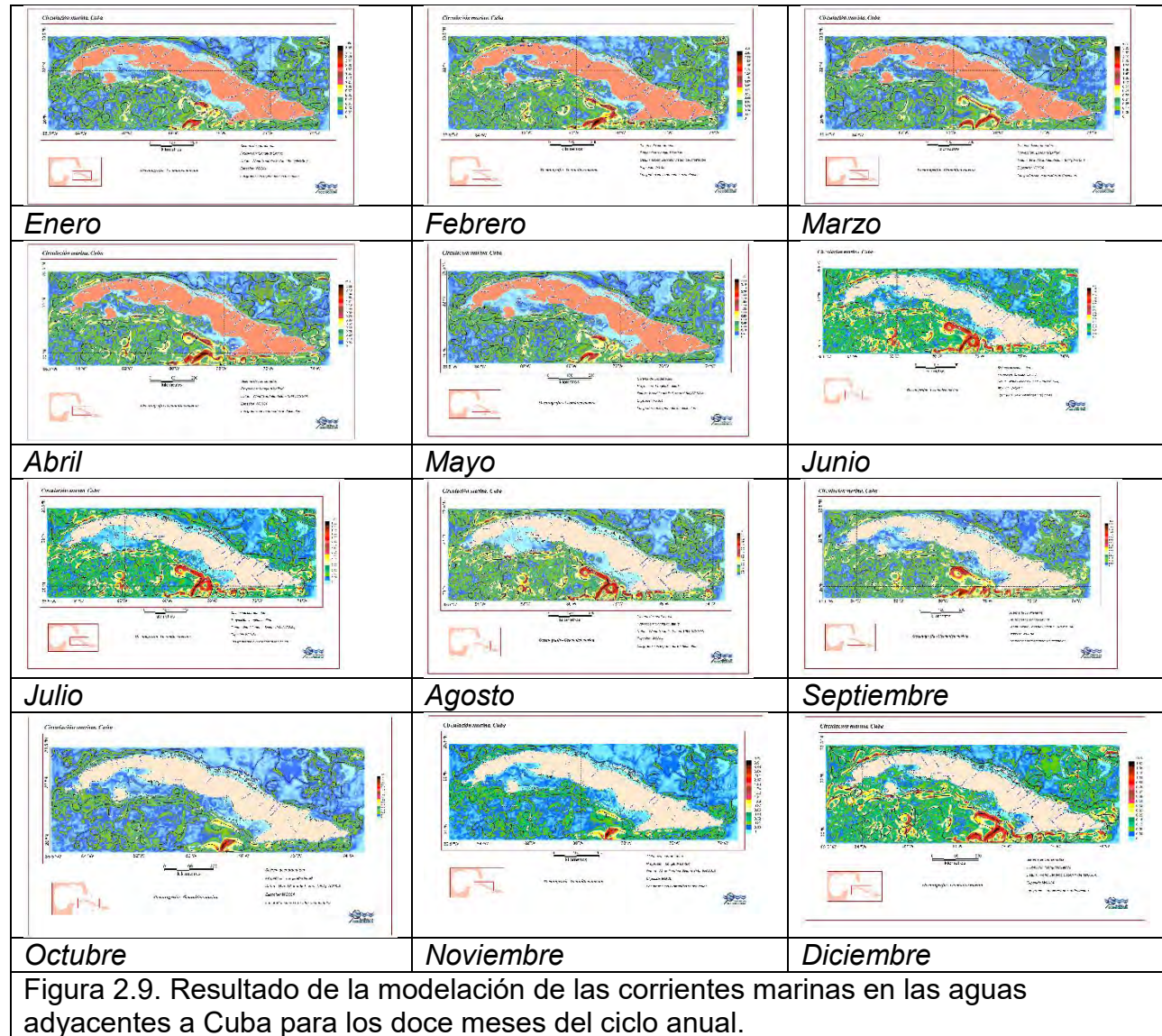


2.1.2.1. Circulación en las aguas oceánicas más próximas a Cuba.



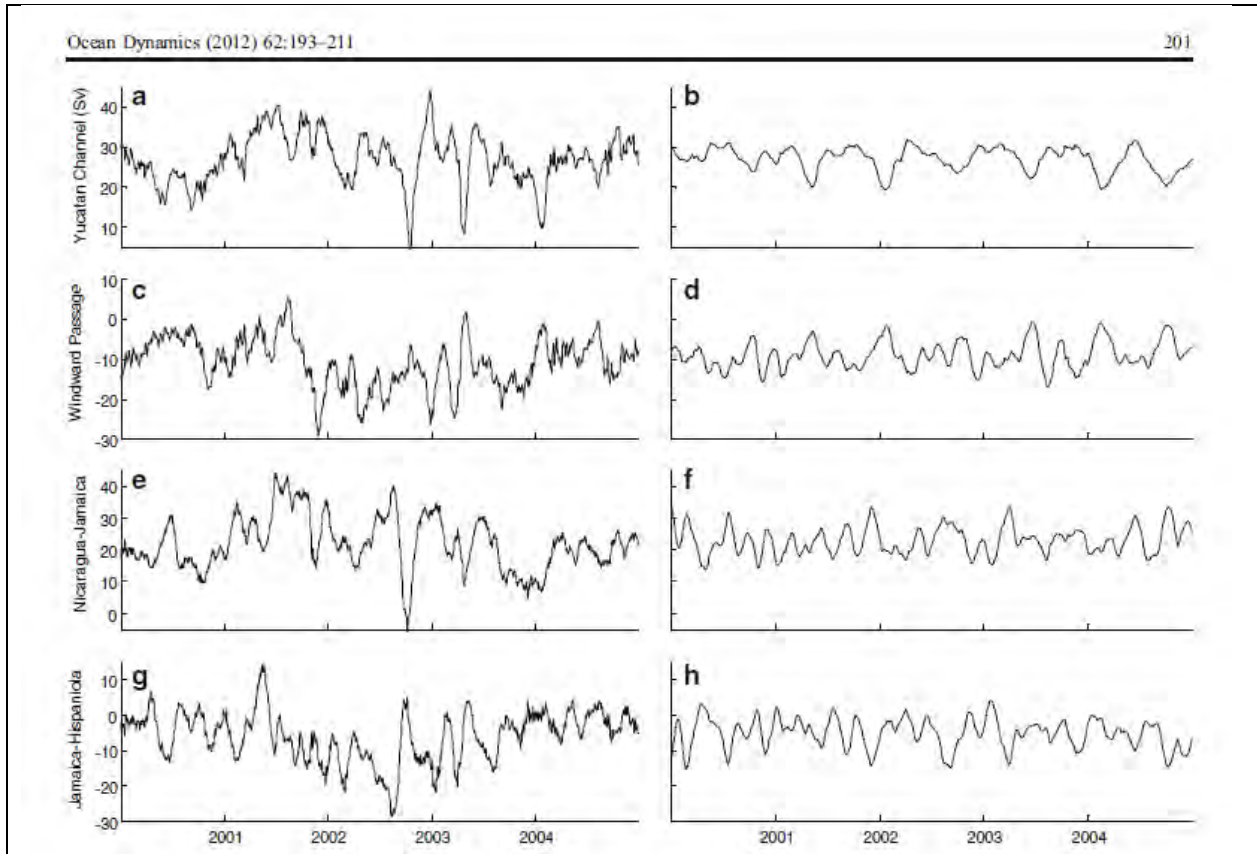


Figura 2.10. Series de tiempo del transporte diario calculado para las secciones transversales a los estrechos (Yuehua Lin *et al.*, 2012).

Nótese el aumento del transporte en el canal de Yucatán durante el año ENOS, 2003. No se cuentan aún con mediciones de transporte procesadas para el estrecho de la Florida para el mencionado año. Puede inferirse no obstante, que siendo esta vía oceánica la que da origen a la corriente del Lazo y consecuentemente a la corriente de La Florida puede esperarse entonces la ocurrencia de una contribución de la intensificación de la corriente a la ocurrencia de anomalías positivas del nivel del mar en el sector costero noroccidental de Cuba, lo cual si fue testificado por los mareógrafos (Anexo 3).

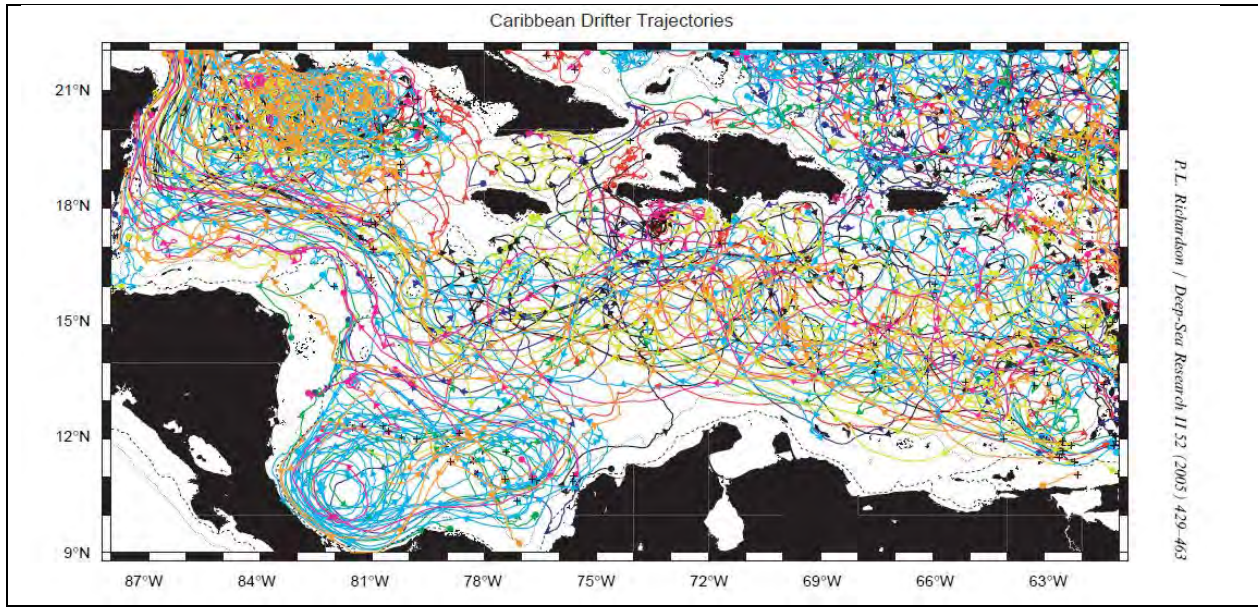
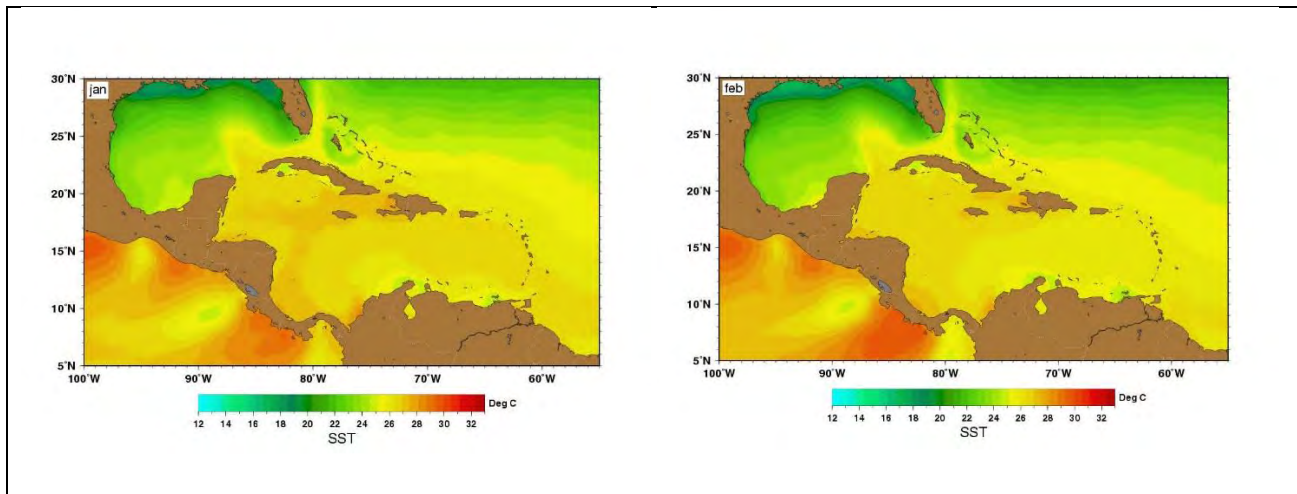


Figura 2.11. Suma de las trayectorias de derivadores superficiales en el año 212. Tomado de Richardson (2005).

En la Figura 2.11, las trayectorias muestran claramente el giro ciclónico de Panamá – Colombia. Muchas de los derivadores son atrapados por remolinos en zonas del Caribe oriental y en el Caribe occidental, al sur occidente de Cuba.

### 2.1.3. Campo termo - halino del Mar Caribe y del Golfo de México.

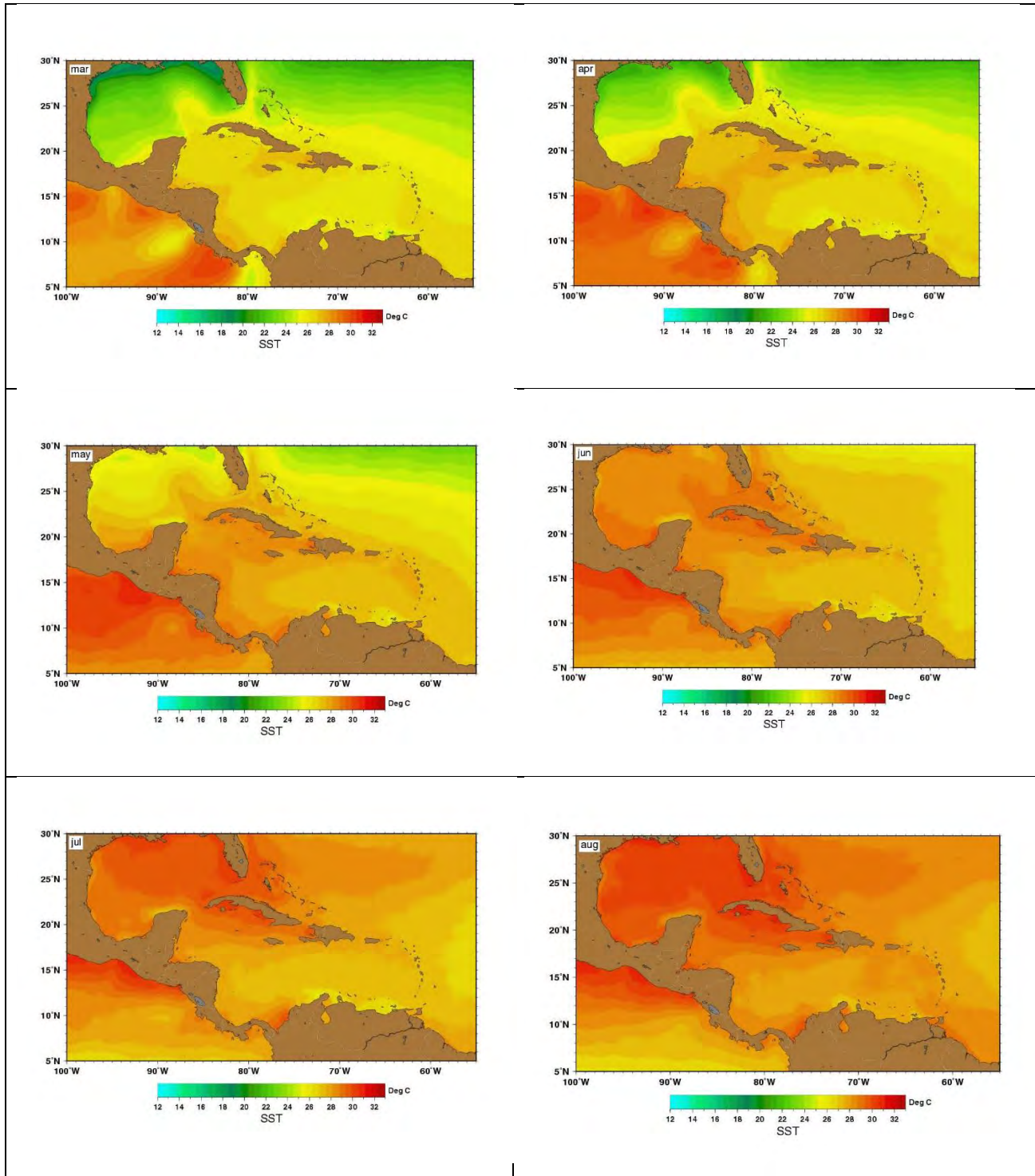
La distribución superficial de TSM en el Mediterráneo Americano difiere notablemente de la distribución casi latitudinal que se observa en el océano abierto, debido a la configuración costera y la influencia de las masas de aire de origen continental, principalmente de América del Norte (Figura 2.12).



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



¡por un mar de vida!



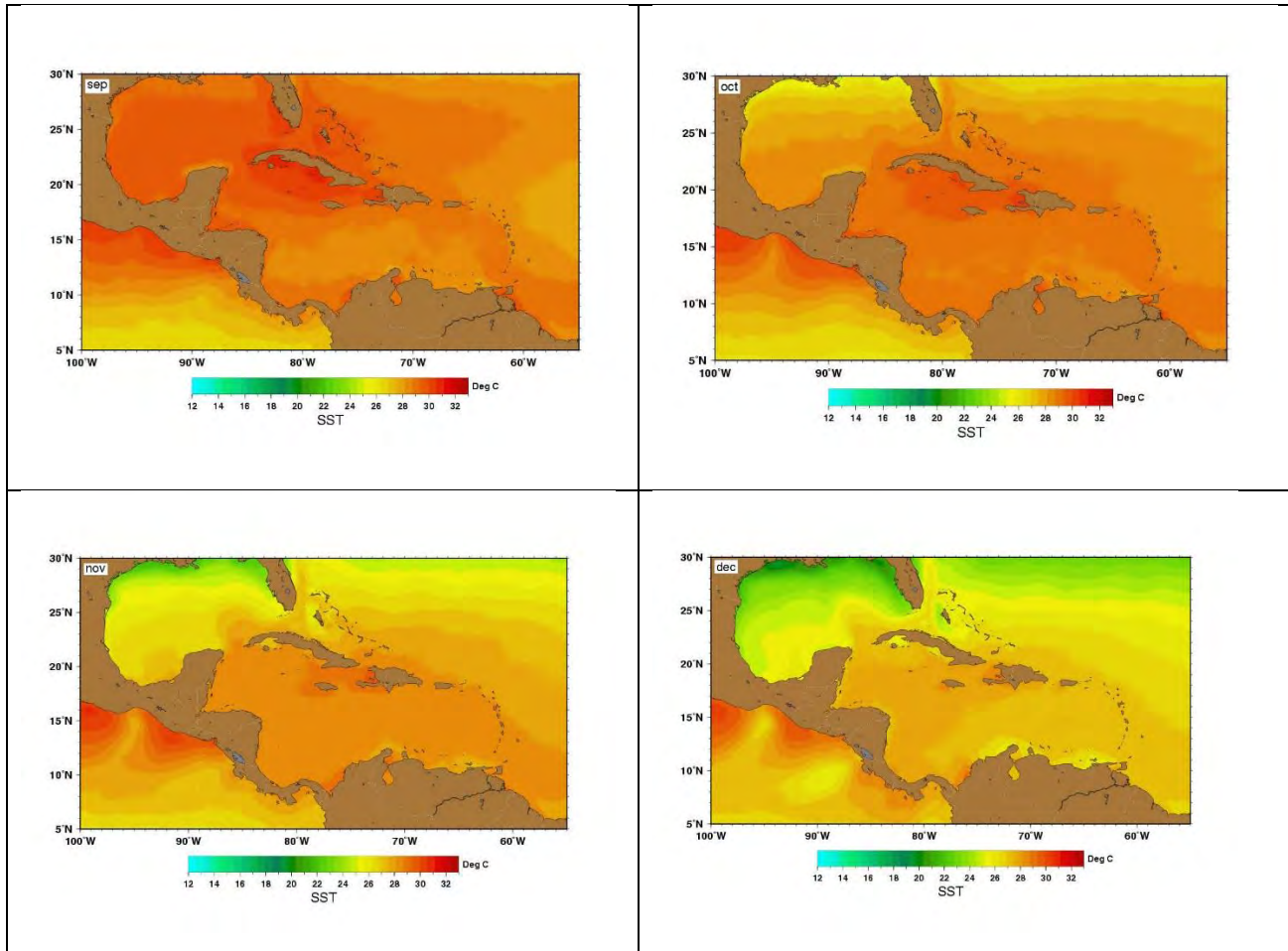


Figura 2.12. Distribución geográfica de la temperatura superficial del mar.

Las temperaturas más altas se registran de junio a octubre en el área central del Caribe, hacia las costas de Cuba (Sukhovoy *et al.*, 1980 y Sukhovoy, 1986) donde en verano se mantienen por encima de los 29°C.

Para el estudio práctico de la distribución vertical de los elementos hidrológicos oceánicos se suele utilizar el concepto de capa activa oceánica o capa de mezcla, definida como el estrato donde las oscilaciones temporales de estos elementos responden al comportamiento de la interacción océano – atmósfera. Como frontera inferior, se toma al nivel más profundo donde aún se observa su curso anual (Doronin, 1978). De esta manera, como frontera inferior de la capa activa se define el nivel donde las oscilaciones anuales de la temperatura presentan una amplitud tal que difiere entre un 5% y un 10% de la amplitud de las oscilaciones superficiales, (Kalatsky, 1978). El espesor medio de la misma es de unos 200 m. En los mares cercanos a Cuba responde al tipo “tropical” descrito por Shamraev y Shishkina (1988) localizándose su frontera inferior entre los 250 y 300m de profundidad. Su carácter tropical, se refleja en su distribución vertical de temperatura y salinidad del modo siguiente: a) la estructura térmica presenta una capa cuasi - homogénea con espesor de varias decenas de metros y temperaturas que responden al ciclo anual de la radiación solar, con variación entre 24 y 30°C. A continuación aparece la termoclina con gradiente de 0.04-

0.09°C/m, por lo que se considera débil. b) El perfil de salinidad se caracteriza por la presencia de una capa isohalina de menor profundidad que la isotérmica, con salinidad media de 36.00‰ y un posterior aumento con la profundidad con el máximo de 36,7‰ entre los 150 - 200 m (Mitrani, *et al.*, 2002 y 2005).

2.1.3.1. Variabilidad del campo termo - halino del mar Caribe y del golfo de México en condiciones perturbadas del estado del tiempo.

El campo termo – halino, en condiciones perturbadas del estado del tiempo puede experimentar variaciones de tal magnitud en la escala espacio – temporal, que por cortos períodos de tiempo podrían reflejarse en la variabilidad del nivel medio del mar mensual ya que el movimiento de los ciclones tropicales por aguas del mar Caribe, Golfo de México y el Norte del Archipiélago Cubano, produce un descenso de la temperatura superficial del mar, que varía entre 0.7 y 4 °C, , con una duración desde 4 hasta 60 días. Se sabe sin embargo, que la huella fría de los ciclones tropicales no se resume a la superficie marina sino que se extiende hasta profundidades de centenares de metros (León, 2013).

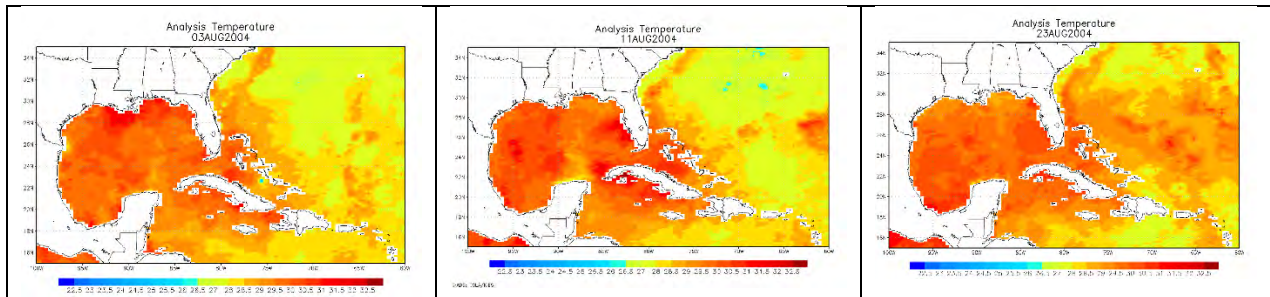


Figura 2.13. Mapas de TSS antes (a), durante (b) y después (c) del paso del huracán Charley por el área de estudio y zonas aledañas (León, 2013).

2.2. Caracterización de variabilidad mensual y anual del nivel del mar, la circulación y el campo termo – halino del océano Atlántico norte.

2.2.2. Circulación del océano Atlántico norte.

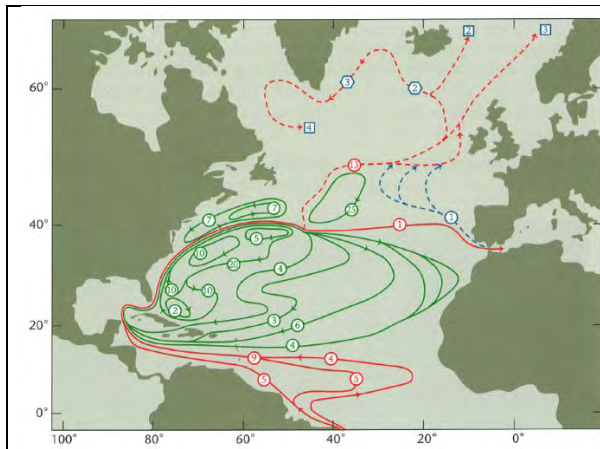


Figura 2.14. La circulación de las capas superiores (temperaturas superiores a 7°C). Se muestra el transporte en círculos en Sverdrups. Sv encerrados en cuadrados denotan sumidero y encerrados en hexágonos denotan surgencia. La línea verde caracteriza el giro sub-tropical y la recirculación. Con líneas discontinuas azules se las aguas mediterráneas que se incorporan al sistema.

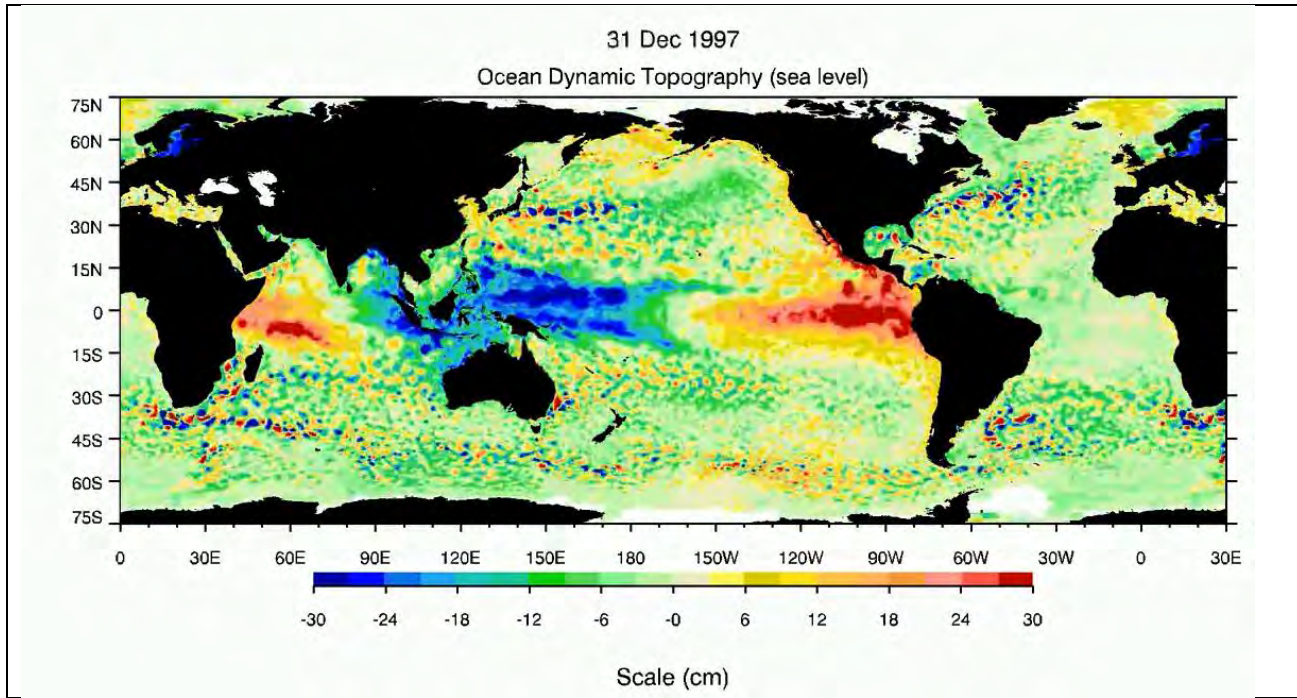


Figura 2.15. Topografía dinámica durante el ENOS fuerte 1997 -1998.

Durante el ENOS fuerte de los años 1997 – 1998, ocurrieron anomalías de las alturas dinámicas en el golfo de México en la zona en que evoluciona la corriente del Lazo de más de 27 cm (Figura 2.15), que no tenían que responder necesariamente a una conexión entre ambos eventos. Tales anomalías conllevan necesariamente a una intensificación de la corriente de la Florida y del transporte a través del estrecho, dando lugar a un aumento del nivel medio del lado derecho de la corriente. Sin embargo, la conexión atmosférica a través de cambios de la presión y su efecto de barómetro invertido han sido corroboradas (Blázquez, 1989; Harnández – González, 2015).

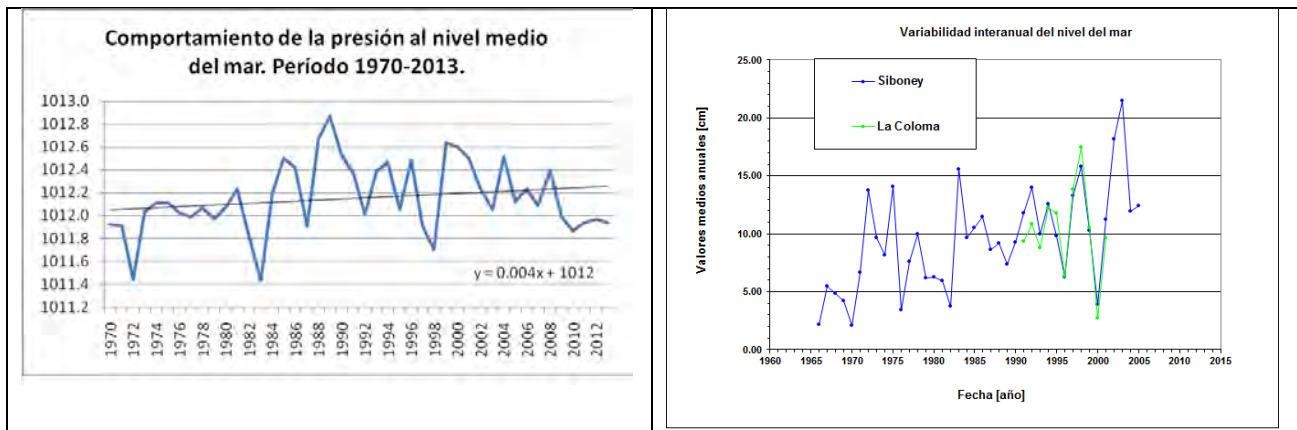


Figura 2.16. Variabilidad interanual de la presión atmosférica a nivel del mar y del nivel del mar.

Los descensos de la presión atmosférica a nivel del mar, pueden apreciarse desde la escala mensual (intra – estacional) e incluso hasta la interanual (Anexo 3), de acuerdo a los

registros de la estación Casablanca (Figura 2.16). Los descensos del nivel del mar anual en años ENOS responden a los descensos de la presión atmosférica a nivel del mar. La coherencia interanual entre Siboney y La Coloma, corrobora la amplitud espacial de este proceso.