

### 2.2.3. Campo termo-halino del océano Atlántico norte.

La distribución espacio temporal de la salinidad y la temperatura oceánica, juega un papel importante en la circulación de las aguas. Generalmente, la distribución de la temperatura juega un papel predominante en las aguas oceánicas, mientras que hacia las altas latitudes, en el Atlántico norte, el hundimiento de aguas frías, de alta salinidad y consecuentemente de elevada densidad, desencadena el proceso de la circulación termo – halina a todo lo ancho de los océanos (Figura 2.14). La circulación termo – halina es la responsable de la mayor parte del transporte de calor que regula el clima en el planeta. Estudios recientes indican que los últimos cambios climáticos estuvieron relacionados con cambios significativos en la fuerza de la circulación termo – halina (De Dicco, 2010).

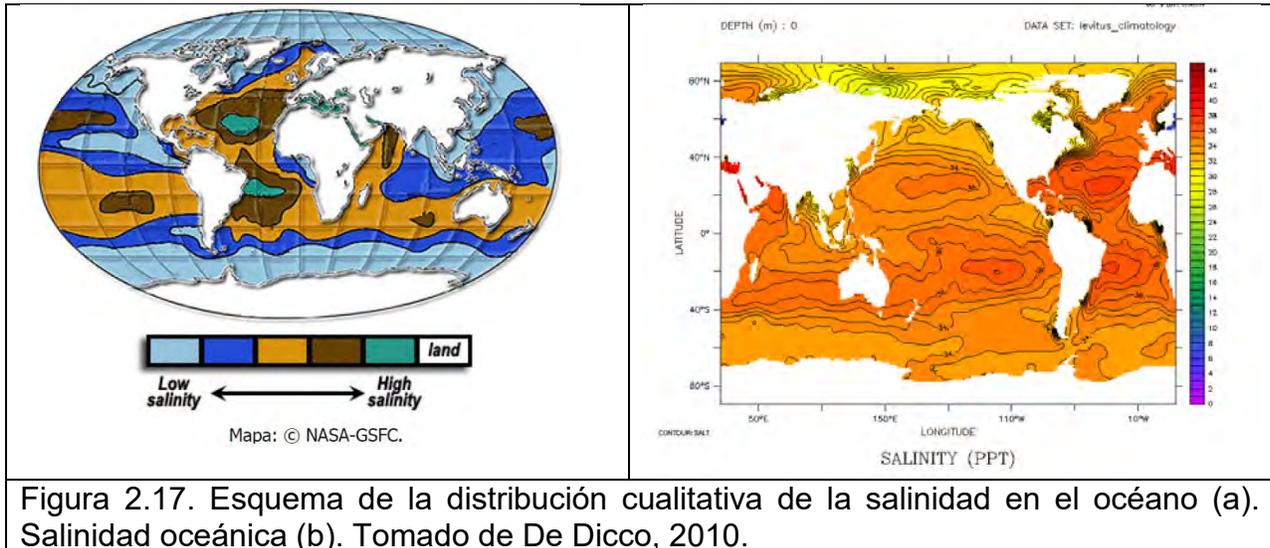


Figura 2.17. Esquema de la distribución cualitativa de la salinidad en el océano (a). Salinidad oceánica (b). Tomado de De Dicco, 2010.

Estos incluyen un par de anticiclones hacia el norte y sur del Ecuador, a favor y en contra de las manecillas del reloj respectivamente. También se observa la tripleta circulatoria de centros giratorios ciclónicos y anticiclónicos del Pacífico norte, Canadá, sureste de Estados Unidos y Atlántico occidental, identificada por Horel y Wallace (1981) como patrón teleconectivo PNA (Rasmusson, 1991). Esta señala el fortalecimiento enorme que tuvieron los anticiclones ecuatoriales en ambos hemisferios; los que se extendieron mucho más hacia el E, y la extensión atípica de la tripleta de altas y bajas en el hemisferio norte (Rasmusson, 1991).

### 1.5.1 Distribución espacial de la temperatura del mar.

En el Atlántico Norte, en los primeros 200 m de profundidad, muestran que el máximo de las oscilaciones anuales se localiza en la superficie. Solo en latitudes menores de 15°, donde el curso anual de la radiación solar es casi imperceptible, este máximo se observa

## Programa “Cambio climático en Cuba: impactos, mitigación y adaptación”

en la termoclina. La deformación de las isotermas superficiales se observa en las cercanías de las costas. El gradiente aumenta en las zonas de transporte de masa hacia los polos y disminuye en sentido contrario, acorde con la circulación anticiclónica de ambos hemisferios. En las costas orientales, las aguas son más frías, no solo por la orientación de las corrientes de norte a sur, sino también por el afloramiento de las aguas profundas en los puntos de divergencia. En el Atlántico, las aguas tropicales del hemisferio norte son más cálidas que las del sur (Figura 2.18). Esto se atribuye a la particularidad de la corriente del Golfo, que no sólo recibe las aguas de la corriente Ecuatorial del Norte, sino también del Sur. De esta manera, el llamado Ecuador Térmico en los meses de junio a octubre se desplaza varios grados al norte del Ecuador geográfico (León, 2013).

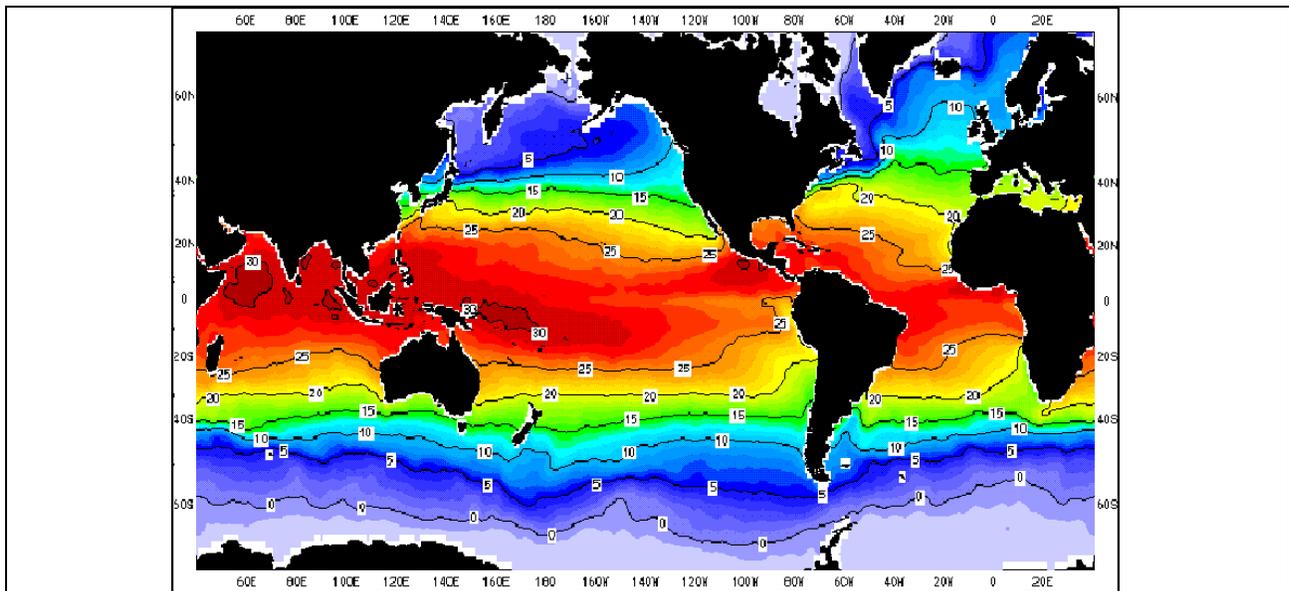
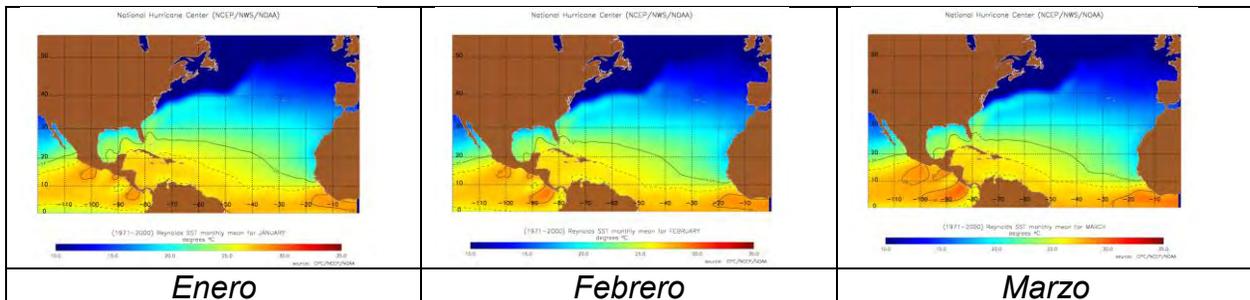


Figura 2.18. Distribución promedio de la temperatura superficial del mar en el mes de mayo.

Las oscilaciones diarias del campo térmico superficial suelen ser del orden de 0,1 a 1 °C, con valores máximos en las zonas de divergencia de las corrientes que se intensifican bajo la influencia de una circulación ciclónica. En el Atlántico Tropical se han observado oscilaciones diarias desde 0.9 °C con cielo cubierto, hasta 1.6 °C con cielo despejado en presencia de vientos moderados; en las calmas, los valores observados suelen ser menores (León, 2013).



*Enero*

*Febrero*

*Marzo*

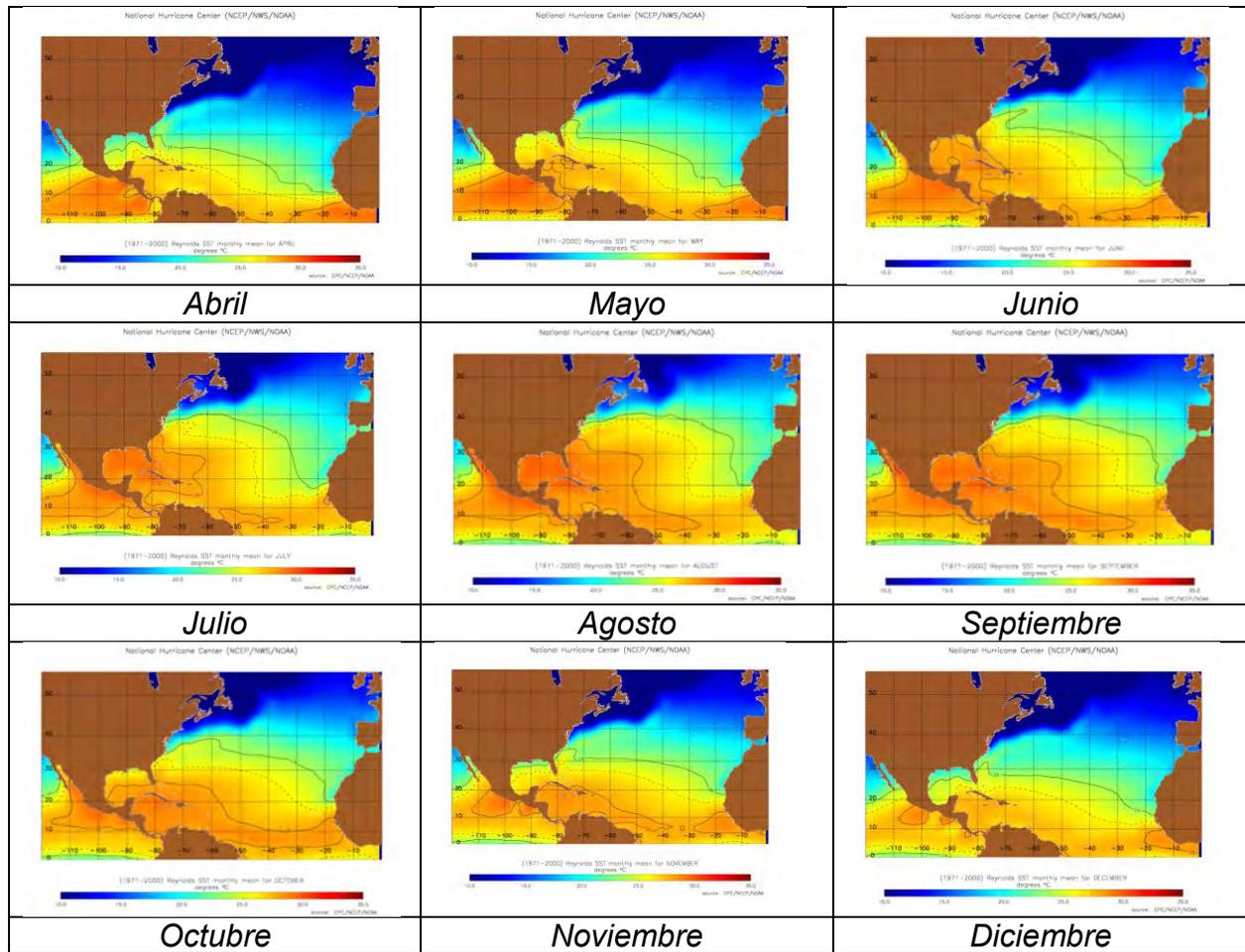


Figura 2.19. Temperatura de las aguas en el Atlántico Norte.

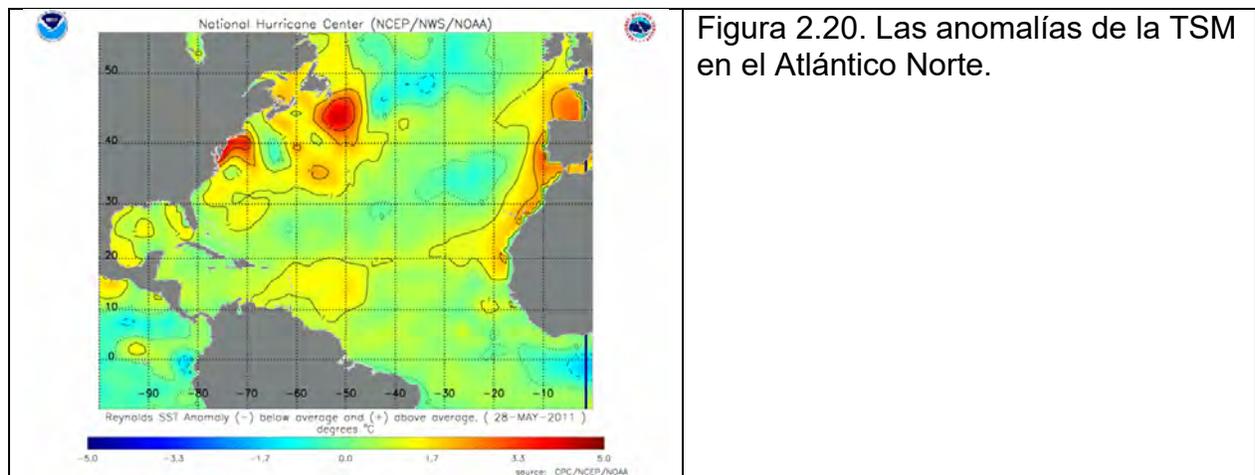


Figura 2.20. Las anomalías de la TSM en el Atlántico Norte.

La isoterma de 28 °C prácticamente desaparece durante los dos primeros y los dos últimos meses del ciclo anual (Figura 2.19), mientras que en los meses de verano se extiende por todo el Mediterráneo Americano y las anomalías positivas de la TSM en el Atlántico Norte pueden alcanzar hasta 3 °C (Figura 2.20).

**2.3. Determinación de la conexión entre las anomalías del nivel del mar en Cuba, y la variabilidad de la circulación y el campo termo – halino.**

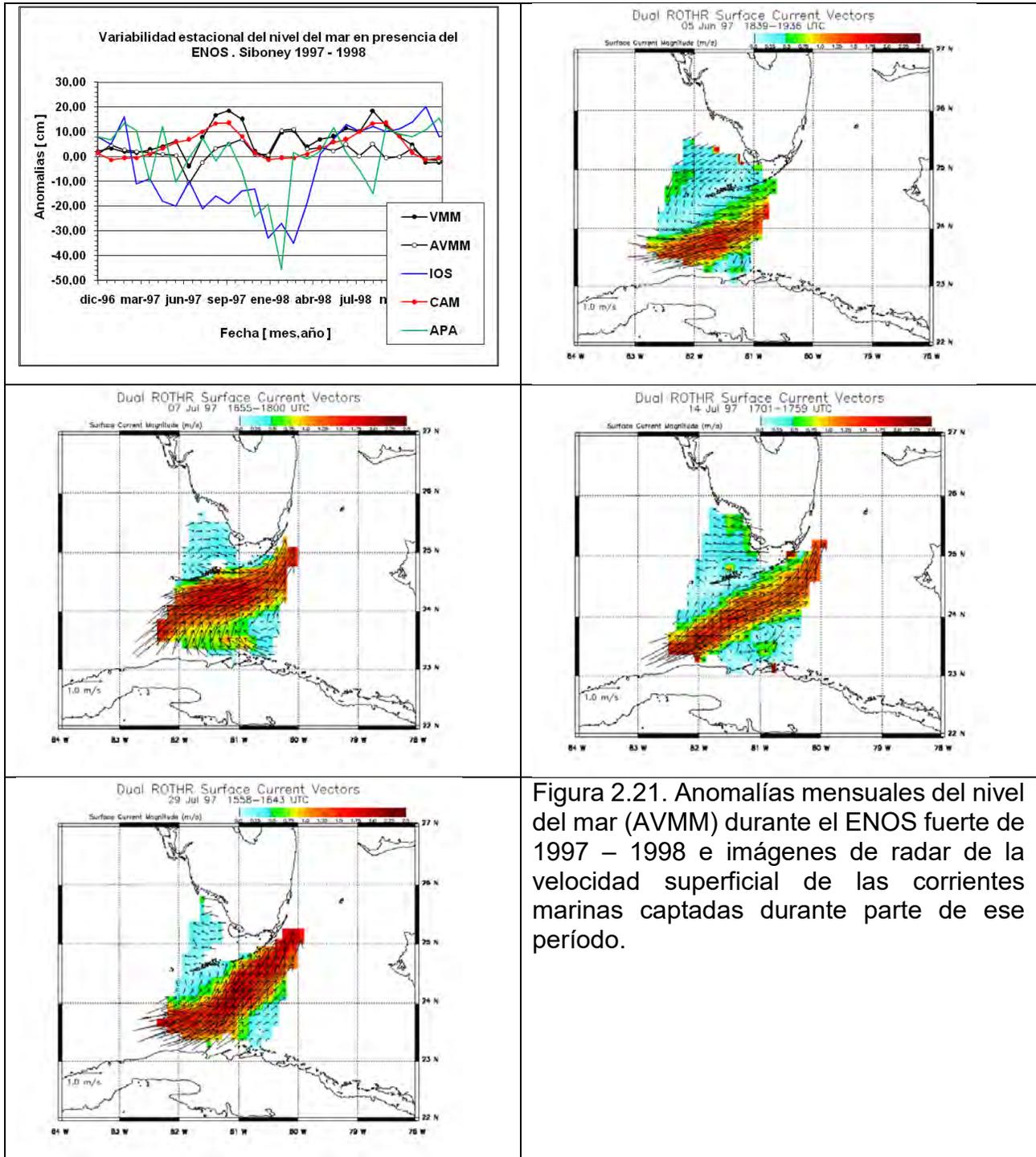


Figura 2.21. Anomalías mensuales del nivel del mar (AVMM) durante el ENOS fuerte de 1997 – 1998 e imágenes de radar de la velocidad superficial de las corrientes marinas captadas durante parte de ese período.

En la figura anterior (Figura 2.21), las anomalías de enero de 1998, pueden explicarse por el descenso brusco de la presión atmosférica (anomalía de la presión atmosférica APA),

## **Programa “Cambio climático en Cuba: impactos, mitigación y adaptación”**

registrada en Casablanca (Blázquez, 1989; Hernández – González, 2015), cuando el ENOS, llevaba el IOS a su máximo negativo. La anomalía de los últimos meses de 1997, puede explicarse por la intensificación de la velocidad de la corriente en el estrecho de la Florida, cuando este proceso trae consigo el aumento del nivel medio en el lado derecho al sentido de la corriente.

### **2.4. Determinación de la conexión de las anomalías del nivel del mar con los principales índices climáticos. Diseño de método de pronóstico.**

#### 2.4.1. El ENOS.

El ENOS (El Niño-Oscilación del Sur) constituye un evento recurrente aperiódico, que se manifiesta a intervalos de 2 a 5 años y como promedio cada 4 años (Voitiriz B. y J. Guy, 1999). El mismo está formado por dos eventos, uno de los cuales El Niño, consiste en un calentamiento inusual de las normalmente frías aguas oceánicas superficiales al Oeste de América del Sur y el otro, la llamada Oscilación del Sur, que ocurre como una variación interanual coherente de la presión barométrica (Enfield, 1992), dicho en dos definiciones muy sintetizadas.

La fase opuesta de este evento se denomina La Niña.

Se conoce que El ENOS genera un forzamiento atmosférico de baja frecuencia sobre las variaciones del nivel del mar en el Océano Pacífico (Chelton y Enfield, 1986) a través de la emisión de paquetes de ondas Kelvin que viajan de Oeste a Este, hasta las costas occidentales de sudamérica, lo cual da lugar a anomalías de los valores medios mensuales del nivel del mar.

El ENOS ejerce una influencia de alcance global con múltiples manifestaciones anómalas del estado del tiempo y de la variabilidad del clima.

Inicialmente el término EL NIÑO se utilizó para nombrar una corriente marina de aguas cálidas que se desplazaba hacia el sur frente a las costas ecuatorianas y peruanas y se conoce como tal desde aproximadamente 1578 (Greg Romano, 2013), cuando se conoció que se presentaba entre los meses de enero, febrero y marzo. Por su ocurrencia cercana a la fecha de Navidad se le llamó EL NIÑO, relacionándolo con el Niño Jesús. Con el decursar del tiempo se pudo determinar que se producía sobre una gran extensión del océano Pacífico ecuatorial. Actualmente El Niño se refiere a este calentamiento de gran escala que se produce en el océano Pacífico más que a la corriente marina cálida que anualmente aparece frente a las costas del Perú y del Ecuador.

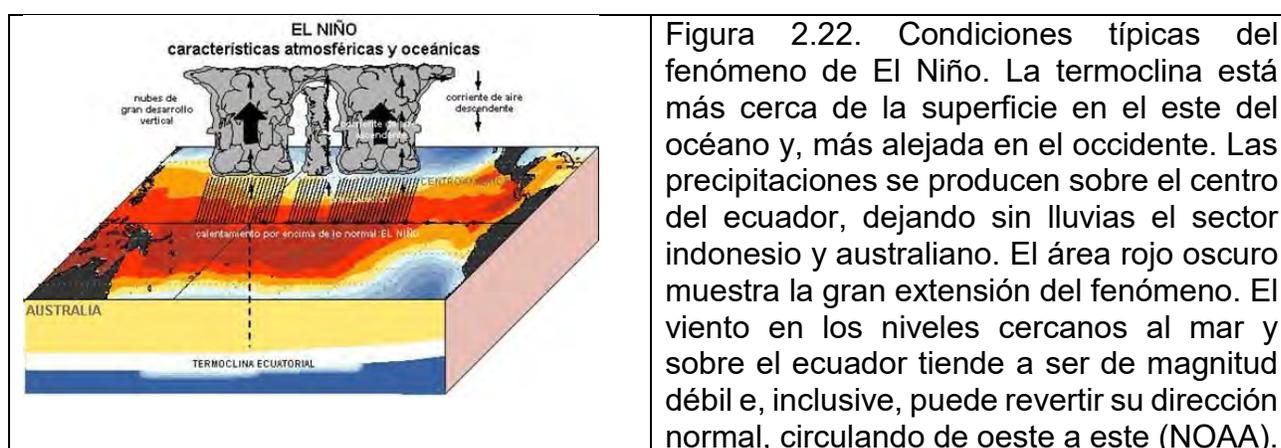
En Cuba, el impacto más significativo del ENOS se produce para el período poco lluvioso del año, esto es, el semestre noviembre-abril, en el que ocurre lluvia muy por encima del promedio histórico y un desarreglo notable de la circulación de la atmósfera que se traduce en cambios notables en las frecuencias de ocurrencia de ciertos fenómenos meteorológicos, algunos de los cuales se pueden catalogar como peligrosos. En este período, aumenta la frecuencia de formación de bajas extra-tropicales (ciclones invernales) en el golfo de México. Son más frecuentes los vientos del Sur en Cuba, los frentes fríos y las líneas de

## Programa “Cambio climático en Cuba: impactos, mitigación y adaptación”

tormentas prefrontales, a las que se asocian tormentas locales severas, (tormentas locales con actividad eléctrica, acompañadas de tornados, granizadas, lluvias fuertes o rachas de vientos muy fuertes. Se presentan además inundaciones costeras (penetraciones de mar) en zonas bajas del litoral de diferentes regiones del país (Cárdenas, 1998a).

Durante las últimas décadas ha sido posible medir sistemáticamente diferentes parámetros oceánicos y atmosféricos relacionados con el ENOS, estableciéndose definiciones operacionales (Greg Romano, 2013) para El Niño y La Niña:

El Niño es un evento del Océano Pacífico Ecuatorial, que se caracteriza por una desviación positiva de la temperatura superficial del mar mayor o igual que 0.5 °C, como promedio para tres meses consecutivos, para un período base desde 1971 hasta el 2000 en la zona Niño 3.4 (Figura 2.22).



A continuación se relacionan los episodios del ENOS que han ocurrido desde 1950 (NOAA, Climate Prediction Center, 2015):

Tabla 2.1. Episodios del ENOS. Descripción de la tabla: Fase cálida (rojo) y fase fría (azul) episodios basados en un umbral de +/- 0.5°C para el (ONI) [tres meses de media móvil de ERSST.v3b anomalías de TSM en la región de el Niño 3.4 (5°N-5°S, 120°-170°W)], para un período base de 1971-2000. Para propósitos históricos los episodios fríos y cálidos cuando el umbral se cumple para un mínimo de cinco meses períodos de meses superpuestos.

Year	DJF	JFM	FMA	MAM	AMJ	MJJ	JJA	JAS	ASO	SON	OND	NDJ
1950	-1.4	-1.2	-1.1	-1.2	-1.1	-0.9	-0.6	-0.6	-0.5	-0.6	-0.7	-0.8
1951	-0.8	-0.6	-0.2	0.2	0.2	0.4	0.5	0.7	0.8	0.9	0.7	0.6
1952	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4	0.2	0	0.1	0.2	0.2	0.2	0.3
1953	0.5	0.6	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.8	0.8	0.8	0.7
1954	0.7	0.4	0	-0.4	-0.5	-0.5	-0.5	-0.7	-0.7	-0.6	-0.5	-0.5
1955	-0.6	-0.6	-0.7	-0.7	-0.7	-0.6	-0.6	-0.6	-1.0	-1.4	-1.6	-1.4
1956	-0.9	-0.6	-0.6	-0.5	-0.5	-0.4	-0.5	-0.5	-0.4	-0.4	-0.5	-0.4
1957	-0.3	0	0.3	0.6	0.7	0.9	1.0	1.2	1.1	1.2	1.3	1.6
1958	1.7	1.5	1.2	0.8	0.7	0.6	0.5	0.4	0.4	0.5	0.6	0.6

# Programa “Cambio climático en Cuba: impactos, mitigación y adaptación”



¡por un mar de vida!

1959	0.6	0.5	0.4	0.2	0.1	-0.2	-0.3	-0.3	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1
1960	-0.1	-0.2	-0.1	0	-0.1	-0.2	0	0.1	0.2	0.1	0	0
1961	0	0	-0.1	0	0.1	0.2	0.1	-0.1	-0.3	-0.3	-0.2	-0.2
1962	-0.2	-0.2	-0.2	-0.3	-0.3	-0.2	-0.1	-0.2	-0.2	-0.3	-0.3	-0.4
1963	-0.4	-0.2	0.1	0.2	0.2	0.4	0.7	1.0	1.1	1.2	1.2	1.1
1964	1.0	0.6	0.1	-0.3	-0.6	-0.6	-0.7	-0.7	-0.8	-0.8	-0.8	-0.8
1965	-0.5	-0.3	-0.1	0.1	0.4	0.7	1.0	1.3	1.6	1.7	1.8	1.5
1966	1.3	1.0	0.9	0.6	0.3	0.2	0.2	0.1	0	-0.1	-0.1	-0.3
1967	-0.4	-0.5	-0.5	-0.5	-0.2	0	0	-0.2	-0.3	-0.4	-0.4	-0.5
1968	-0.7	-0.8	-0.7	-0.5	-0.1	0.2	0.5	0.4	0.3	0.4	0.6	0.8
1969	0.9	1.0	0.9	0.7	0.6	0.5	0.4	0.5	0.8	0.8	0.8	0.7
1970	0.6	0.4	0.4	0.3	0.1	-0.3	-0.6	-0.8	-0.8	-0.8	-0.9	-1.2
1971	-1.3	-1.3	-1.1	-0.9	-0.8	-0.7	-0.8	-0.7	-0.8	-0.8	-0.9	-0.8
1972	-0.7	-0.4	0	0.3	0.6	0.8	1.1	1.3	1.5	1.8	2.0	1.9
1973	1.7	1.2	0.6	0	-0.4	-0.8	-1.0	-1.2	-1.4	-1.7	-1.9	-1.9
1974	-1.7	-1.5	-1.2	-1.0	-0.9	-0.8	-0.6	-0.4	-0.4	-0.6	-0.7	-0.6
1975	-0.5	-0.5	-0.6	-0.6	-0.7	-0.8	-1.0	-1.1	-1.3	-1.4	-1.5	-1.6
1976	-1.5	-1.1	-0.7	-0.4	-0.3	-0.1	0.1	0.3	0.5	0.7	0.8	0.8
1977	0.7	0.6	0.4	0.3	0.3	0.4	0.4	0.4	0.5	0.6	0.8	0.8
1978	0.7	0.4	0.1	-0.2	-0.3	-0.3	-0.4	-0.4	-0.4	-0.3	-0.1	0
1979	0	0.1	0.2	0.3	0.3	0.1	0.1	0.2	0.3	0.5	0.5	0.6
1980	0.6	0.5	0.3	0.4	0.5	0.5	0.3	0.2	0	0.1	0.1	0
1981	-0.2	-0.4	-0.4	-0.3	-0.2	-0.3	-0.3	-0.3	-0.2	-0.1	-0.1	0
1982	0	0.1	0.2	0.5	0.6	0.7	0.8	1.0	1.5	1.9	2.1	2.1
1983	2.1	1.8	1.5	1.2	1.0	0.7	0.3	0	-0.3	-0.6	-0.8	-0.8
1984	-0.5	-0.3	-0.3	-0.4	-0.4	-0.4	-0.3	-0.2	-0.3	-0.6	-0.9	-1.1
1985	-0.9	-0.7	-0.7	-0.7	-0.7	-0.6	-0.4	-0.4	-0.4	-0.3	-0.2	-0.3
1986	-0.4	-0.4	-0.3	-0.2	-0.1	0	0.2	0.4	0.7	0.9	1.0	1.1
1987	1.1	1.2	1.1	1.0	0.9	1.1	1.4	1.6	1.6	1.4	1.2	1.1
1988	0.8	0.5	0.1	-0.3	-0.8	-1.2	-1.2	-1.1	-1.2	-1.4	-1.7	-1.8
1989	-1.6	-1.4	-1.1	-0.9	-0.6	-0.4	-0.3	-0.3	-0.3	-0.3	-0.2	-0.1
1990	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3	0.4	0.3	0.4	0.4
1991	0.4	0.3	0.2	0.2	0.4	0.6	0.7	0.7	0.7	0.8	1.2	1.4
1992	1.6	1.5	1.4	1.2	1.0	0.8	0.5	0.2	0	-0.1	-0.1	0
1993	0.2	0.3	0.5	0.7	0.8	0.6	0.3	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1
1994	0.1	0.1	0.2	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.6	0.9	1.0
1995	0.9	0.7	0.5	0.3	0.2	0	-0.2	-0.5	-0.7	-0.9	-1.0	-0.9
1996	-0.9	-0.7	-0.6	-0.4	-0.2	-0.2	-0.2	-0.3	-0.3	-0.4	-0.4	-0.5
1997	-0.5	-0.4	-0.2	0.1	0.6	1.0	1.4	1.7	2.0	2.2	2.3	2.3
1998	2.1	1.8	1.4	1.0	0.5	-0.1	-0.7	-1.0	-1.2	-1.2	-1.3	-1.4
1999	-1.4	-1.2	-1.0	-0.9	-0.9	-1.0	-1.0	-1.0	-1.1	-1.2	-1.4	-1.6
2000	-1.6	-1.4	-1.1	-0.9	-0.7	-0.7	-0.6	-0.5	-0.6	-0.7	-0.8	-0.8
2001	-0.7	-0.6	-0.5	-0.3	-0.2	-0.1	0	-0.1	-0.1	-0.2	-0.3	-0.3
2002	-0.2	-0.1	0.1	0.2	0.4	0.7	0.8	0.9	1.0	1.2	1.3	1.1
2003	0.9	0.6	0.4	0	-0.2	-0.1	0.1	0.2	0.3	0.4	0.4	0.4
2004	0.3	0.2	0.1	0.1	0.2	0.3	0.5	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7
2005	0.6	0.6	0.5	0.5	0.4	0.2	0.1	0	0	-0.1	-0.4	-0.7

2006	-0.7	-0.6	-0.4	-0.2	0.0	0.1	0.2	0.3	0.5	0.8	0.9	1.0
2007	0.7	0.3	0	-0.1	-0.2	-0.2	-0.3	-0.6	-0.8	-1.1	-1.2	-1.3
2008	-1.4	-1.3	-1.1	-0.9	-0.7	-0.5	-0.3	-0.2	-0.2	-0.3	-0.5	-0.7
2009	-0.8	-0.7	-0.4	-0.1	0.2	0.4	0.5	0.6	0.7	1.0	1.2	1.3
2010	1.3	1.1	0.8	0.5	0	-0.4	-0.8	-1.1	-1.3	-1.4	-1.3	-1.4
2011	-1.3	-1.1	-0.8	-0.6	-0.3	-0.2	-0.3	-0.5	-0.7	-0.9	-0.9	-0.8
2012	-0.7	-0.6	-0.5	-0.4	-0.3	-0.1	0.1	0.3	0.4	0.4	0.2	-0.2
2013	-0.4	-0.5	-0.3	-0.2	-0.2	-0.2	-0.2	-0.2	-0.2	-0.2	-0.2	-0.3
2014	-0.5	-0.6	-0.4	-0.2	0	0	0	0	0.2	0.4	0.6	0.6
2015	0.5	0.4	0.5	0.7	0.9	1.0	1.2	1.5	1.8	2.0	2.3	

Figura 2.23. Distribución geográfica de las sub – regiones del océano Pacífico para las cuales se calculan los índices basados en la TSM.

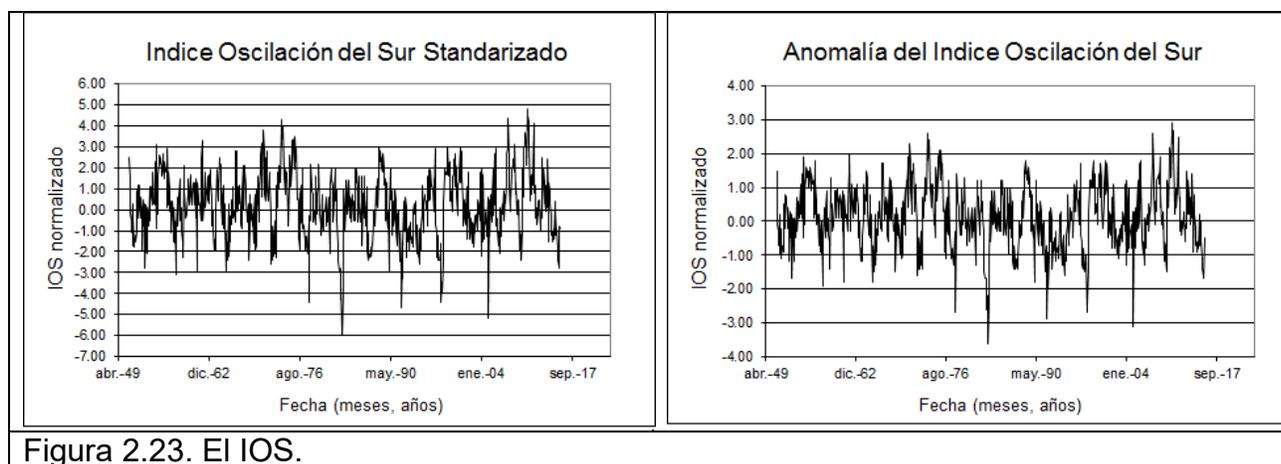


Figura 2.23. El IOS.

#### 2.4.2. Evolución de algunos eventos ENOS importantes.

1972: Millers and Laurs (1975) en un análisis mensual del campo de la temperatura en el Océano Pacífico Tropical, establecieron que los primeros signos del calentamiento tuvieron lugar en febrero de 1972 y que de una forma más amplia ya en marzo de 1972. En diciembre de 1971 a enero de 1972 la intensidad de los vientos alisios decreció en todo el Pacífico al oeste de los 170 grados pero permanecían fuertes en el Pacífico central. El área de los vientos más débiles se extendía progresivamente hacia el sur y el este. En marzo los vientos en todo el Pacífico occidental y central estaban por debajo del normal. Una serie de la componente zonal del viento entre los 4 grados N y S y los 140 y 180 grados en el Pacífico muestra un período de fuertes vientos entre diciembre de 1969 a febrero de 1972 durante 27 meses consecutivos. En enero de 1973 aumentó de nuevo la fuerza de los vientos.

1982 –1983: Para enero de 1983 el IOS normalizado alcanzó un valor de desviación standard de 3.5 por debajo de lo normal, debido a un alto valor en Darwin y una baja presión en Tahiti. El fuerte descenso del IOS entre abril y junio de 1982 ase debió al colapso de los Alisios en el Pacífico Occidental en mayo – julio. Asociado con el bajo IOS se produjo un intenso calentamiento de la superficie oceánica después de la primavera de 1982 el cual se

aceleró en septiembre llegando al máximo en diciembre 1982.

1997 – 1998: El ENOS 1997 - 1998 fue uno de los más Fuertes en el siglo XX, con Fuertes lluvias que provocó inundaciones en Estados Unidos y Perú y grandes sequías en el Pacífico Occidental, asociadas además con incendios devastadores. El nivel medio del mar en el Pacífico aumentó 40 cm, mientras que la TSM aumento 6 °C cm. En noviembre de 1997 ocurre el máximo estadio de El Niño.

### 2.4.3. Manifestaciones del ENOS en Cuba y en las aguas oceánicas adyacentes.

Los climatólogos reconocen en el ENOS la causa de mayor variabilidad climática interanual en el planeta. Desde este punto de vista describen y pronostican sus efectos estacionales como la desviación positiva o negativa de variables como la precipitación y la temperatura (Rubiera y Caymares, 1998). Más adelante, los mencionados autores citando a Lapinel y Naranjo (1997) en un estudio sobre la circulación atmosférica sobre Cuba observaron una tendencia poco significativa al aumento de la cantidad anual de frentes fríos que afectan al país, la cual posee una alta variabilidad interanual que le sugirió la presencia de ciclos naturales, uno de los cuales, de 6 años, parece vincularse a la influencia del ENOS. Destacan, que Naranjo (1994) logró describir la existencia, bajo condiciones ENOS, de una expansión de los oestes extra - tropicales invernales sobre Cuba, unido a un incremento de los transportes atmosféricos superficiales en la dirección norte-sur. Este sistema favorece, en general, la formación de bajas extra - tropicales en el golfo de México.

Durante las temporadas invernales en presencia del ENOS (Rubiera y Caymares, 1998), suele ocurrir la presencia anómala de la Corriente en Chorro Sub-tropical de 5 a 10 grados de latitud por debajo de su posición normal, sobre el Golfo de México y el occidente de Cuba, y vientos con intensidades superiores a los valores usuales, con la presencia más al sur también de la sino que la Corriente en Chorro Polar.

Bjerknes (1966), citado por Rubiera y Caymares, 1998, había establecido por primera vez una teoría coherente sobre la posible respuesta de la circulación atmosférica global al calentamiento oceánico del Pacífico Tropical. Razonó que la convección anómala en los trópicos debía provocar la intensificación de la Corriente en Chorro Sub-Tropical debido a la necesidad del transporte de energía hacia latitudes más altas. En consecuencia se produce una intensificación de los sistemas de bajas presiones del Pacífico norte que altera toda la circulación global, fundamentalmente en invierno.

A saber, existen tres describen tres patrones de circulación bien diferenciados de circulación asociados a los eventos severos del estado del tiempo durante los inviernos influidos por el ENOS (Rubiera y Caymares, 1998).

1. Frente frío fuerte seguido de intenso anticiclón continental migratorio y onda polar profunda en la Troposfera, que aunque no es exclusivo de los años ENOS, si se producen intensos eventos asociados al mismo. En este caso, un frente frío de origen ártico que llega a la región occidental de Cuba seguido por un anticiclón intenso (1028 a 1030 hPa) que tiene asociada una masa de aire polar ártica con temperaturas muy bajas en el sur de los EE.UU. y sobre el Golfo de México. Ocasiona vientos fuertes de

## Programa “Cambio climático en Cuba: impactos, mitigación y adaptación”

- región norte sobre el occidente y centro de Cuba, con velocidades máximas sostenidas por encima de 55 km/h y rachas superiores a 80 km/h.
2. Baja extra - tropical intensa que se desarrolla en el Golfo de México con uno o varios centros de circulación. Estas bajas se ocluyen generalmente sobre la región central del Golfo de México y tienen un movimiento hacia el estenordeste sobre la porción norte del Golfo, moviéndose hacia el norte de la Florida o el sudeste de los EE.UU., desde donde toman un rumbo más al nordeste. Estas bajas extra - tropicales se profundizan hasta valores por debajo de 1004 hPa y en ocasiones hasta valores inferiores a 998 hPa.
  3. Bajas "Golfianas" que se desarrollan en el Golfo de Campeche, porción sur del Golfo de México o sobre el Golfo de Honduras o el noroeste del Mar Caribe occidental. Estas bajas tienen presiones entre 1000 y 1008 hPa (1004 hPa al cruzar sobre o cerca de Cuba) y se van profundizando a medida que avanzan hacia el estenordeste o el nordeste, cruzando sobre Cuba o próximo al país. A pesar de que las presiones no son excesivamente bajas, se producen muy fuertes vientos del norte al noroeste, debido al fuerte gradiente de presión que se establece entre la baja y el anticiclón continental sobre el sur de los EE.UU. o el Golfo de México (Rubiera y Caymares, 1998).

En las condiciones antes descritas, se intensifica la variabilidad de los campos de la presión atmosférica y del viento. Como se mostró en el Capítulo 4, las variaciones aperiódicas del nivel del mar responden a las de la presión y el viento, con elevados valores de coherencia en determinadas zonas del espectro energético, y se propagan a lo largo de las costas norte y sur hasta localidades del centro del país (Hernández – González, 2010).

En presencia del ENOS ocurren fuertes anomalías de la variabilidad mensual del nivel del mar, debido al establecimiento de condiciones hidro - meteorológicas 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 (Hernández – González, 2015).

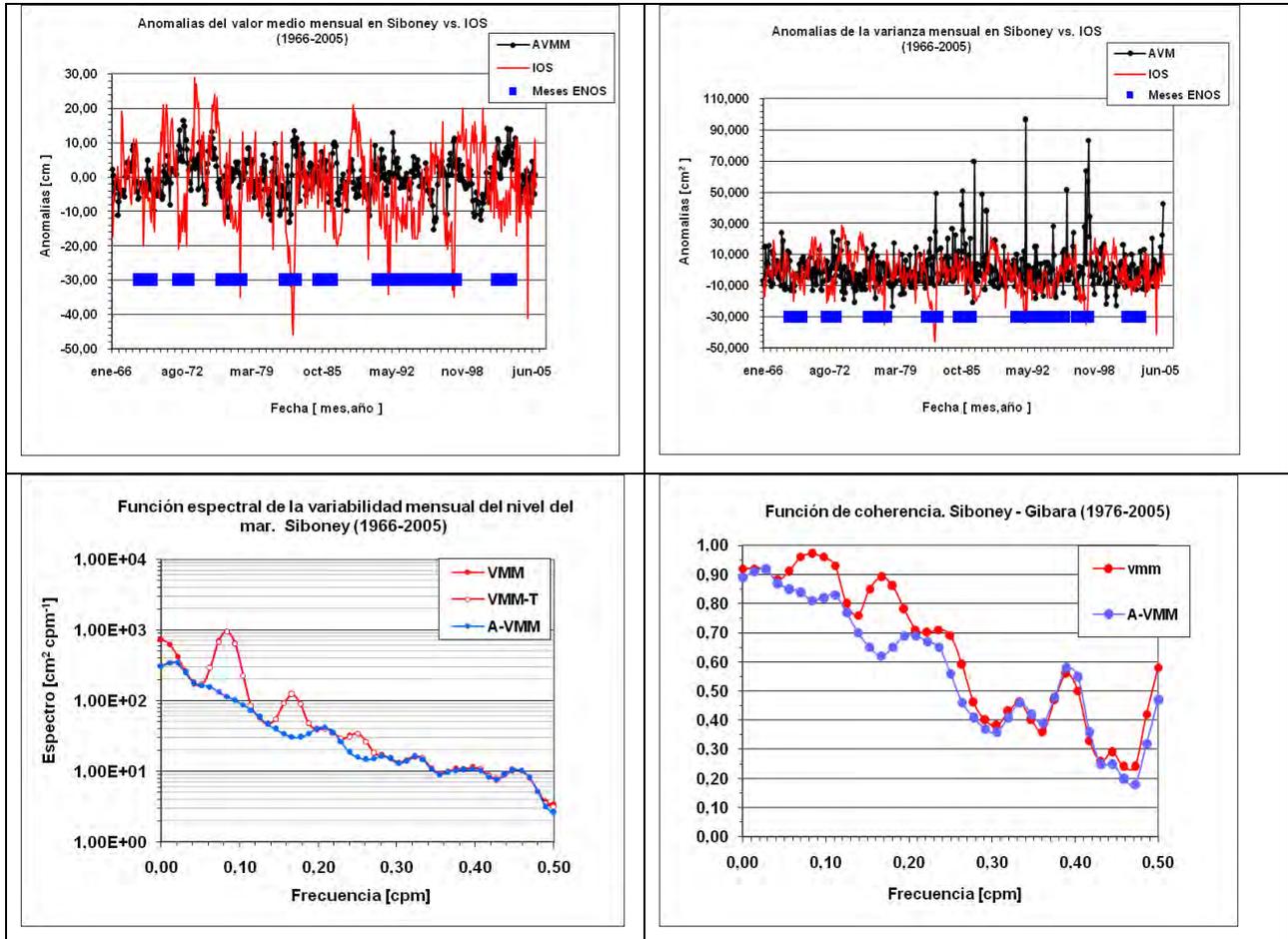
Las primeras manifestaciones del incremento de la TSM, relacionadas con el fenómeno El Niño en la parte este del Atlántico Tropical, se deben a Philander (1986) cuando encontró que la capa superficial oceánica fue inusualmente caliente un año después del inicio del fenómeno El Niño en el Pacífico Sur.

### 2.4.4. Desarrollo de un método de pronóstico a partir de los índices.

La función espectral de las anomalías de los valores medios mensuales mostró máximos en 0,21 cpm en Siboney y Gibara, y 0,46 cpm sólo en Siboney, correspondientes a períodos de 4,8 y 2,2 meses. La función de coherencia de los valores medios mensuales alcanzó sus valores más altos para las frecuencias de los principales máximos espectrales de los 0,08 cpm (FC=97) y los 0,17 cpm (FC=89). En 0,33, 0,39 y 0,50 cpm aparecieron máximos de menor amplitud de la función de coherencia. La coherencia de las anomalías de los valores medios mensuales entre Siboney y Gibara alcanzó sus valores más altos en 0,11 cpm (9 meses) con FC= 97, y en 0,20 cpm (4,8 meses) con FC= 69. En presencia del ENOS

# Programa “Cambio climático en Cuba: impactos, mitigación y adaptación”

ocurrieron notables anomalías mensuales del nivel del mar en el archipiélago cubano con cambios en el patrón estacional del nivel del mar (Figura 2.24). Se hallaron valores moderados de la función de coherencia de las anomalías mensuales con el IOS para frecuencias para las cuales también se obtuvo alta coherencia de las anomalías mensuales entre diferentes localidades, lo cual es la premisa fundamental para obtener coeficientes angulares de una ecuación de regresión espectral para la simulación del proceso de las anomalías mensuales.



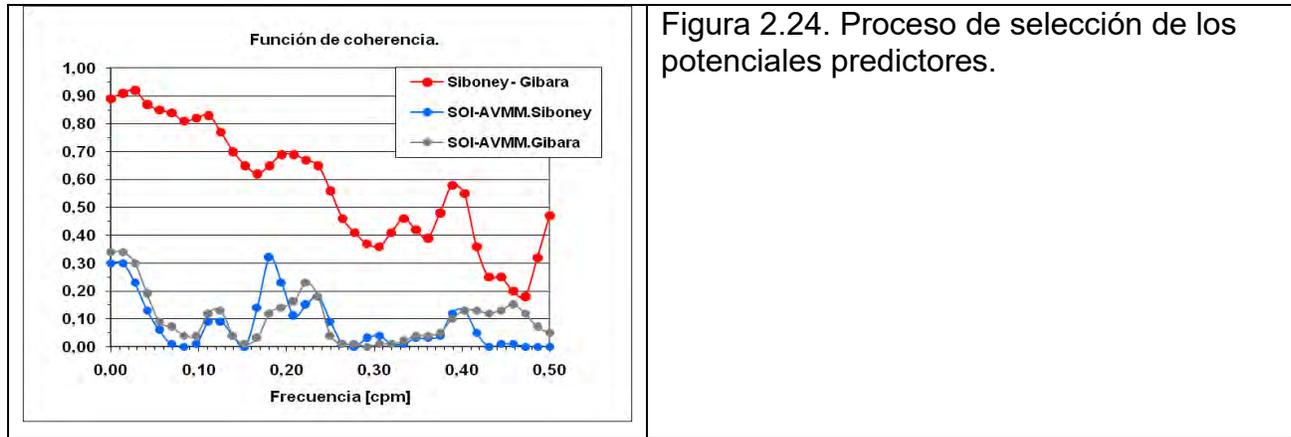


Figura 2.24. Proceso de selección de los potenciales predictores.

Para un modelo de regresión espectral de dos entradas,  $y(t) = a + b_{zy}z(t) + b_{vy}v(t)$ , para el que resulta imprescindible obtener los coeficientes angulares de la ecuación de regresión espectral, se tienen dos variantes de simulación y pronóstico:

1. Un predictor para la banda de frecuencias en donde se obtienen los valores más altos de coherencia, podría ubicarse el índice IOS (última lámina de la Figura 2.24). El segundo predictor, de acuerdo a los resultados obtenidos debe ser las anomalías de la presión atmosférica. La disponibilidad de valores pronosticados de la presión atmosférica, aseguraría la predicción por la técnica del pronóstico perfecto.
2. Un predictor para la banda de frecuencias en donde se obtienen los valores más altos de coherencia, podría ubicarse el índice IOS. De obtener datos de fuentes históricas, de mediciones de las corrientes marinas, puede realizarse la simulación, no el pronóstico, con el modelo de dos entradas, ya que no existen mediciones permanentes de estas en las aguas adyacentes a Cuba, suficientemente cercanas a la costa. Valores mensuales de la velocidad de la corriente en el eje de la corriente de La Florida en el estrecho, mediante un modelo, podría constituir el segundo predictor.

### Conclusiones del informe.

1. Se caracterizan las anomalías mensuales (componente aleatoria de la variabilidad mensual del nivel del mar) en Cuba, en el contexto de los procesos oceánicos y atmosféricos con los que se encuentran relacionados, en el Mediterráneo Americano.
2. La variabilidad de la presión atmosférica a nivel del mar y de las anomalías mensuales del nivel del mar son coherentes para periodos correspondientes de la variabilidad mensual e interanual en presencia del ENOS en Cuba.
3. La variabilidad mensual del IOS es coherente con la variabilidad mensual del nivel del mar, en Siboney, La Habana, Cuba, para la banda de frecuencias de 0.18 cpm.
4. El procedimiento para la simulación y pronóstico de las anomalías de la variabilidad mensual del nivel del mar es viable y puede perfeccionarse añadiendo la velocidad

promedio mensual de las corrientes marinas como un tercer predictor, tomando en consideración la información sintetizada por este proyecto.

### Vacíos identificados.

Discontinuidad en las mediciones directas e investigaciones oceanográficas y meteorológicas *in situ*, por casi 30 años en las aguas oceánicas adyacentes a Cuba y ausencia de mediciones permanentes multi – paramétricas en dicha región marina de gran importancia para el clima y la economía del país.

### Recomendaciones.

Se recomienda realizar cruceros oceanográficos y establecer estaciones oceánicas multi-paramétricas en las aguas adyacentes a Cuba y en lo posible repetir las mediciones en las mismas estaciones en que se efectuaron en las décadas del 80 a los 90, con la finalidad de establecer tendencias y poder compararlas con los productos de otras tecnologías de las que no se disponían entonces como las imágenes de TSM.

### Bibliografía y referencias.

1. Álvarez, L. (2001). 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>.
2. Bendat, J.S., y A.G. Piersol (1986). Random Data: Analysis and Measurement Procedures. Third Edition, John Wiley & Sons, Inc., 512 pp.
3. 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.
4. 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.
5. Bowden K. F. (1983). Physical Oceanography of coastal waters. Ellis Horwood Ltd, 287 p., ISBN 0-85312-686-0. 287.
6. Cane, M.A., S.E. Zebiak y S.C. Dolan. 1986. Experimental forecast of El Niño. Nature, 321.
7. Cárdenas, P.A. (1998a). Papel de índices teleconectivos y del ENOS en la predictibilidad de la lluvia en Cuba. Boletín SOMETCUBA, 4 (2). Disponible en: [http://www.met.inf.cu/sometcuba/boletin/v04\\_n01/espanol/cb1.htm](http://www.met.inf.cu/sometcuba/boletin/v04_n01/espanol/cb1.htm)
8. Cárdenas, P.A. (1998b). ENOS 1997? Boletín SOMETCUBA, 4 (1). Disponible en: <http://www.met.inf.cu>
9. Chao, S. Y. y L.P. Pietrafesa (1980). The subtidal response of sea-level to atmospheric forcing in the Carolina Capes. Journal of Physical Oceanography, 10: 1246-1255.
10. Chelton, D.B. y D.B. Enfield (1986). Oceans Signals in Tide Gauge Records. Journal of Geophysical Research, August 10, 91 (B9). 9081-9098.
11. De Dicco, R. (201). La salinidad de los océanos y el cambio climático: objetivos de las misiones SAC – D / Aquarios y SMOS. Centro Latinoamericano de Investigaciones Científicas y Técnicas. Buenos Aires. 81 pp.

## Programa “Cambio climático en Cuba: impactos, mitigación y adaptación”

12. Earth System Research Laboratory. Physical Science Division, Climate Indices: Monthly Atmospheric and Ocean Time Series (2007) US. Department of Commerce. National Oceanic and Atmospheric Administration. NOAA Research [Internet]. Disponible en: <http://www.cdc.noaa.gov/ClimateIndices/List/>.
13. Efimov, V.V. (1985). Las ondas en las zonas fronterizas del océano. Hidrometeoizdat, Leningrado. 280 pp [en ruso].
14. Emilsson I. y J. Tápanes (1971). Contribución a la hidrología de la plataforma Sur de Cuba. Reporte de Investigación No. 9, Archivo científico del Instituto de Oceanología, ACC, 28 p.
15. 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.
16. Enfield, D.B. y J.S. Allen (1983). The generation and propagation of sea level variability along the Pacific coast of Mexico. Journal of Physical Oceanography. 13: 1012-1033.
17. Enfield, D.B. (1989). El Niño, Past and Present. Reviews of Geophysics, 27: 159 - 187.
18. Enfield, D.B. (1990). Statistical Analysis of El Niño/Southern Oscillation over the Last 500 Years. Tropical Oceans.Global Atmosphere. 1, 4 pp.
19. Enfield, D.B. (1992). Historical and prehistorical overview of El Niño/Southern Oscillation. Cambridge, Cambridge University Press, 95-117.
20. Ezer T. y G. L. Mellor (1994). Diagnostic and prognostic calculation of the North Atlantic circulation and sea level using a sigma coordinate ocean model. Journal of Geophysical Research, Vol. 99, No. C7, 159-171 pp..
21. Geocuba Geodesia (2004) MET 30-34. Archivo de Geocuba Geodesia. 42 pp.
22. 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.
23. Greg Romano (2013). Disponible en: <http://earthobservatory.nasa.gov/Newsroom/view.php?id=26624>.
24. Guerman, V.J. y S.P. Levikov (1988). Análisis probabilístico y modelación de las variaciones del nivel del mar. Edit. Hidrometeoizdat. Moscú, 1988. 229 pp. [en ruso].
25. Hamon, B.V. (1962): The Spectrums of Mean Sea Level at Sydney, Coff's harbour, and Lord Howe Island. Journal of Geophysical Research. 67 (13), December: 5147 - 5155.
26. Hamon, B.V. y E.J. Hannan (1963): Estimating relation between time series. Journal of Geophysical Research, 68 (21): 6033 – 6042.
27. Hamon, B.V. (1968): Spectrum of Sea Level at Lord Howe Island in Relation to Circulation. J.Geoph.Res.,vol. 73, N22: 6925 – 6927.
28. Hannan, E.J. (1963): Regression for Time Series, Chapter 2 of Time Series Analysis. New York: Rosenblatt. John Wiley & Sons.
29. Hanley, D. E., M. A. Bourassa, J. J. O'Brien, S. R. Smith, E. R. Spade (2003) A quantitative evaluation of ENSO indices. J. Climate, 16, 1249-1258.
30. Marcelino Hernández - González, M., C. A. Martínez - Bayón y O. Marzo (2014). Consequences of sea level variability and sea level rise for Cuban territory (IAHS Publ. 365, 22, 27 pp)
31. Hernández - González, M. y G. Díaz (2001a). Influences of ENSO on Seasonal and Inter-annual Sea Level Variability in the Cuban Archipelago. Serie Oceanológica [Internet] No. 0. ISSN: 2072-800X. Disponible en: <http://oceanologia.redciencia.cu>.

## Programa “Cambio climático en Cuba: impactos, mitigación y adaptación”

32. Hernández - González, M. y G. Díaz (2001b). Algunos aspectos de la variabilidad mensual del nivel del mar en La Habana, Cuba. Afro América GLOSS News [Internet] UNESCO-COI. Disponible en: <http://www.mares.io.usp.br/aagn/ind.html>.
33. Hernández - González, M. y G. Díaz (2003). Some considerations about the variability of sea level synoptic component in the Gulf of Batabanó. Serie Oceanológica [Internet]. No.1. ISSN:2072-800X. Disponible en: <http://oceanologia.redciencia.cu>.
34. Hernández – González, M., O. Marzo, Y.Ríos, Y. Garrido, P. J. Pérez - Osorio, D. Montesino, Y. Carrillo, L. R. Santos, C. Bolívar, D. Avila, G. García - Bu-Bucogen, L. Sorinas, P. M. González - Jardines, J. González - Domínguez, A. Iglesias, Jorge de Armas, Y. Borrigo, H. Rodríguez, R. Casals. Y. Santiago, M. I. Vázquez – Díaz, F.E. Ortega, N. Rodríguez – Ramos. (2015). 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 final de proyecto. Archivo Científico del Instituto de Oceanología. 24 pp, + 47 pp. En anexos.
35. Hernández - González, M., (2015). Variabilidad y pronóstico de la componente aperiódica del nivel del mar de origen meteorológico en el archipiélago cubano. ISBN: 978-95 9-298-035-8, <http://repositorio.geotech.cu/jspui/handle/1234/519>.
36. Hsue, Y. y R. Romea (1983). Winter time winds and coastal sea-level variability along the northeast China coast. Part I: Observations. Journal of Physical Oceanography. 13 (1100; 2091-2106).
37. Hugh, A.M. y A. Dai (2004). The spatial and temporal structure of ENSO nonlinearity. Journal of Climate. 17, Agosto: 3026-3036.
38. IOC (1985). Manual on sea level measurement and interpretation. Vol. I: Basic Procedures. Manuals and Guides, 14, .78 pp.
39. IOC (2006). Manual on sea level measurement and interpretation. Manual and Guides No. 14. Vol. IV: An Update to 2006. 80 pp.
40. Jenkins, G.M. y D.G. Watts (1968). Spectral analysis and its applications, Holden Day, San Francisco, 513 pp.
41. Jiménez L. (2004). Modelación numérica del afloramiento en la plataforma continental de Yucatán. Tesis de maestría en Oceanografía Física, Archivo científico de Centro de Investigaciones Científicas y Educación Superior de Ensenada (CICESE), B. C., México.
42. Kalatsky V. I. (1978). “Modelación de la estructura vertical de la capa activa oceánica”, Guidrometeoizdat, Leningrado, 213 pág.
43. Lecha, L., L. R. Paz y B. Lapinel (1994). El Clima de Cuba. La Habana: Instituto de Meteorología, 186 pp.
44. León D., (2013). Análisis de la huella fría generada por los ciclones tropicales en las temporadas 2004 y 2005. Presentado en opción al título de Licenciatura en Meteorología. 98 pp. Archivo Científico del Instituto de Oceanología.
45. Lewis, J.K. (1992). The Physics of the Gulf of Mexico. Journal of Geophysical Research. 97 (C2), February: 2141 – 2142.
46. Lewis, J.K. y S.A. Hsu (1992). Mesoscale Air-Sea Interactions Related to Tropical and Extratropical Storms in the Gulf of Mexico. Journal of Geophysical Research. 97 (NC2): 2215 – 2227.

47. Limia, M. E. (2002). Modelo dinámico estadístico para la predicción del movimiento de los ciclones tropicales desde 12 hasta 72 horas. *Revista Cubana de Meteorología*. ISSN-864-9 (1): 79 – 89.
48. Lluis, M. (1972). Estudios hidrológicos del Golfo de Batabanó y de las aguas oceánicas adyacentes. Reporte de Investigación No. 18, Instituto de Oceanología, ACC, 16 p.
49. Mellor G. L. y T. Yamada (1996). User's guide for a three-dimensional, primitive equation, numerical ocean model. Program in Atmospheric and Oceanic Sciences, Princeton University, Princeton, NJ, 40 pág. <http://www.aos.princeton.edu.WWWPUBLIC/htdocs.pom>.
50. Melo N., Müller-Karger F., Cerdeira S., Pérez de los Reyes R., Victoria del Río I., Cárdenas Pérez P., Mitrani Arenal I. (2000). “Near-Surface Phytoplankton Distribution in the Western Intra-Americas Seas: The Influence of -El Niño- and Weather Events”. *Journal Geophysics Research JGR*, Vol. 105, No. C6, Pages 14,029-14,043, June 15, 2000.
51. Mitrani I., Díaz O.O., Juantorena Y., Kalnick a. (2002). La capa activa oceánica en los mares cercanos a Cuba. Informe de resultado Científico, Biblioteca INSMET. La Habana, 50 pág.
52. Mitrani I., Díaz O., Morales A., Viamontes J., Borrajero I., Pérez J. (2005). Particularidades de la interacción océano-atmósfera y las tendencias climáticas en aguas cubanas. Informe de Resultado Científico, Biblioteca INSMET, 52 pág.
53. Miyata, M. y W.G. Groves (1971). A Study of the Effects of Local and Distant Weather on Sea Level in Hawaii. *Journal of Physical Oceanography*. 1, July: 203 – 213.
54. Moreno, A., R. Pérez, G. Omar, P. Miguel, I. Salas, I. Mitrani, R. Casals, A. Pérez, C. Rodríguez, J. Peguero, J. Guerra, M. Hernández, J. Simanca, J. Batista y M. Sánchez (1997). Desarrollo de las técnicas de Predicción de las Inundaciones Costeras. Prevención y Reducción de su Acción Destructiva. Informe final de proyecto PNUD. Archivo Científico de los Institutos de Meteorología y Oceanología ,1997. 172 pp + anexos.
55. Newland, E.D. (1983). Vibraciones aleatorias. Madrid: AC, 282 pp.
56. Nicholls, N. 1986. A method for predicting Murray Valley Encephalitis in Southeast Australia using SO. *Aust. J. Exp. Biol. and Med. Sc.*, 64: 587-594 p.
57. NOAA, Climate Prediction Center, 2015. Disponible en: [http://www.cpc.noaa.gov/products/analysis\\_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml](http://www.cpc.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml).
58. Oey L-Y y H-C Lee (2003). Effects of winds and Caribbean eddies on the frequency of loop eddy shadings: A numerical model study. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 108, No. C10, pág. 1,22 -1,25.
59. Otnes, R.K. y L. Enochson (1983). Análisis aplicado a las series cronológicas. Moscú: MIR [en ruso].
60. Pauly, D. 1987. Managing the Peruvian upwelling ecosystem: a sinthesis. *In: The Peruvian anchoveta ant its upwelling ecosystem: three decades of change*. D. Pauly and I.Tsukayama (Eds.), ICLARM Studies and Reviews, 15: 325-342.
61. Pérez P. J., R. Casals y A. del Sol (1994). Bajas extratropicales: Su influencia en la costa norte del occidente cubano. *Boletín Meteorológico Marino*. 70: 2 – 6.
62. Pizarro, O., S. Hormazabal, A. González y E. Yáñez (1994). Variabilidad del viento, nivel del mar y temperatura en la costa norte de Chile. *Investigaciones Marinas*, Valparaíso, 22: 85 – 101.

## Programa “Cambio climático en Cuba: impactos, mitigación y adaptación”

63. Planos E., R. Rivero y V. Guevara (2013). Impactos del Cambio Climático y Medidas de Adaptación en Cuba de. Instituto de Meteorología. Agencia de Medio Ambiente. Ministerio de Ciencia, Tecnología y Medio Ambiente. La Habana, Cuba, 430 pp. ISBN 978-959-300-039-0.
64. 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.
65. Ramírez, I. (1991). Propagación de señales en registros de nivel del mar, en la costa occidental del México. *Atmósfera*, 4, 23-35.
66. Ramírez, O. y J. Candela (2003). Respuesta del nivel del mar al forzamiento atmosférico en las costas del Golfo de México. Serie Oceanológica [Internet] No. 1. ISSN: 2072-800X. Disponible en: <http://oceanologia.redciencia.cu>.
67. Ramírez, O. y M. Hernández (2006). Ondas atrapadas a la costa en el sector noroccidental de Cuba. Serie Oceanológica [Internet] No. 2. ISSN:2072-800X. Disponible en: <http://oceanologia.redciencia.cu>.
68. Rasmusson, E.M. y T.H. Carpenter (1982). Variations in tropical sea surface temperature and surface wind field associated with the Southern Oscillation/ El Niño. *Monthly Weather Riview*, 110, 354 – 384.
69. Rasmusson, E.M. y J. Wallace. 1983. Meteorological aspects of El Niño/Southern Oscillation. *Science*, 222: 1195-1202.
70. Rasmusson, E.M. 1991. Observational aspects of ENSO cycle teleconnection. *In: Teleconnection Linking Worldwide Climate Anomalies*. M. Glantz, R. Katz and N. Nicholls (Eds.), Cambridge University Press, New York: 309-343.
71. Richardson P.L. (2005). Caribbean Current and eddies as observed by surface drifters. *Deep-Sea Research II* 52 (2005) 429–463 pp.
72. 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>.
73. Shamraev Y. I., Shishkina L. A. (1988). “Okeanologiya”, Guidrometeoizdat, Leningrado, 370 pp.
74. Smith, N.P. (1979). Meteorological Forcing of Coastal Waters by the Inverse Barometer Effect. *Estuarine and Coastal Marine Science*, 8, 149-156,
75. SOON-IL AN, FEI-FEI JIN (2004). Nonlinearity and Asymmetry of ENSO. *American Meteorological Society*. JUNE 2004 A N A N D J I N 2399.
76. Sukhovey, V.F. (1980). Hidrología del Mar Caribe y el Golfo de México. Leningrado. Hidrometeoizdat. 120 pp. [en ruso].
77. Sukhovey, V.F. (1986). Mares del Océano Mundial. Leningrado. Hidrometeoizdat. 287 pp [en ruso].
78. 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.
79. Trenberth, K.E. 1991. General characteristics of El Niño-Southern Oscillations. *In: Teleconnection Linking Worldwide Climate Anomalies*. M. Glantz, R. Katz and N. Nicholls (Eds.), Cambridge University Press, New York: 13-42.
80. Voitiriez, B. y J. Guy (1999). El Niño. Realidad y ficción. Foro de los Océanos. Ediciones UNESCO, 142 pp.

## **Programa “Cambio climático en Cuba: impactos, mitigación y adaptación”**

81. Wang, D. P. (1979). Subtidal Sea Level Variations in the Cheseapeake Bay and Relations to Atmospheric Forcing. *Journal of Physical Oceanography*. March. 9 (20) 413-421.
82. Wyrski, K. (1977). Sea level during the 1972 El Niño. *Journal of Physical Oceanography*. 7, November, 779 – 787.
83. Yuehua Lin & Jinyu Sheng & Richard J. Greatbatch (2012). A numerical study of the circulation and monthly-to-seasonal variability in the Caribbean Sea: the role of Caribbean eddies Published online: 8 November 2011, # Springer-Verlag 2011, *Ocean Dynamics* (2012) 62:193–211, DOI 10.1007/s10236-011-0498-0
84. Zebiak, S.E. y M.A. Cane. 1987. A model El NiñoSouthern Oscillations. *Mon. Wea. Rev.*115: 2262-2278 p.