



## VALIDACIÓN DE IMÁGENES SATELITALES DE TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR MEDIANTE OBSERVACIONES IN SITU

### >> Resumen

JUAN C. ANDUCKIA

SERGUEI A. LONIN

RICARDO J. MOLARES

CARLOS A. PARRA

CENTRO DE  
INVESTIGACIONES  
OCEANOGRÁFICAS E  
HIDROGRÁFICAS CIOH  
Cartagena

La temperatura superficial del mar, medida *in situ* durante el crucero oceanográfico “Caribe-2003” a bordo del ARC “Malpelo” entre el mes de marzo y abril del 2003 en aguas de la Guajira, se compara con mediciones remotas de radiómetros de alta resolución producidas por los satélites NOAA-16 y NOAA-17.

En un lapso de dos semanas, 252 mediciones en diferentes puntos hicieron posible la calibración. En la noche, el valor promedio de la diferencia  $\Delta T$  (entre la temperatura de la capa delgada determinada por los satélites, o *skin temperature*, y la temperatura de la capa gruesa determinada a través de las mediciones, o *bulk temperature*) fue de  $-0.92 \pm 0.54$  °C, mientras que en el día este valor promedio fue de  $-0.43 \pm 0.67$  °C (se asumió homogeneidad en el comportamiento de los dos satélites).

Se discuten estos resultados a la luz de mediciones *in situ* alternativas y la dependencia de la diferencia  $\Delta T$  con respecto a la nubosidad, al viento y al flujo de calor. Se comparan los valores de los sesgos diurnos y nocturnos con la magnitud de los errores aleatorios producidos por las nubes. El estudio hace énfasis en la utilidad de las imágenes de temperatura superficial para mejorar el pronóstico de los modelos hidrodinámicos regionales.

### >> Abstract

*In situ* sea surface temperature obtained in the oceanographic cruise “Caribe-2003” on board of the R/V ARC “Malpelo” in March and April 2003 in Guajira sea waters (Colombian Caribbean) is compared with remote radiometer measurements from polar orbit satellites NOAA-16 and NOAA-17.

In a two week period, 252 points were used for the calibration. In the night, the mean value of the difference  $\Delta T$  between skin temperature and bulk temperature was  $-0.92 \pm 0.54$  °C, while in the daytime this mean value amounted to  $-0.43 \pm 0.67$  °C (homogeneity was assumed in the behavior of both satellites).

These results are discussed and compared with alternative *in situ* measurements; the dependence of the difference  $\Delta T$  is also discussed in terms of cloud cover, wind and net heat flux. Day-time and night-time biases are compared with random errors produced by clouds. The study emphasizes the utility of sea surface temperature images for regional hydrodynamic forecast models.

CIOH

[www.cioh.org.co](http://www.cioh.org.co)



## >> Introducción

Mediante un radiómetro se puede determinar la temperatura de la capa delgada (*skin temperature*) oceánica captando su radiación infrarroja. La temperatura de la capa gruesa (*bulk temperature*), en cambio, es medida con termómetros de contacto (por ejemplo, CTDs) y es representativa de la capa del océano comprendida entre la superficie y unos cuantos metros de profundidad. La primera, por lo general, se sabe que debe estar alrededor de 0.1-0.5 °C por debajo de la segunda, aunque en algunos casos la diferencia está sujeta a una gran variabilidad (Murray et al., 2000).

La diferencia entre las dos temperaturas se debe a la distribución del flujo de calor en la vertical a lo largo de la capa superior del mar: puesto que el flujo neto siempre va dirigido desde el océano hacia la atmósfera, el resultado es, por lo general, una capa delgada algo más fría que sus capas inferiores. El flujo total de calor en la superficie es la suma del balance neto infrarrojo, de calor sensible y latente, y durante el día contribuye además la radiación solar directa absorbida por la capa superior. El efecto de "skin layer" (capa superficial) aumenta con el flujo neto en superficie y con el espesor de la capa de conducción de calor, y es afectado por el viento de dos formas contrarias: al aumentar la velocidad del viento se hace mayor el flujo neto, incrementando el efecto superficial, pero al mismo tiempo disminuye el espesor de la capa de conducción, disminuyendo el efecto. Además, con el aumento de la intensidad de viento, las olas que se rompen están destruyendo la capa delgada.

En general, cabe esperar que la magnitud del efecto se incremente con el aumento del flujo neto superficial, el cual depende de la nubosidad (Stowe, 2002) para una determinada velocidad del viento, y que disminuya con un incremento de la velocidad para un valor del flujo dado.

En la operación de un modelo hidrodinámico para el pronóstico diario de las condiciones oceanográficas se sabe *a priori* que la temperatura de la capa delgada determinada satelitalmente tiene ciertas limitaciones cuando se aplica directamente en los modelos oceánicos de circulación en calidad de condición de contorno, a través de sus derivados o en procesos de asimilación de datos. Por lo tanto, la validación de la misma con base en mediciones *in situ* es un procedimiento necesario para lograr una disminución del error de pronóstico producido por el modelo. En este sentido, se pueden distinguir: a) los errores producidos por las mediciones en la capa delgada con respecto a la capa gruesa, medida con la que usualmente trabaja un modelo oceánico, b) los errores en el procedimiento de calibración de una imagen, cuando durante un proceso predeterminado y empírico se tratan de eliminar los efectos atmosféricos (nubes, vapor de agua, otros aerosoles) de la señal útil del radiómetro.

El objetivo del presente trabajo fue la validación de las imágenes AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) de los satélites NOAA-16 y NOAA-17 con el fin de mejorar las entradas de los datos de temperatura superficial del mar al modelo de pronóstico de las condiciones oceanográficas en el Mar Caribe (Lonin *et al.*, 2003) en la etapa de asimilación. Las mediciones de contacto, o de la temperatura de la capa gruesa (*bulk temperature*) fueron posibles gracias a los cruceros "Caribe-2002" y "Caribe-2003", organizados por el CIOH especialmente con este fin. Además, un crucero estadounidense (A/B R/V "Seward Johnson") permitió contar con observaciones de alta resolución. Los primeros dos fueron efectuados en aguas colombianas, mientras que el tercero cruzó todo el mar Caribe.

El trabajo está organizado de la manera siguiente: primero se describen los cruceros "Caribe-2002" y "Caribe-2003", las mediciones realizadas y la metodología de validación; luego se presentan los resultados y se comparan con las observaciones del R/V "Seward Johnson", realizadas independientemente del programa de calibración.

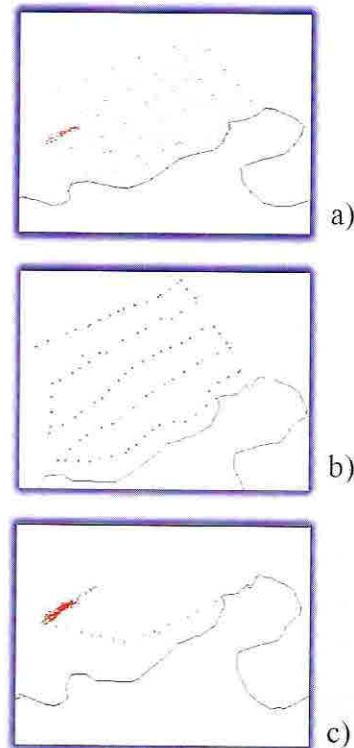


## >> Datos Utilizados

La fuente de datos remotos es un radiómetro AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*, <http://www2.ncdc.noaa.gov/docs/klm/html/c3/sec3-1.htm>) instalado a bordo de los satélites NOAA-16 y NOAA-17, a 833 Km. de altitud. Se trata de un instrumento autocalibrado, con un sensor activo en tres canales visibles y tres infrarrojos de 3.9, 10.3 y 11.5 micrómetros (13 GHz). La temperatura superficial se obtiene sumando las correspondientes temperaturas de brillo de los canales infrarrojos, ponderadas con coeficientes derivados de un modelo de transferencia radiativa, y luego de emplear varios tests para remover el efecto de las nubes en la señal (Stowe *et al.*, 1991).

El primer crucero, “Caribe-2002” (nov. 26 - dic. 9, 2002), se efectuó a lo largo del Caribe colombiano desde el Golfo de Morrosquillo hasta la alta Guajira en 123 estaciones (de las cuales sólo 72 fueron efectivas debido al mal tiempo), con poca distancia entre ellas y mediciones oceanográficas hasta una profundidad de 2000 m. La experiencia de este crucero mostró que: 1) Las mediciones de la temperatura del mar efectuadas en el sector de Guajira son apropiadas para la calibración pues allí existe una baja probabilidad de ocurrencia de nubes (y es sabido que el mayor problema para la observación satelital de la temperatura es la presencia de las nubes); 2) Un polígono de mediciones más extenso permitiría observar los gradientes de temperatura en un rango más amplio, específicamente en la zona de surgencia de aguas en Guajira; 3) Las mediciones puntuales permiten observar cambios temporales dentro de una misma masa de agua. Teniendo en cuenta estas consideraciones, las estaciones del siguiente crucero (“Caribe-2003”) se planearon en la forma que se muestra en la Figura 1, con una primera fase en un polígono oceanográfico y una segunda fase de mediciones puntuales.

El crucero oceanográfico “Caribe-2003”, a bordo del ARC “Malpelo”, se llevó a cabo entre el 26 de marzo y el 8 de abril de 2003, y en él se tomaron mediciones de la temperatura de la capa gruesa a un metro de profundidad en 252 puntos. En 87 de ellos se tomaron cada tres horas datos de meteorología: vientos, temperatura del aire, cantidad y tipos de nube, y se registraron las condiciones del tiempo presente y del tiempo pasado. En las 165 restantes se realizaron mediciones cada hora de la temperatura superficial del mar (sin los parámetros meteorológicos), para un total de 252 puntos de medición. La mayor densidad con datos meteorológicos estuvo concentrada en la zona que se indica en la Figura 1.



**Figura 1.** Estaciones del crucero “Caribe-2003”: (a) con meteorología (puntos naranja) y campo de temperatura interpolado para la fase I, previa al lanzamiento de balsas (trazado azul); (b) mediciones horarias en la fase I de crucero; (c) mediciones horarias en la fase II de crucero.

El crucero de investigación desarrollado a bordo del buque oceanográfico R/V “Seward Johnson” (Harbor Branch Oceanographic Institution) se llevó a cabo entre el 25 de mayo y el 6 de junio de 2003, partiendo desde la isla de Barbados y llegando a la Florida. En este crucero participaron dos de los autores (Lonin y Molares). Su participación fue posible gracias a un programa del Woods Hole Oceanographic Institution para el seguimiento de un trazador químico a lo largo de todo el mar Caribe. En él se tomaron mediciones de alta resolución, junto con datos de radiación solar e infrarroja y vientos, los cuales se mencionan más adelante.

## >> Metodología

Para las dos semanas de datos considerados en el Crucero 2003, se presentaron 60 casos de coincidencia horaria (con un margen de diferencia de una hora) entre la medición *in situ* y la medición remota. En el 1% de los casos, la diferencia de temperaturas fue superior a los 2 °C y por esto las mediciones correspondientes fueron rechazadas. En total, entonces, quedaron 40 imágenes diurnas y 20 nocturnas para hacer la comparación.

En los puntos de estación se compararon el promedio de la temperatura de satélite en las vecindades de las estaciones definidas por un radio fijo alrededor de las mismas ( $r = 0.2^\circ$  de latitud) y en todas las condiciones reportadas de nubosidad para esas fechas.

Puesto que los cielos de la Guajira permanecen la mayoría de las veces despejados en esta época, la validación se realizó en condiciones ideales, bajo la suposición de que la mejor medición remota se produce en condiciones de cielo despejado, sin interferencia de las nubes. El radio de  $0.2^\circ$  Lat. fue seleccionado con la condición de que dentro de este radio se encontraran entre 50 y 100 mediciones de satélite, un mínimo necesario para obtener una estadística representativa. Las mediciones de satélite fueron previamente filtradas de acuerdo con la climatología (Levitus, 2001).

En la Figura 2 están representadas en función del tiempo las mediciones de contacto realizadas, tanto para la temperatura tomada

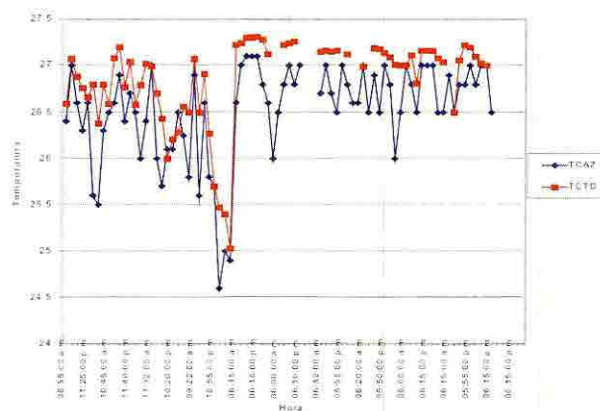


Figura 2. Mediciones de temperatura del ARC “Malpelo” (“Caribe-2003”) según día y hora.

con un termómetro de cazoleta (TCAZ) como para la de CTD (TCTD). El corte entre las fases I y II de crucero se encuentra justo donde las “curvas” presentan su mayor variación, y el cambio brusco de temperatura se explica porque el crucero se había movido apreciablemente en su derrotero antes de iniciar la fase II (Figura 1).

La suposición de que el error asociado con las mediciones de CTD es mucho menor ( $0.01^\circ$ - $0.001^\circ$  °C) que el error asociado con los datos satelitales ( $0.1$ - $0.5^\circ$  °C) nos permite considerar, para los fines de la validación, que la temperatura obtenida mediante CTD es una medida más cercana a la temperatura real, y que con ella es posible calibrar la temperatura remota, buscando una función que las relacione.



Para luego reemplazar en la relación final la temperatura de CTD por la temperatura “real”, asumiendo que esta es función de la temperatura remota.

En el caso del "Seward Johnson" hay disponibles un total de 24 imágenes para realizar la comparación. La cantidad de datos obtenida en este crucero, en el que se tomaron mediciones cada segundo de las variables meteorológicas y oceanográficas, tiene un comentario aparte pues es una nueva fuente de datos directos con los cuales se puede comparar la información de satélite y la diferencia  $\Delta T$  obtenida en los cruceros del CIOH.

## >> Resultados y Discusión

Tal como se observa en la distribución de la Figura 3a, para la diferencia de temperaturas  $\Delta T$  entre la temperatura de satélite y la temperatura *in situ* (*skin* menos *bulk*) se obtuvo un promedio global de  $-0.66 \pm 0.65$  °C. Diferenciando día y noche, resulta que los datos nocturnos tienen un promedio de  $-0.92 \pm 0.54$  °C, y los diurnos  $-0.43 \pm 0.67$  °C. Una extensa capa delgada fría prevalece en la noche, mientras que en el día la diferencia está sujeta a mayor variación espacial. En conjunto, la combinación de instrumentos a bordo de los satélites NOAA-16 y NOAA-17 está produciendo resultados acordes con nuestras expectativas sobre la capa delgada y la capa gruesa del océano, viendo una capa delgada más fría en la noche que el día.

En la búsqueda de una función entre la temperatura de satélite y la temperatura de CTD, no se encontró ninguna tendencia definida. Esto quiere decir que, por ahora, se deber realizar un ajuste promedio de los datos a la luz del  $\Delta T$  encontrado, así:

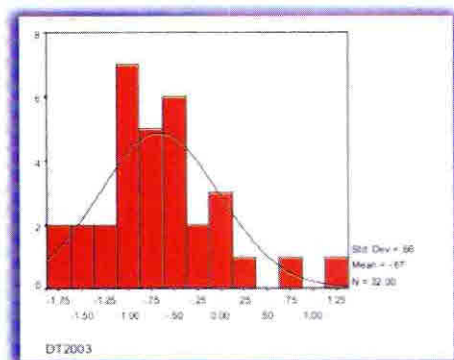
Para el día:

$$T = T_{\text{sat}} + 0.43 \quad (1)$$

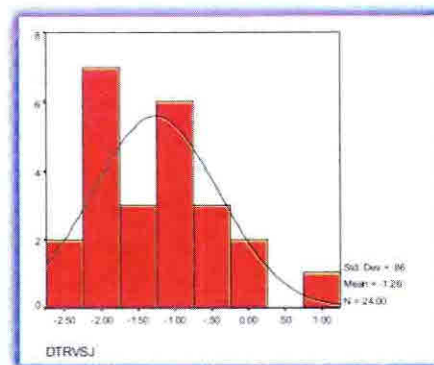
Para la noche:

$$T = T_{\text{sat}} + 0.92 \quad (2)$$

En el día, según la fórmula (1), se deberán sumar en promedio 0.43 °C a la temperatura de satélite, y en la noche, según la fórmula (2), 0.92 °C, respetando el hecho de que  $24.7 < T < 31.1$  según la climatología (Levitus, 2001).

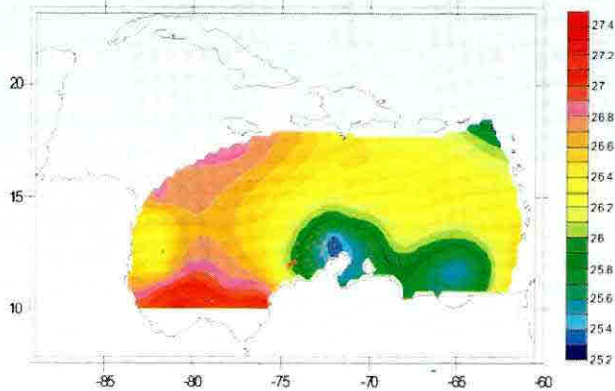


a)

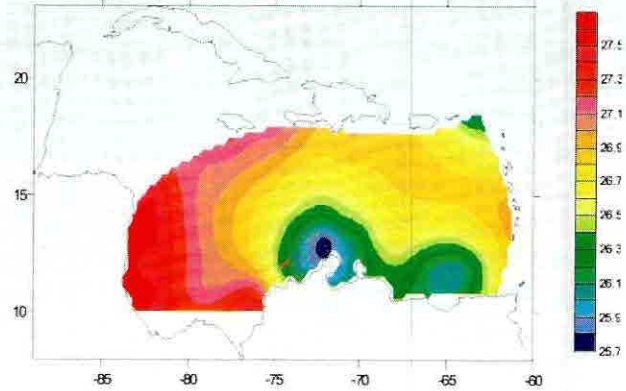


b)

**Figura 3.** Distribución (por número de casos) de la diferencia  $\Delta T$  en el crucero “Caribe-2003” (a) y en el R/V “Seward Johnson” (b).

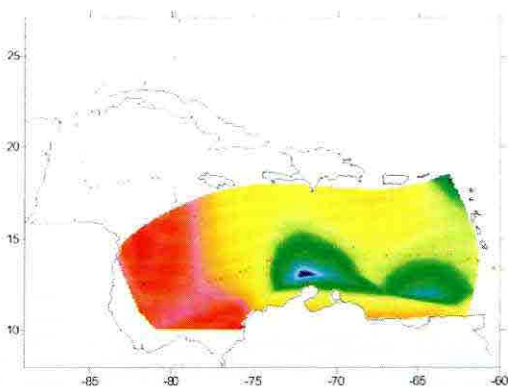


**Figura 4.** Climatología de marzo y estaciones del crucero “Caribe-2003” (puntos rojos).

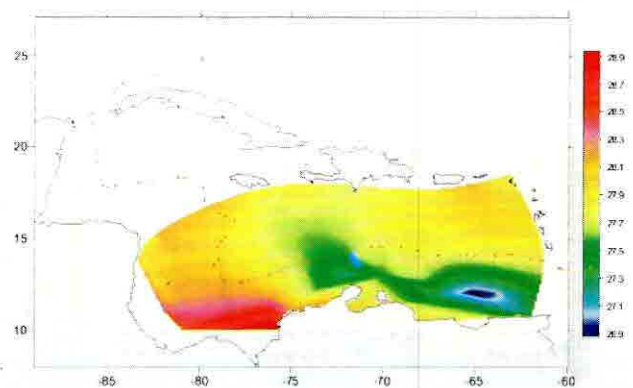


**Figura 5.** Climatología de abril.

Tal y como se aprecia en los histogramas de la Figura 3, hay una diferencia importante entre los resultados del crucero “Caribe-2003” (Figura 3a) y el R/V “Seward Johnson” (Figura 3b). Esta diferencia no se debe a imprecisiones en las mediciones *in situ*. Si se mira la climatología de los cuatro meses involucrados (marzo-abril para el “Caribe-2003” [Figuras 4 y 5]; mayo-junio para el “Seward Johnson” [Figuras 6 y 7]), su coincidencia punto a punto con las mediciones obtenidas *in situ* es completa; así que, teniendo en cuenta que la condición predominante en el crucero “Seward Johnson” fue la nubosidad marcada (a diferencia de los cielos en la escala de semicubierto a despejado de la medición en la Guajira), resulta claro que las mediciones remotas de satélite tienden a subestimar la temperatura superficial siempre que existan techos de nubes. Las mediciones del “Caribe-2003”, y en menor medida las del “Caribe-2002”, aunque más restringidas en el espacio, fueron realizadas en condiciones de poca nubosidad, en cuyo caso la medición remota tiende a ser más cercana a la realidad.



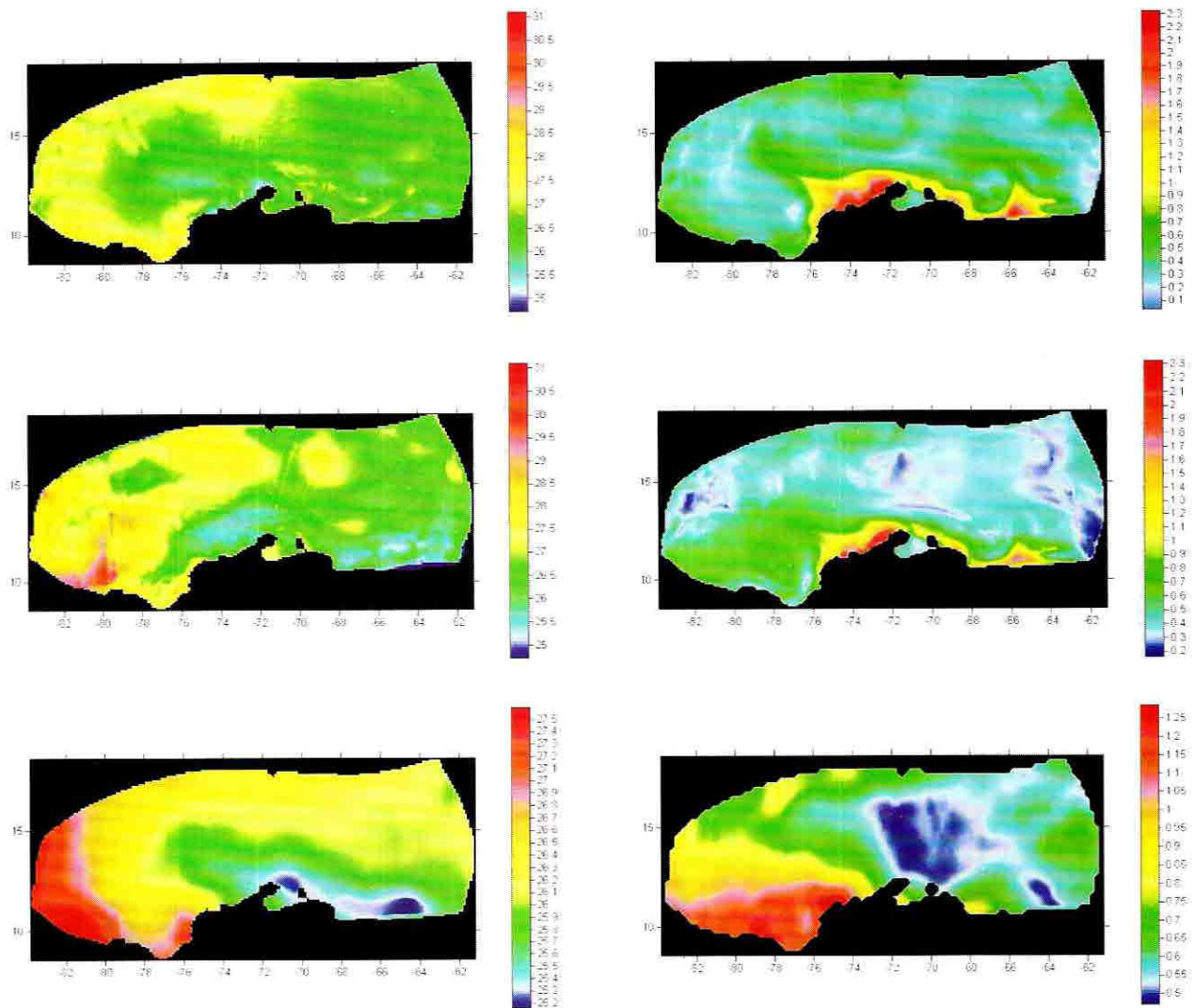
**Figura 6.** Climatología del mes de mayo para la temperatura de la superficie del mar y estaciones del R/V “Seward Johnson” (puntos rojos)



**Figura 7.** Climatología de junio



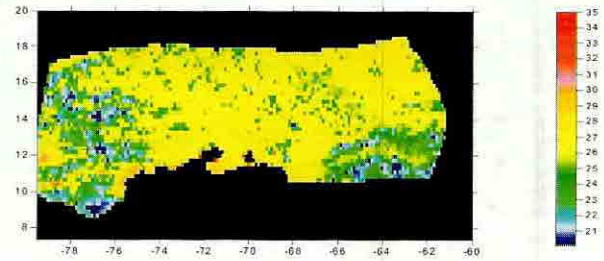
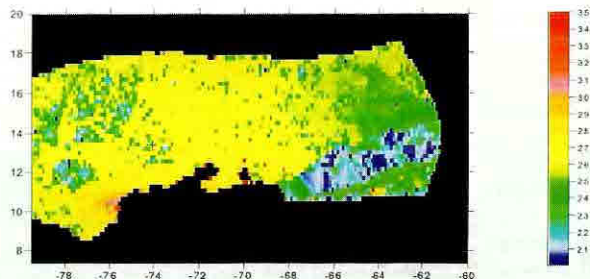
Evidencia a favor de esta última conclusión se puede encontrar comparando la variabilidad del campo de temperatura superficial producido por el modelo oceánico del CIOH (con y sin asimilación de datos) con la variabilidad del campo de temperatura satelital. Tal como se muestra en la Figura 8, el modelo logra resolver bien fenómenos como la surgencia en aguas de la Guajira (donde hay una alta variabilidad, Figura 8 arriba) o el calentamiento de las aguas en la cuenca de Panamá y El Darién (donde la variabilidad es menor). Resulta claro al mirar el campo de temperatura satelital (Figura 8 abajo), del que supuestamente la NOAA ha filtrado las nubes aplicando una máscara (Hollemans, 1999), que la mayor variabilidad de la temperatura se presenta en zonas donde la nubosidad es abundante, como la cuenca de Panamá (debido a la interacción de la ZCIT con otros sistemas sinópticos) y es mucho menor en zonas donde la nubosidad tiende a ser escasa, como en Guajira y en el centro y este del Caribe. Por este motivo las mediciones del “Seward Johnson” presentan mayores diferencias para la diferencia  $\Delta T$  que las mediciones del “Caribe-2003”.



**Figura 8.** Campos promedio de 28 días de la temperatura superficial del mar (izquierda, en °C) y variabilidad temporal (derecha, r.m.s., en °C) de estos campos según el modelo (arriba), el modelo con asimilación de datos (centro) y los satélites (abajo). Mes de marzo de 2003.

En otras palabras, la variación temporal de la temperatura remota (Figura 8 derecha abajo) no se adecúa al comportamiento físico esperado. Es evidente que el filtrado de las nubes en las imágenes tratadas no es completo, aunque en promedio (Figura 8 abajo izquierda) el campo de temperatura refleja bien la climatología (Figura 4) y el comportamiento simulado por el modelo (Figura 8 izquierda centro). Esto quiere decir que la asimilación de datos de las imágenes en el modelo va a producir una oscilación no adecuada de la temperatura en la superficie del mar, pero esta oscilación ocurrirá alrededor del estado real, lo que en promedio, a largo plazo, es correcto. Como comprobación de esta afirmación se tiene la Figura 8 (centro), donde el modelo mismo, asimilando numerosas imágenes satelitales, amortigua los errores introducidos por una gran variabilidad, pero con signo contrario. De hecho, es usual a nivel mundial el uso de imágenes promediadas, antes que instantáneas, en los procedimientos de asimilación (Roozkrans, 1999).

Teniendo en cuenta que las imágenes tratadas contienen un error aleatorio mayor (según la Figura 8 este error es del orden de  $1^{\circ}\text{C}$ ) que los sesgos prescritos por las fórmulas (1) y (2), se puede suponer lo siguiente: la dispersión temporal del error de las imágenes es directamente proporcional al valor de la temperatura del agua y tiene un sesgo independiente de la temperatura, pero de menor magnitud, representado por las fórmulas (1) y (2). En este caso, el mayor problema de las imágenes se debe a la presencia de aerosoles en la señal, cuando esta es convertida a la temperatura de la superficie del mar, como muestra la Figura 9.



**Figura 9.** Sesgo en el valor de la temperatura superficial debido a la presencia de nubes (a) En zonas de poca nubosidad, la diferencia es muy cercana a la fórmula (1) ( $-0.43^{\circ}\text{C}$ ); (b) En zonas de gran nubosidad, la diferencia es mayor ( $-2^{\circ}\text{C}$ ). La cruz indica la estación correspondiente del "Seward Johnson" (imágenes sin máscara de nubes aplicada).

Para profundizar este análisis, se tomaron datos de radiación y vientos procedentes del "Seward Johnson" y se miró el efecto de estos en la diferencia de temperatura  $\Delta T$ . Esta diferencia es el producto del flujo vertical de calor a través de la capa límite en los milímetros superiores del océano, el cual es la suma del flujo neto infrarrojo, de calor sensible y latente, más una contribución en el día debida a una pequeña fracción de radiación solar absorbida en la capa superficial. La magnitud del efecto de "skin layer" aumenta con el flujo neto en la superficie y con el espesor de la capa de conducción. La velocidad del viento, por su parte, influye de dos formas antagónicas: al aumentar, aumenta el flujo neto que contribuye a aumentar el efecto, pero a la vez disminuye el espesor de la capa de conducción, reduciendo el efecto. Sin embargo, debido al bajo número de imágenes de satélite disponibles, esta caracterización no fue suficiente para evaluar su incidencia en la diferencia  $\Delta T$ .



## >> Conclusión

Es costumbre hacer comparaciones de temperaturas de la capa delgada y de la capa gruesa sobre la base de mediciones remotas obtenidas mediante radiómetros con el fin de realizar la calibración de las mismas con base en mediciones *in situ*. Esta labor ha sido realizada y descrita en este trabajo, y ha permitido obtener unas relaciones sencillas que sirven en las tareas cotidianas del pronóstico oceanográfico con asimilación de datos. El comportamiento observado es consistente si se tiene en cuenta que lo que el satélite percibe con sus sensores es una temperatura de la capa delgada o “skin temperature”, la cual por lo general, como se ha argumentado al comienzo, es menor que la temperatura de la capa gruesa debajo de ella. De esta manera se corrige un sesgo espacialmente uniforme.

La corrección funciona mejor siempre que la comparación se haga en condiciones de poca nubosidad, puesto que la temperatura remota obtenida en ausencia de nubes es más precisa que en caso de fuerte nubosidad. Al parecer, existe una gran variación del error asociado a la temperatura satelital relacionada con las “huellas” de las nubes (y otros aerosoles) en las imágenes filtradas a través de una máscara por la NOAA. Los test de la máscara remueven los píxeles de la imagen donde se tiene certeza de que están contaminadas por las nubes, pero deja los demás, donde una corrección adicional debe hacerse.

Se abre entonces la posibilidad de aplicar umbrales diferentes de corrección dependientes de la nubosidad para corregir los algoritmos que filtran la presencia de nubes.

La influencia del flujo neto de radiación solar y del viento sobre la variabilidad de la diferencia “capa delgada-capa gruesa” debe investigarse aún más, pues permitiría validar las estimaciones del flujo siempre que existan mediciones de la velocidad del viento y de las temperaturas remota y directa, o de establecer la influencia de flujo neto de radiación (relacionada con la presencia de nubes) en la calibración.

La motivación principal de la calibración es la utilización de la información satelital en el modelo de pronóstico oceánico del CIOH. Los datos de la temperatura de la superficie del mar se asimilan en el modelo con el propósito de actualizar los campos simulados para el diagnóstico y pronóstico operativo. Si los errores en los datos de entrada son pronunciados, la asimilación de estos datos producirá, como regla general, errores mayores. Se ha mostrado en este trabajo que los sesgos encontrados permiten eliminar una tendencia de la superficie al enfriamiento durante asimilaciones sucesivas, pero existen además errores aleatorios con una gran variabilidad. Afortunadamente, estos errores, relacionados con la transparencia de la atmósfera, no producen ninguna tendencia a largo plazo, siendo su promedio cercano a cero.

## >> Agradecimientos

**E**ste trabajo fue realizado bajo el aporte de la Dirección General Marítima dentro del proyecto de investigación “Validación y Operacionalización del Modelo Numérico de Búsqueda y Rescate, CODEGO y PROPAS en las Unidades de la Armada Nacional”. Los autores agradecen a la tripulación del ARC “Malpelo” que participó en los cruceros “Caribe-2002” y “Caribe-2003” y a sus comandantes, CF B. Benavides y CF E. Durán. Los autores agradecen a James R. Ledwell, de la Woods Hole Oceanographic Institution, por los datos del crucero R/V Seward Johnson (2003), operado por Harbor Branch Oceanographic Institution.

## >> Bibliografía

**Holleman P.** (1999), “CoastWatch format software library and utilities: User's guide” (version 2, revised november 1999).

**Lonin S., Parra C., Molaes R., Anduckia J.** (2003)., “Sistema de pronóstico de las condiciones oceanográficas del mar Caribe para operaciones navales”, este mismo boletín.

**Levitus S.** (2001), World Ocean Atlas 2001, NOAA Atlas NESDIS 54, Silver Spring, MD.

**Murray, M.** (2000), “Direct observations of skin-bulk SST variability”, *Geophysical Research Letters* **27**(8), pp. 1171-1174.

**Rozekrans J.** (1999), “A 10-year NOAA-AVHRR SST database of the North Sea”, EUMETSAT Conference, Copenhagen 1999.

**Stowe L., McClain P., Carey R. et al.** (1991), “Global distribution of cloud cover derived from NOAA/AVHRR operational satellite data”, *Advances in Space Research* **11** (3), p. 351-354.

**Stowe L. et al.** (2002), “The Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) Pathfinder Atmosphere (PATMOS) Climate Dataset: Initial Analysis and Evaluations”, *Journal of Climate* **15** (11), pp. 1243-1259.

CIOH

[www.cioh.org.co](http://www.cioh.org.co)