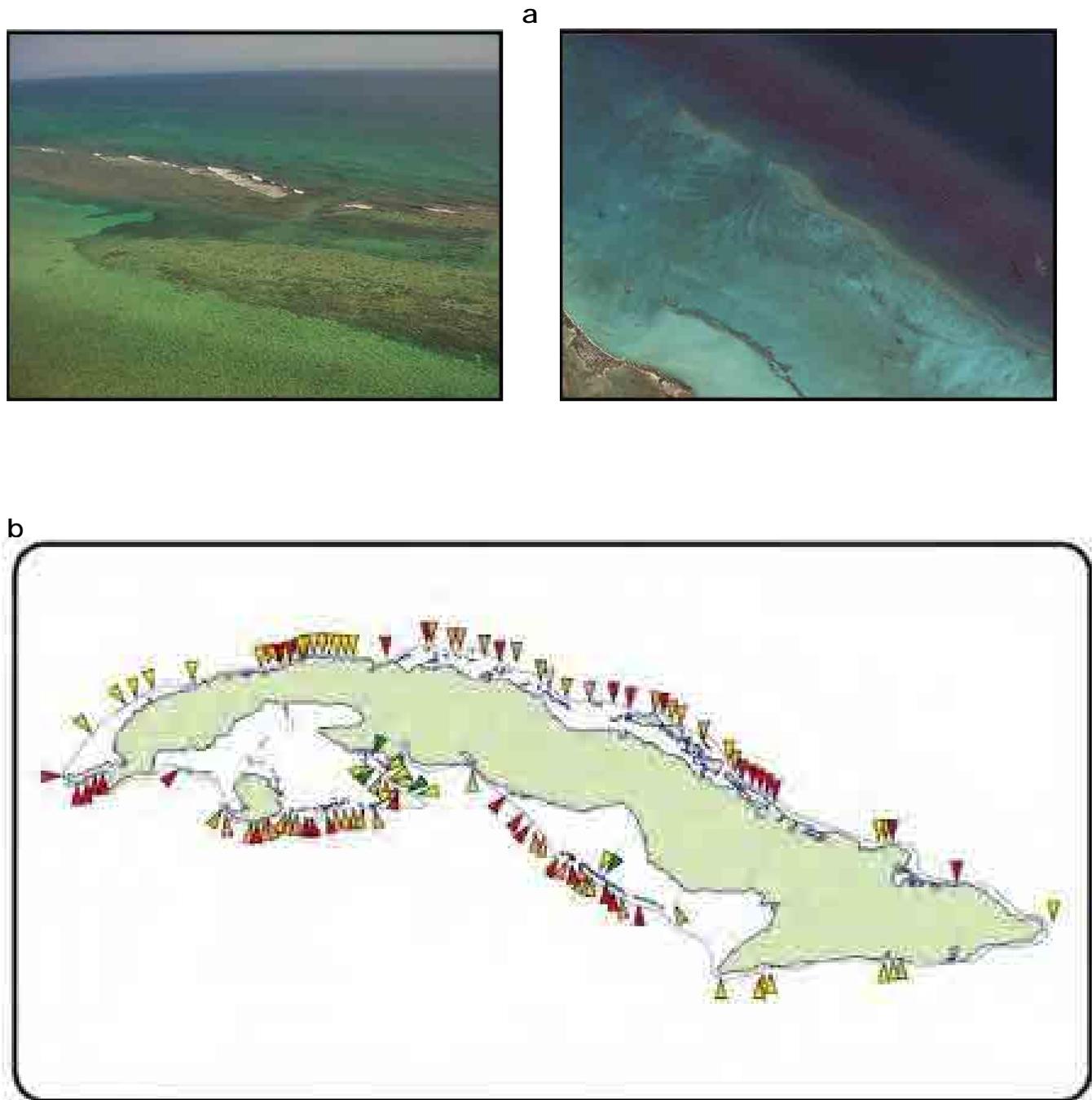


Figura 5.36. a. Cresta de arrecifes de Cayo Sabinal, norte de la provincia Camagüey. b. Grado de deterioro de las crestas de arrecifes de Cuba. Se muestran los criterios aproximados de clasificación. Las fuentes de información incluyen publicaciones, datos de archivo, consultas de especialistas y reportes a la Red de Monitoreo Voluntarios de Alerta Temprana de Arrecifes Coralinos de Cuba (tomado y adaptado de Alcolado *et al.*, 2011)

Tabla 5.6. Simbología y caracterización del deterioro de las crestas de los arrecifes

	En buen estado	3%	Sanas o casi sanas	8%	8%
	Poco deterioradas	5%			
	Deterioradas	23%	Deterioradas	23%	92%
	Muy deterioradas	40%	Muy deterioradas	69%	
	Extremadamente deterioradas	29%			

COLOR	NIVEL DE DETERIORO	CONDICIÓN VISUAL
	1. En buen estado	Cresta tupida de corales (cobrimiento coralino mayor que 45%), con gran predominio de acropóridos (corales orejones o de tarritos). Las ramas de los corales casi se tocan o entrelazan. Casi todos los corales están saludables
	2. Poco deterioradas	Cresta no tupida pero con corales abundantes (cobrimiento coralino de 41-45%). Siguen dominando los acropóridos. Las ramas no se tocan ni se entrelazan. Pueden quedar evidencias de daño como varios corales muertos en pie o cierta abundancia de fragmentos de corales de coral orejón
	3. Deterioradas	Cresta con corales vivos pero más bien dispersos (cobrimiento de 25-40%), y ya no necesariamente dominados por coral orejón ni de tarrito. Frecuentemente dominado por coral de fuego (<i>Millepora</i> spp.) u otros. Puede haber claras evidencias de daños como corales muertos en pie o fragmentos de corales en el fondo
	4. Muy deterioradas	Quedan pocos corales (cobrimiento de 11 a 24%). Pueden observarse orejones casi todos muertos aunque aun en pié. El fondo puede haber quedado con relieve muy bajo o casi aplanado como si ya no se tratara de una cresta. En este último caso se le denomina cresta aplanada
	5. Extremadamente deterioradas	Casi no quedan corales (cobrimiento de coral menor de 10%). Pueden observarse orejones casi todos muertos aunque aun en pié. El relieve el fondo es pobre

Debe tomarse en cuenta que, si bien las crestas de arrecifes son estructuralmente muy fuertes pueden ser afectadas por los eventos extremos y el Cambio Climático. Entre los primeros se encuentra el impacto de los ciclones tropicales.

Durante el impacto de un período de inusitada frecuencia de huracanes, específicamente entre 2001 y 2006, en los arrecifes del sur y este del Golfo de Batabanó (en crestas y arrecifes frontales) se comprobó una tendencia a la reducción del cubrimiento de corales y del diámetro promedio de éstos y a un cambio del predominio de especies que más aportan a la construcción y al relieve del arrecife (*Acropora palmata* y complejo *Montastraea annularis*) por otras oportunistas más resistentes al

oleaje y a la sedimentación (*Siderastrea radians*, *Porites astreoides*, *Acropora prolifera* y *Millepora* spp.) (Alcolado *et al.*, 2009b).

A lo anteriormente expuesto se añaden las grandes avenidas de agua producidas durante fuertes lluvias, como fue el caso de Rincón de Guanabo en junio de 1982 (Martínez-Estalella y Herrera, 1989).

El calentamiento del agua a causa del Cambio Climático propicia la aparición de nocivos eventos masivo de la enfermedad de blanqueamiento de corales, así como la incidencia de otras enfermedades que son de origen microbiano, Estas enfermedades empezaron a manifestarse de manera más evidente desde principios de los años ochenta, si bien hay reportes aislados en los setenta. El aumento de la acidez del agua debido al incremento de CO₂ disuelto en la misma. Eso afecta la capacidad de los corales de formar su esqueleto calcáreo, y se está convirtiendo en otro factor, además de las temperaturas anormalmente altas, que también provoca blanqueamiento en los corales (Alcolado *et al.*, 2011).

El aumento del nivel del mar no produce daño directo sobre los corales de la cresta ya que ocurre de manera muy lenta y los corales en una cresta saludable son capaces de crecer verticalmente a la par que ocurre ese fenómeno. Sin embargo una cresta deteriorada perderá capacidad de proteger las costas en la medida que esta pierde continuamente su relieve a causa de la erosión (fenómeno denominado aplanamiento de las crestas (Alvarez-Filip *et al.*, 2009, citado por Alcolado *et al.*, 2011) y a la vez se incrementa el nivel del mar.

En cualquiera de los escenarios futuros desaparecerían los arrecifes de borde de plataforma para el año 2050, sin descartar que queden algunos remanentes en zonas con características muy particulares, que pudieran constituir fuentes de larvas para la recuperación de arrecifes degradados o desaparecidos cuando las condiciones ambientales o una posible adaptación biológica lo permitieran.

5.6.3. MANGLARES

Los manglares son los ecosistemas más productivos del planeta. Para mantener esta productividad ellos demandan nutrientes de fuentes externas como el escurrimiento, los ríos y la marea, y de la intensa actividad de reciclado de la actividad béntica y microbiana. Independientemente de los diferentes tipos de manglares, los asentamientos de estos, dominados por la descarga de ríos y el intercambio de la marea, son los más importantes para la sedimentación de materia orgánica en la zona costera. Ellos reciben una elevada entrada de material biogénico y abiogénico de la tierra y del océano, y se encuentran en permanente intercambio con las aguas costeras (Jennerjahn y Ittekkot, 2002).

El manglar desempeña un conjunto de funciones vitales para el buen funcionamiento de los ecosistemas de la región. Actúa como protector de la línea de costa y contribuye con la formación del suelo. Constituye un importante refugio para gran cantidad de especies de animales, muchos de los cuales se reproducen aquí. Es uno de los ecosistemas más productivos, aportando gran cantidad de nutrientes, que son aprovechados por especies de alto valor comercial, las cuales desarrollan parte de su ciclo vital en este hábitat. En Cuba hay cuatro especies de mangle: *Rhizophora mangle* (Mangle rojo), *Avicenia germinans* (Mangle prieto), *Laguncularia racemosa* (Patabán) y *Conocarpus erecta* (Yana) (Hernández - Zanuy *et al.*, 2007).

Cuando los manglares están en la línea de costa, se presentan por lo general con una distribución consecutiva tierra adentro, en el mismo orden que se han referido anteriormente. En la ribera de los ríos y canales se pueden presentar con otra disposición, en ocasiones formando bosques de una sola especie, a los que se les llama yanales o patabanales, según la especie de que se trate (Hernández-Zanuy *et al.*, 2007).

Las áreas de manglares, por su ubicación en las zonas costeras más bajas, coinciden aproximadamente con las áreas de inundación permanente por ascenso del n.m.m. relativo. En este sentido se encuentran expuestas directamente a uno de los procesos primarios y de las consecuencias más obvias del cambio climático.



Además de los manglares y en estrecha relación con ellos, se encuentran a veces otros hábitats de gran importancia natural y socio-económica que serán también afectados por el incremento del nivel medio del mar. Estos son: herbazal y complejo de vegetación de manantial de ciénaga, Marismas y lagunas costeras, manglares del sistema fluvial de los ríos, estuarios y seibadales, crestas arrecifales y terrazas marinas y el bosque de ciénaga, que es la frontera de la ciénaga (Hernández M. *et al.*, 2003).

Las elevadas tasas de producción y acumulación de carbono en los manglares y en la exportación de los mismos, así como el incremento de la fertilidad de las aguas adyacentes, se deben a la intensa productividad biológica en los manglares y al permanente intercambio de materia y energía con las aguas costeras adyacentes. La reducción planetaria de los manglares en las últimas décadas tendrá graves consecuencias para estos procesos (Jennerjahn y Ittekkot, 2002).

Los manglares suelen asentarse en las áreas fango-arenosas que se encuentran fuera de la influencia del oleaje, acelerándose de esta forma el proceso de acumulación de limos y el avance de la línea de costa, con lo que en una serie de casos se protege a la costa del efecto erosivo de las olas, por lo que los manglares tienen un importante papel en la formación de costas acumulativas, así como en la protección de éstas contra la influencia del oleaje. En general, los manglares ejercen cierta influencia contrapuesta a la acción destructiva de las olas, estabilizando la superficie de los cayos interiores y de los bancos, reduciendo la influencia del oleaje, favoreciendo el avance de la línea de costa y la acumulación de los sedimentos orgánicos y minerales y como consecuencia de ello convierten los bancos sumergidos, de los sectores de ascenso tectónico de la plataforma, en cayos-barras (Guerra *et al.*, 2005).

Los movimientos neotectónicos han ejercido determinada influencia sobre el desarrollo de los mangles. No se excluye que la capa de depósitos organogénicos en la superficie de los bancos y de los cayos se haya formado, no solo en condiciones de elevación eustática del nivel medio del mar sino también de hundimiento tectónico de las estructuras geológicas en cuyos límites se encuentran. (Guerra *et al.*, 2005).

Los impactos sobre los manglares pueden incluir algunas pérdidas; pero la migración hacia tierra adentro, cambios en la dominancia e incremento de área a corto plazo, dependerán de las características del lugar. Si la duración de la inmersión diaria fuera modificada por eventos climatológicos, tectónicos, sedimentológicos o hidrológicos, las especies se ajustarían a las nuevas condiciones o sucumbirían definitivamente. La morfología de los manglares suele mostrar una relativa estabilidad variando poco en cientos de años, aunque variaciones en la hidrología o régimen de marea puede causar mortalidades notables. Los cambios del nivel medio del mar en el Holoceno muestran que las pequeñas islas serán particularmente vulnerables a la pérdida de los manglares, por lo que las cayerías que rodean a la isla de Cuba se encuentran seriamente amenazadas por el ascenso del nivel medio del mar o pueden sufrir grandes afectaciones geomorfológicas debido al mismo (Hernández M. *et al.*, 2003). Por ejemplo, en Douglas, Kearney y Leatherman (2001) se describe la desaparición de un islote en la costa Oeste de los Estados Unidos que todavía en los años 40 recibía turismo.

5.6.4. PASTOS MARINOS

Este acápite está basado principalmente en los resultados de años de investigación sobre los pastos marinos expuestos por Martínez-Daranas (2007).

Los pastos marinos son cada vez más reconocidos como un recurso natural de gran importancia por los servicios que prestan a otros ecosistemas marinos y al hombre. Constituyen el ecosistema costero de mayor valor entre los fondos blandos, por su contribución a la estabilidad y al desarrollo de los procesos biogeoquímicos de los sedimentos, así como en la morfogénesis y protección de la zona costera. Además, sostienen una alta diversidad biológica, porque proporcionan refugio, sustrato y alimento a numerosos organismos y constituyen la base de la trama trófica para muchas especies de importancia comercial o conservacionista, como tortugas y sirénidos.

Los pastos marinos han estado experimentando un declive a escala global desde hace varias décadas, con una tasa de alrededor del 1-2% año⁻¹ y parece acelerarse durante los últimos años, lo que los sitúa entre los ecosistemas más vulnerables del planeta. Esto ha sido atribuido a diversos factores físicos (erosión, enterramiento, disminución de la transparencia del agua) y químicos (aportes de sales nutrientes y de materia orgánica, como resultado del desarrollo antrópico, así como a efectos del cambio climático (incremento de la temperatura, del nivel del mar y de la frecuencia e intensidad de eventos meteorológicos extremos). Entre las causas naturales que pueden impactar severamente a los pastos marinos se encuentran eventos geológicos y meteorológicos. La abundancia de los pastos marinos también es afectada por interacciones biológicas inter e intraespecíficas, tales como: competencia por los recursos, ciclos naturales de desarrollo y envejecimiento de las plantas, el herbivorismo, enfermedades y la acción de organismos que alteran los sedimentos.

Entre las causas antropogénicas de la declinación de los pastos se destacan:

- **Eutrofización:** este fenómeno ha sido ampliamente estudiado en todo el mundo, y se produce al aumentar la descarga de nutrientes (principalmente nitrógeno y fósforo) por residuales de la actividad humana como albañales, industrias y fertilización agrícola. El incremento de nutrientes en la columna de agua favorece el desarrollo del fitoplancton y de macroalgas oportunistas de crecimiento rápido, que obstruyen el paso de la luz hasta las plantas.
- **Sedimentación:** el incremento de asentamientos humanos en las costas ha provocado cambios en el uso de la tierra en todo el mundo, por lo que se realiza la deforestación para producciones agropecuarias o para la obtención de madera y carbón vegetal, implicando el aumento de la erosión y del transporte de sedimentos hasta el mar, impidiendo que la luz llegue a las plantas y produciendo el enterramiento de los pastos.
- **Contaminación química:** diversas actividades humanas conducen a la contaminación de los mares con sustancias o elementos tóxicos para las plantas y los animales, como metales pesados, hidrocarburos y pesticidas.
- **Daños mecánicos:** los producidos por artes de pesca (como los chinchorros arrastreros), anclas y la turbulencia generada por embarcaciones (en zonas turísticas de mucho tráfico de naves pequeñas) que han provocado la eliminación de pastos en áreas extensas.
- **Cambios hidrológicos:** acciones ingenieras en la zona costera, como construcciones, viaductos, dragados y diques, han producido cambios en la hidrodinámica de algunos cuerpos de agua, lo que ha provocado la muerte de grandes extensiones de pastos marinos en el mundo.

Los pastos marinos desempeñan un papel muy importante en la atenuación de los efectos del cambio climático en la zona marino-costera cubana, principalmente en las zonas bajas y de amplia plataforma insular, que resultan las más amenazadas por la inundación gradual y permanente; ya que amortiguan la energía del oleaje y retienen partículas suspendidas en el agua, mejorando su transparencia. Las angiospermas y algas asociadas absorben los nutrientes del agua y los sedimentos, actuando como filtros. Las hojas y el sistema radicular de las angiospermas favorecen la estabilización de los sedimentos y reducen su resuspensión, protegiendo a las costas contra la erosión y a los arrecifes coralinos contra la sedimentación excesiva; la acumulación de hojas en las playas disipa la energía de las olas y retienen los sedimentos, son fuente de sedimentos producto de los esqueletos carbonatados de los organismos que viven en ellos.

Las observaciones a escalas de tiempo largas en pastos marinos son bastante escasas, y por ello, los efectos del cambio climático no están bien documentados. Es aun difícil atribuir a las variaciones climáticas los cambios observados en la distribución espacial y en la densidad de angiospermas marinas. Existen diversos criterios sobre el papel que desempeña el hombre en estos cambios, y es muy frecuente la simultaneidad de dichos cambios con otros de tipo ambiental. No obstante, se han realizado algunas predicciones sobre la degradación de los pastos marinos relacionadas con el cambio climático, como el incremento de la temperatura superficial del mar, del nivel del mar (vinculado a la erosión de la zona costera) y de la presión parcial del dióxido de carbono en el agua de mar. Algunos de estos factores pueden tener efectos positivos y otros negativos sobre los pastos marinos.

Recuadro 3. Vulnerabilidades e impactos

La erosión en las playas es un fenómeno generalizado en el archipiélago cubano y ocurre con un ritmo estimado de retroceso de la línea de costa de 1,2 m/año, aunque existen reportes superiores a 2,5 m/año en varios puntos del país. Esta intensidad es similar a la reportada para la región del Caribe.

Los arrecifes son muy vulnerables al impacto del ascenso del nivel medio del mar, de forma indirecta, y de la temperatura de las aguas, de forma directa. Los arrecifes son también vulnerables a los huracanes, la sobre-pesca y otros efectos antrópicos. Debido a esto, cualquiera de los escenarios resultantes de los dos métodos aplicados implicarían la desaparición de los arrecifes de borde de plataforma para el año 2050.

Los manglares dependen del recurso agua por lo que compiten con los usos priorizados agrícolas, industriales y domésticos del mismo. Las áreas de manglares por su ubicación en las zonas costeras más bajas coinciden aproximadamente con las áreas de inundación permanente por ascenso del n.m.m. relativo. En este sentido se encuentran expuestas directamente a uno de los procesos primarios y de las consecuencias más obvias del Cambio Climático, que es el ascenso del nivel medio del mar.

Los pastos marinos se encuentran fuertemente expuestos a la sinergia del efecto antrópico y la evolución del medio ambiente a largo plazo debido al Cambio Climático.

El aumento de la vulnerabilidad debido a la disminución gradual de la resiliencia y la resistencia de los ecosistemas marinos analizados debido a efectos antrópicos negativos reducirán la capacidad de adaptación autónoma de los mismos haciendo inviable la adaptación estratégica como posible solución en manos del hombre. De esta forma, principalmente en las zonas de áreas costeras más expuestas por inundación permanente, la aceleración del deterioro de los ecosistemas y hábitats dará lugar a la aceleración de los restantes en las zonas adyacentes. A largo plazo, este proceso de interacciones dará lugar a una mayor desprotección de la línea de costa y a una intensificación del proceso de los impactos del Cambio Climático en múltiples direcciones.

Los resultados positivos de las actuaciones costeras en las playas cubanas representan un ejemplo de las posibilidades de regeneración de los ecosistemas marinos ante los eventos extremos de corto plazo y los procesos de largo plazo del Cambio Climático.

5.7. MEDIDAS DE ADAPTACIÓN

El archipiélago cubano reúne casi todas las características inherentes a las zonas costeras a escala global: aumento de la presión demográfica, incluida la población flotante constituida por los turistas, y vertimiento de contaminantes de diverso tipo así como la expansión de la infraestructura del turismo; las cuales figuran entre los principales factores que contribuirán en su sinergismo con el cambio climático, al aumentar la vulnerabilidad de la zona costera. En la zona costera más de la mitad de los sectores mejor potenciados para la actividad turística constituyen playas, lo cual revela la importancia que tienen para la economía nacional el recurso playa y su protección.

Algunas medidas de adaptación ante la variabilidad y tendencia de los regímenes hidrometeorológicos y biogeomorfológicos de la zona costera debido al ascenso del

n.m.m. ya se han puesto en práctica, como resultado de estudios sobre dinámica y manejo costeros (Juanes *et al.*, 1996). En este sentido, playas como la de Varadero se encuentran prácticamente destinadas a vivir artificialmente. Esto significa además, que el impacto del cambio climático es un evento actual y no “futuro” y que de las medidas de adaptación u otras acciones en la zona costera que hoy se ejecutan depende en gran medida la respuesta del ecosistema costero en la primera mitad del siglo XXI.

En el caso de los hábitats marinos la afectación sería favorable siempre que se mantenga la línea de mangle rojo protegiendo la costa de la erosión. Si esta faltara como ocurre en la costa Sur de La Habana (Hernández-Zanuy *et al.*, 2005), ocasionaría la desaparición paulatina de la vegetación sumergida por falta de luz, con el consecuente incremento de la intrusión salina y salinización posterior de los terrenos agrícolas (Hernández M. *et al.*, 2003). De mantenerse el mangle rojo se evitaría el incremento de sólidos en suspensión, evitando así la pérdida de las praderas de *Thalassia testudinum* y por tanto del elemento retenedor del sedimento y principal productor primario y de los arrecifes de coral.

Para garantizar un adecuado funcionamiento del régimen hidrológico, las construcciones de viales y otras obras que pudieran interrumpir la circulación de las aguas (dulces y saladas), deberán construirse en lo posible perpendiculares a la línea de costa y evitando las paralelas, lo que atenuará el impacto esperado y permitirá el acomodo natural de los ecosistemas.

La protección de los elementos de la zona costera como los bosques de mangle, las playas y las barreras de coral, desempeñan un papel muy importante en la protección de la población contra las penetraciones del mar como se refiere en EM-NDC (2005). Debe considerarse además la introducción de diseños y tecnologías para la protección de los sectores costeros de los asentamientos urbanos (Córdova, 2006).

Según Feenstra *et al.*, (1996) las medidas de adaptación ante un incremento del nivel medio del mar se pueden agrupar en tres tipos de estrategias de respuesta que denominan: retroceso, acomodamiento y protección. Por otra parte, según esta misma fuente, las medidas de adaptación para un aumento del n.m.m., no se pueden ver fuera del marco de una concepción integrada del manejo costero donde se contemplen todas las demás variables. El aumento del n.m.m. a largo plazo debe verse con la óptica de un proceso que varía paulatinamente, variación sobre la cual se superponen otros fenómenos dependientes o relacionados con el mismo, de los cuales no pueden excluirse los procesos sociales en las zonas costeras.

Siguiendo la misma concepción planteada por Bijlsma *et al.*, (1996); Feenstra *et al.*, (1996) y UNESCO (1990 a), se elaboró las medidas de adaptación y el orden de prioridades de las mismas (tabla 5.7).

5.8. CONSIDERACIONES FINALES

Solo una adecuada adaptación estratégica brindará la oportunidad de que ocurran procesos de adaptación autónoma en los frágiles ecosistemas marinos costeros cubanos. Dicha estrategia debe contemplar incluso la renuncia de algunos de los usos que hasta la actualidad se han aplicado a recursos naturales. De lo contrario ocurrirá un debilitamiento de los ecosistemas; playas, arrecifes, manglares y pastos marinos; trayendo como consecuencia la aceleración de los procesos erosivos y la intrusión salina, la pérdida de territorio emergido por una más profunda inundación permanente y una reducción de la calidad de vida de la población.

Tabla 5.7. Propuesta de medidas de adaptación para la zona costera de Cuba

ESTRATEGIA DE RESPUESTA	TIPO DE ADAPTACIÓN	
	ADAPTACIÓN AUTÓNOMA	ADAPTACIÓN ESTRATÉGICA
RETROCESO		
<i>Progresivo abandono de las áreas altamente vulnerables y el reasentamiento de los habitantes. Reducir la densidad demográfica en las zonas bajas y en las partes bajas de las cuencas hidrográficas</i>		X
No construir áreas residenciales, fábricas u hoteles en las zonas bajas con perspectivas mayores que 50 años		X
ACOMODAMIENTO		
<i>Conservación de los ecosistemas en armonía con las áreas vulnerables ocupadas y en uso, y las respuestas de adaptación. Desarrollar programas integrados de manejo costero para todos los sectores la zona costera</i>	X	X
Desarrollar concepciones constructivas en la infraestructura, adaptadas a las inundaciones temporales para las zonas bajas		X
Desarrollo de la acuicultura como un medio de disminuir la presión que actualmente sufren los ecosistemas arrecifales por parte de las actividades pesqueras		X
PROTECCIÓN		
<i>Defensa de las áreas vulnerables, centros económicos y los recursos naturales. Repoblar las zonas de manglar en todos los sitios afectados por la deforestación y promover la reforestación de la zona costera con la especies propias de la misma</i>	X	X
Desarrollar la regeneración de las playas sobre la base de "soluciones blandas" en combinación con otras tecnologías	X	X
Creación de zonas protegidas con categorías restrictivas de uso para proteger de forma más efectiva a los ecosistemas marinos	X	X
Intensas acciones de educación ambiental para la población, los tomadores de decisiones y en los centros educacionales	X	X
Desarrollo de sistemas de monitoreo (mediciones sistemáticas) y de alerta temprana con tecnologías de punta, así como de nuevas tecnologías de ingeniería de costas	X	X

BIBLIOGRAFÍA

1. ACC (1989): Nuevo Atlas Nacional de Cuba. La Habana: IGT / ICGC.
2. Alcolado, P. M. S. L. Lorenzo e I. Almeida (2011): Localización y estado de deterioro de las crestas arrecifales en zonas priorizadas de Cuba. Informe anual del macroproyecto Escenarios de peligro y vulnerabilidad de la zona costera cubana, asociados al ascenso del nivel medio del mar para los años 2050 2100. Archivo Científico del Instituto de Oceanología. 14 pp.
3. Alcolado, P. M., Caballero, H. & Perera, S. (2009a). Tendencia del cambio en el cubrimiento vivo por corales pétreos en los arrecifes coralinos de Cuba. Serie Oceanológica, 5, 1-14.
4. Alcolado, P. M., Hernández-Muñoz, D., Caballero, H., Busutil, L., Perera, S. Hidalgo, G. (2009b). Efectos de un inusual período de alta frecuencia de huracanes sobre el bentos de arrecifes coralinos. Rev. Cien. Mar. Cost., 1, 73-93.
5. Alcolado, P.M., E.E. García y M.A. Acosta (2007): Ecosistema Sabana – Camaguey. Estado actual, avances y desafíos en la protección y uso sostenible de la biodiversidad. Proyecto PNUD/GEF Sabana-Camagüey, CUB/98/G•32; CUB/99/G81. 183 pp.
6. Alvarez-Borrego, S. (2007): Principios generales del ciclo del carbono en el océano. En: Hernández-de la Torre B, Gaxiola-Castro G (eds.), Carbono en ecosistemas marinos de México. INE, Semarnat, CICESE, México. 11-28. pp.
7. Alvarez - Filip, L., Dulvy, N. K., Gill, J. A., Cote, I. M. y Watkinson, A. R. 2009. Flattening of Caribbean coral reefs: region-wide declines in architectural complexity. Proc. R. Soc. B, doi: 10.1098/rspb.2009.0339, pp, 1-7 <http://dx.doi.org/10.1098/rspb.2009.0339>.
8. AMA (2005): Evaluación rápida de los efectos ambientales de las inundaciones costeras por penetración del mar en la Ciudad de la Habana, al paso del huracán Wilma. Informe científico – técnico. Archivo AMA, 68 pp.
9. Ballester M. (2010): Variabilidad de la actividad ciclónica en la egión del Atlántico Norte y su pronóstico. Editorial Academia. 170 pp.
10. Bijlsma, L., C.C. Ehtler, R.J.T. Klein, S.M. Kulshrstha, R.F. McLean, N. Mimura, R.J. Nicholls, L.A. Nurse, H. Pérez Nieto, E.Z. Stakhiv, R.V. Turner y R.A. Warrick (1996): Coastal Zones and Small Islands. Impacts, Adaptactions and Mitigation of Climate Change: Scientific – Tchnical Analysis, R.T. Watson, M.C. Zinyowera y R.H. Moss (eds.). Contribution of Working Group II to the Second Assesment Report of the Intergovermental Panel of Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, 289 – 324.
11. Blázquez, E. L. (1981): Algunos aspectos del régimen de la temperatura en la plataforma Noroccidental de Cuba y la región oceánica adyacente. Inf. Cient. Téc. Acad. Cienc. Cuba, 171: 1 -28.
12. Blázquez, L. y E. Romeu (1982): Contribución al estudio de la circulación general en el Golfo de Batabanó, Zona B. Rep. Invest., Inst. Oceanología., 1:1-33.
13. Blázquez L. J.P Rodríguez-Portal, I. Rosabal- Campos y R. Calderón-Hebra. (1988): Mediciones de corrientes en el Golfo de Batabanó. Reporte de Investigación del Instituto de Oceanología no. 14.
14. Blázquez, E. L. (1989): Anomalías del Nivel del Mar en La Habana, Cuba, durante el evento Oscilación del Sur-El Niño (OSEN), de 1982-83. Reporte de Investigación 6 (11), 8 pp.
15. Breitburg, D. (2002): Effects of hypoxia, and the balance between hypoxia and enrichment, on coastal fishers and fisheries. Estuaries. 25:767-781.
16. Casals, R.T. (2002): Cronología de las inundaciones costeras ocurridas en el sur de la provincia La Habana. Revista Cubana de Meteorología, ISSN-864-9, 9(1): 90 – 95 p.
17. Case, R. A. (1986): Atlantic Hurricane Season of 1985. Annual Summary. Monthly Weather Review. 114: 1390 – 1405.

18. Cerdeira S. (2003): Metodología para el Análisis de de la Temperatura Superficial del Mar alrededor de Cuba mediante imágenes del sensor cósmico AVHRR-NOAA" Tesis presentada en opción al Título de Doctor en Ciencias Técnicas. Archivo Científico del Instituto de Oceanología.
19. Chen A., M. Taylor, A. Centella y D. Farrell (2008): Climate Trends and scenarios. Report of Working Group I, Climate Change and Biodiversity in Caribbean Island. CANARI Technical Report No 381. December, 2008, 70 pp.
20. Córdova L. L. (2006): Solución Integral de protección contra inundaciones en el tramo más crítico del Malecón de la Ciudad de La Habana. Seminario sobre Desarrollo Sostenible del Medio Costero en el Caribe y Taller sobre Vulnerabilidad de las Zonas Costeras en el Caribe. ISPJAE-HR Wallingford-UNISA. 28/X-1/XII.
21. Chelton, D.B. y D.B. Enfield (1986): Oceans Signals in Tide Gauge Records. Journal of Geophysical Research, August 10, 91 (B9): 9081-9098.
22. Claro, R.; G. Bustamante; B.V. Koshelov y A.J. Baisre (1994): Ecología de los peces marinos de Cuba. 525pp. Ed. México.
23. De la Paz. M., A. Gómez-Parra y J. Forja, J. (2007): Inorganic carbon dynamicand air-water CO2 exchange in the Gualdalquivir Estuary (SW Iberian Peninsula). Journal of Marine Systems. 68:265-277.
24. Douglas B.C., M.S. Kearney y S.P. Leatherman (2001): Sea Level Rise History. International Geophysics Series. Vol. 75. 232 pp.
25. Efimov, V.V. (1985): Las ondas en las zonas fronteras del océano. Hidrometeoizdat, Leningrado. 280 pp [en ruso].
26. Emilsson Y. y J.J. Tápanes (1971): Contribución a la hidrología de la plataforma Sur de Cuba. Serie Oceanológica. 9:1-22.
27. Enfield, D.B. y J.S. Allen (1980): On the structure and dynamics of monthly mean sea level anomalies along the Pacific coast of North and South America. Journal of Physical Oceanography, 10 (4), April: 555 - 578.
28. Feenstra J., Burton I., Smith J., and Parry M, (eds.) (1996): Handbook on Methods for Climate Change Impact Assessment and Adaptation Strategies. DRAFT Version 1.3. October, 1996. Chapter 5. UNEP.
29. Friis, K., A. Koertzing y D. W. R. Wallace (2003): The salinity normalization of marine inorganic carbon chemistry data. Geophysical Research Letters. 30:2.
30. Furrzola, G. y K. Núñez, eds. (1997): Estudios sobre Geología de Cuba. La Habana: CNDIG, 527 pp.
31. GCRP-USA (2006): Our changing climate. [Internet]. Disponible en: <http://www.gcrio.org/NationalAssessment/index.htm>. 29 pp.
32. GEF/PNUD (1996): Protección de la Biodiversidad y Establecimiento de un Desarrollo Sustentable en el Ecosistema Sabana-Camagüey. Informe final de proyecto (CUB/92/G31). Archivo Científico del Instituto de Oceanología.
33. González, C. (1999): Climatología de los frentes fríos que han afectado a Cuba desde 1916-1917 hasta 1996-1997. Revista Cubana de Meteorología, ISSN-864-9, 6(1): 15-19.
34. González, C. (2000): Características de los frentes fríos que han afectado a Cuba desde 1916-17 hasta 1999-2000. Boletín SOMETCUBA [Internet] 6 (2). Disponible en: <http://www.met.inf.cu>.
35. Guerra, R. F., L. Rivas, L.I. Peña, M. Sosa, C.M. Peón, Caso, M. E. Chávez y G. Legrá (2005): Geología de la Plataforma Marina de Cuba. Versión Original Recuperada. Informe de Proyecto. Archivo Científico del Instituto de Oceanología. 355 pp.
36. Guerman, V.J. y S.P. Levikov (1988): Análisis probabilístico y modelación de las variaciones del nivel del mar. Edif. Hidrometeoizdat. Moscú, 1988. 229 pp. [en ruso].
37. Hernández M. (2012): Variabilidad y pronóstico de la componente aperiódica del nivel del mar de origen meteorológico en el archipiélago cubano. 145 pp. (Oceandocs, en prensa).

38. Hernández M.,(2011): Estructura espectral de la componente aperiódica del nivel del mar de origen meteorológico en la escala sinóptica de frecuencias, Revista Cubana de Meteorología, 17(1) 60-74 p.
39. Hernández, M. y O. Marzo (2011): Estimación de las anomalías, tendencia, proyección y los períodos de retorno de los valores extremos del nivel del mar relativo durante el presente siglo a partir de mediciones de la Red Mareográfica Nacional. Informe anual de proyecto. 120 pp. Directiva 1 del Ministerio de las Fuerzas Armadas Revolucionarias. Archivo Científico del Instituto de Oceanología.
40. Hernández, M., O. Marzo y A. Acanda (2010): Tendencia lineal del nivel medio del mar en algunas localidades del archipiélago cubano. Serie Oceanológica. No. 7, ISSN: 2072-800X. <http://oceanologia.redciencia.cu>.
41. Hernández, M. y O. Marzo (2009): Variabilidad estacional del nivel del mar en el archipiélago cubano. Serie Oceanológica. no. 6, ISSN: 2072-800X. WWW. <http://oceanologia.redciencia.cu>. p. 1 – 15.,
42. Hernández, M., J. Cárdenas, L. Arriaza, S. L. Lorenzo, L. Rodas, O. Ramírez, J. F. Montalvo, E. O. Linares, O. Marzo, A. Morales, J. Viamontes, R. García, C. Martínez, G. Legrá, J. Gutiérrez y M.M. Rivero (2006): Desarrollo de métodos y tecnologías para el pronóstico de procesos oceanográficos en la plataforma insular cubana. Informe final de proyecto. Programa Ramal de Protección del Medio Ambiente y el Desarrollo Sostenible Cubano. Archivo Científico del Instituto de Oceanología. 300 pp.
43. Hernández, M. y G. Díaz (2003): Some considerations on synoptic sea level variability in the Gulf of Batabanó. Serie Oceanológica, no. 1. ISSN: 2072-800X. <http://oceanologia.redciencia.cu>.
44. Hernández, M. y G. Díaz (2001a): Influences of ENSO on seasonal and inter – annual sea level variability in the Cuban Archipelago. Serie Oceanológica. No. 0. ISSN: 2072-800X. <http://oceanologia.redciencia.cu>
45. Hernández, M. y G. Díaz (2001b): Algunos aspectos de la variabilidad mensual del nivel del mar en La Habana, Cuba. Afro América GLOSS News. Patrocinada por la UNESCO y el COI. <http://www.mares.IDO.usp.br/aagn/ind.html>.
46. Hernández M., P. Parrado y M. Izquierdo (2000): Preliminary considerations on the probable impact of sea level rise and water temperature in some localities of the coastal zone of the Cuban archipelago. Climate Change Impacts and Responses. Proceedings of the Conference on National Assessment Results of Climate Change. Páginas de la 183 a la 202. Edited by Nobuo Mimura. Printed by the Japan Environment Agency and Overseas Environmental Cooperation Center. 751 pp.
47. Hernández, M. y G. Díaz (1999): Variabilidad del Nivel del Mar en aguas de México y Cuba. Informe final de proyecto. Programa Nacional de Cambios Globales y Evaluación del Medio Ambiente Cubano. Archivo Científico del Instituto de Oceanología. 64 pp.
48. Hernández M., A. Hernández-Zanuy, L. Arriaza, J. Simanca, S. L. Lorenzo, S. Cerdeira, L. Rodas, G. Díaz, I. Hernández, O. Marzo, J. L. Chang, A. Oviedo, H. M. Alfonso (2003): Evaluación de la tasa de incremento del nivel medio del mar y su influencia sobre algunas características oceanográficas y de las áreas de manglares de la plataforma insular cubana. Informe Final de Proyecto. Archivo Científico del Instituto de Oceanología. 160 pp.
49. Hernández-Zanuy A., E. Tristán, M. Guerra, s. Lorenzo, M. Martínez, M. Hernández, P. M. Alcolado, L. Peña, M. Esquivel, R. Tomás-Capote, M. Sosa (2007): Diagnóstico para la rehabilitación ecológica del tramo de costa comprendido entre Surgidero de Batabanó y Mayabeque, costa Sur de la Habana. Informe Final de Proyecto. Archivo Científico Instituto de Oceanología. 2007:150 pp.
50. IGBP (1993): Land - Ocean Interaction in the Coastal Zone. Science Plan. Global Change. Report 25. 50 pp.
51. IOC (1990): Global Sea Level Observing System (GLOSS) Implementation Plan. Technical Series, 35. 90 pp.

52. Ionin A.C., I.A. Pavlidis y O.A. Suarez, (eds.) (1977): Geología de la plataforma cubana. Edit. Nauka. Moscú. URSS. 217 pp. [en ruso].
53. IPCC (2007): Cambio Climático - Base de Ciencia Física. Contribución del Grupo de Trabajo I al Cuarto Informe de Evaluación del IPCC. (ISBN 978 0521 88009-1 Libro, 978 0521 70596-7 Folleto). [Internet]. Disponible en: <http://www.ipcc.ch/>
54. Jennerjahn T.C. y V. Ittekkot (2002): Relevance of mangroves for the production and deposition of organic matter along tropical continental margins. *Naturwissenschaften*. 89: 23-30. Published online: 12/12/2001. Springer-Verlag.
55. Juanes, J.L. (1996): La erosión de las playas en Cuba. Alternativas para su control. Tesis para el grado de Doctor en Ciencias Geográficas. Archivo Científico del Instituto de Oceanología.
56. Juanes J.L., Y. Rodríguez, L. Rivas, A. Niévares, Á. L. Chirino, R. González, B. L. Frías, P. Sánchez, H. R. Rondón, M. Nadal, L. Herrera, I. Hernández, M. García, R. A. Rodríguez, R. Pérez (2010): Proyecto 8. Actualización y evaluación de la evolución de las playas para los años 2050 y 2100. MACROPROYECTO (PNAP): Escenarios de peligro y vulnerabilidad de la zona costera cubana, asociados al ascenso del nivel medio del mar para los años 2050 y 2100. 26 pp.
57. Laws, E. A. (1992): El Niño and the Peruvian Anchovy Fishery. Oceanography Department, University of Hawaii, Honolulu.
58. Lluís-Riera (1972): Estudios hidrológicos del Golfo de Batabanó y de las aguas oceánicas adyacentes. *Serie Oceanológica* (14), 49 pp.
59. Lluís-Riera (1977): Estudios hidrológicos de la plataforma suroriental de Cuba y aguas oceánicas adyacentes. *Edit. Academia de Ciencias de Cuba*, (16), octubre, 29 pp.
60. Lluís-Riera (1983): Características físico químicas de la plataforma de Cuba y aguas oceánicas adyacentes. *Informacionni Bulletin*, Centro de coordinación del CAME para el problema mundial, Moscú 15:29-45p. [en ruso].
61. Martínez-Canals, M., Montalvo, J. F., Miravet, M. E., Lugiyo, G. M., Losa, S., Pérez, R. (2004): Informe final del proyecto Evaluación de las zonas de impacto antrópico en el Golfo de Batabanó. *Archivo Científico del Instituto de Oceanología*. 71 pp.
62. Martínez - Daranas (2007): Características y estado de conservación de los pastos marinos en áreas de interés del archipiélago Sabana – Camagüey, Cuba. 103 pp. + Figuras y Tablas en anexos.
63. Martínez-Estalella, N. y Herrera, A. (1989): Estudio de la comunidad coralina del arrecife del Rincón de Guanabo, Cuba. *Cuba, Instituto de Oceanología. Reporte de Investigación* (9), 28 p.
64. Menéndez L. y J. M. Guzmán (eds.) (2002): Ecosistemas de manglar en el archipiélago cubano. Editorial Academia. 465 pp.
65. Miravet, M. E., M. Lugiyo, S. Losa, , D. Enriquez, E. Perigó, J. F. Montalvo (2000): Informe final del proyecto Evaluación del estado de salud de los arrecifes coralinos y fondos blandos a partir de indicadores microbiológicos en la plataforma suroccidental y noroccidental de Cuba. *Archivo Científico del Instituto de Oceanología*. 56 pp.
66. Mitrani, I., R. Vega, R. Pérez Parrado e I. Salas (1999): Determinación de las características extremas del viento, el oleaje, y la sobreelevación del nivel del mar en las costas de Cuba. *Revista Cubana de Meteorología*. ISSN-864-9, 6 (1): 38-42.
67. Mitrani, I., I. Salas, M. Ballester e Y. Juantorena (2000a): Penetraciones del mar en la zona costera del Golfo de Batabanó por afectación de sures, con escenario actual y previsto por posible incremento del nivel medio del mar. *Boletín SOMETCUBA* [Internet], 6 (1). Disponible en: <http://www.met.inf.cu/>
68. Mitrani, I. y O.O. Díaz (2000b): Influencia de los factores hidrometeorológicos en el medio marino de la zona suroccidental de Cuba. *Revista Cubana de Meteorología*. ISSN-864-151-X. 7 (1): 45-50.
69. Mitrani, I., R. Parrado, I. Salas, M. Ballester, C. Rodríguez, A. Pérez. *Monografía*, (2001): Las

- penetraciones del mar en las costas de Cuba, las zonas más expuestas y su sensibilidad al Cambio Climático [Inédito]. UDICT-INSMET, La Habana, Cuba.
70. Montalvo, J. F., E. Perigó, J. Espinosa y I. García (2000): Prospección de variables hidroquímicas de calidad ambiental en la zona litoral entre el río Hatiguanico y Majana, costa sur occidental de Cuba. Contribución a la educación y la protección ambiental. 1: 193 – 197.
 71. Montalvo, J. F., I. García, S.C. Esponda, M.E. Cesar, O.C. Albuquerque (2009 a): Compuestos del ciclo del carbono en la zona litoral del municipio Playa, Ciudad de la Habana, Cuba. Serie Oceanológica. No. 5,88-98
 72. Montalvo, J. F., I. García, S.C. Esponda, D. López, M. Martínez, O. C. Albuquerque, R. García, M. Blanco, N. y García (2009b). Estudios preeliminares de compuestos del ciclo del CO₂ en algunas áreas costeras de la plataforma cubana. Serie oceanológica 6, 65-78.
 73. Morales A (1996): Estudios Oceanográficos para la construcción de una plataforma para la prospección de petróleo en Cayo Rabihorcado. Informe Científico Técnico. GEOCUBA E.M.
 74. Moreno, A. e I. Salas (1976): Surgencias originadas por tormentas tropicales, sus causas y efectos. Archivo Científico del Instituto de Meteorología, La Habana, 23 pp.
 75. NC-25 (1999): Hidrosfera. Especificaciones y procedimientos para la evaluación de los objetivos hídricos para uso pesquero.
 76. Oliveira, A. P., M. Nogueira y G. Cabeçada (2006): Variabilidad de CO₂ en aguas superficiales adyacentes al estuáριο del Tajo (Portugal). Ciencias Marinas. 32:401-411.
 77. Parker B. B. (1992.): Sea level as an indicator of Climate and Global Change. Marine Technology Society Journal, 25 (4). 11 pp.
 78. Pérez R. (2008): Ciclones tropicales y cambio climático. Taller “Cambios Globales y Medio Ambiente”: Tendencias mundiales, resultados y proyecciones de trabajo. 25-26 marzo 2008. Acuario Nacional de Cuba.
 79. Perigó, E., M. Martínez-Canals, J. F. Montalvo, R. Pérez (2000): Evaluación de la calidad ambiental del Golfo de Batabanó. [Inédito]. Informe final. Archivo Científico del Instituto de Oceanología. 130 pp.
 80. Pugh, D. (1986): Tides, Surges and Mean Sea-Level. Natural Environment Research Council. Swindon, UK. John Wiley & Sons. ISBN 0 471 91505 X. Chichester, New York, Brisbane, Toronto, Singapore, 486 pp.,
 81. Pugh D.T. y G.A. Maul (1999): Coastal Sea Level Prediction for Climate Change. Coastal and Estuarine Estudios 56, 377-444.
 82. Ramírez, I. (1991): Propagación de señales en registros de nivel del mar, en la costa occidental del México. *Atmósfera*, 4, 23-35.
 83. Ramírez, O. y M. Hernández (2006): Ondas atrapadas a la costa en el sector noroccidental de Cuba. Serie Oceanológica. 2. [Internet]. ISSN: 2072-800X. Disponible en: <http://oceanologia.redciencia.cu>
 84. Rodríguez, J. y J.F. Rodríguez (1983): Las mareas en las costas cubanas. Reporte de Investigación. 6, enero, 34 pp.
 85. Rubiera, J. y A. Caymares (1998): Eventos del tiempo severo inducidos por el ENSO en la temporada invernal cubana. UNESCO [Internet]. Disponible en: <http://www.unesco.org/uy/phi/libros/enso/rubiera.pdf>
 86. Sabine, C. L., R. A. Feely, N. Gruber, R. M Key, K. Lee, J.L. Bullister, R. Wanninkhof, C.S. Wong, D. R. W. Wallace, B. Tilbrook, F.J. Millero, T.H. Peng, A. Kozyr, T. A. Ono, A. F. Rios (2004): The oceanic sink for anthropogenic CO₂. *Science* 305,367–371.
 87. Salas I., R. Pérez–Parrado, S.T. Samper, J. D. Chávez, A. L. Pérez, C. Rodríguez, B. Pantaleón, L. Favier y R. Restivo (2006): Impacto de la Surgencia en el Archipiélago Cubano, considerando los Cambios Climáticos. Informe de proyecto del Programa Nacional de Cambios Globales y Evolución del Medio Ambiente Cubano. Archivo Científico del Instituto de Meteorología, 220 pp + anexos.

88. Smirnov, G.N. (1987): Oceanología. Leningrado. Hidrometeoizdat. 407 pp. [en ruso].
89. Sukhovey, V.F. (1980): Hidrología del Mar Caribe y el Golfo de México. Leningrado. Hidrometeoizdat. 120 pp. [en ruso].
90. Sukhovey, V.F. (1986): Mares del Océano Mundial. Leningrado. Hidrometeoizdat. 287 pp [en ruso].
91. Sweet W. C. Zervas y S. Gill (2009): NOAA Technical Report NOS CO-OPS 051. Elevated East Coast Sea Level Anomaly: June – July 2009. Department of Commerce. United States of America. Silver Spring, Maryland. August 2009. 29 pp.
92. Toledo, M., H. Alfonso, F. Piedra, L. Díaz, B. Molina, M. Ribot, S. Matousek, H. Carrasco, M. Hernández, I. Hernández, J. L. Chang (2005): Características geólogo-geomorfológicas de las costas cubanas. Incidencia en la vulnerabilidad de éstas y su dinámica litoral. [CD-ROM], La Habana: Sociedad Cubana de Geología. 12 pp.
93. Todd L. Walton Jr. (2007): Projected sea level rise in Florida. Ocean Engineering 34, 1832-1840.
94. UNESCO. (1990 a): Strategies for adaptation to sea level rise. Report of the Coastal Zone Management Subgroup.
95. Victoria, I., M. Hernández, L., Rodas, J. Simanca, A. Cabal, H. Puentes (1990): Características Oceanográficas de la Fosa de Jagua y de la Zona Económica Exclusiva al Sur de Cuba. Informe final de proyecto. Archivo Científico del Instituto de Oceanología. 296 pp.
96. Voitoiriez, B. y J. Guy (1999): El Niño. Realidad y ficción. Foro de los Océanos. Ediciones UNESCO, 142 pp.