



ARTÍCULO

## Ajuste de los campos termohalinos en un modelo numérico mediante la asimilación de datos satelitales

### Adjustment of thermohaline structure in a numerical model through satellite data assimilation

Fecha recepción: 2008-09-11 / Fecha aceptación: 2008-09-26

**Serguei Lonin**, oceanmet.ltda@yahoo.com  
Escuela Naval de Cadetes "Almirante Padilla"

**Ricardo Torres**, rrtorresp@yahoo.com

Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas - CIOH  
Isla Manzanillo, Cartagena de Indias, D.T. y C.

**Guillermo Diaz**, guillermo@hotmail.com  
Escuela Naval de Cadetes "Almirante Padilla"

**Ricardo de la Rosa**, ricardodelar@hotmail.com  
Escuela Naval de Cadetes "Almirante Padilla"

### Resumen

Empleando la técnica de la asimilación estática del nivel del mar, se alteran los campos termohalinos de un modelo numérico de circulación oceánica, lo que permite incluir la información satelital con anomalías del nivel del mar en los campos baroclínicos. El crucero oceanográfico "Caribe octubre 2007" fue organizado específicamente con el fin de realizar las mediciones *in-situ* coincidiendo con la huella en superficie y en los momentos cercanos a dos pasos del satélite JASON-1 sobre el Caribe colombiano. Las mediciones simultáneas de la temperatura y salinidad del agua, junto con el nivel del mar, obtenido por el satélite, permiten restaurar las variaciones de la densidad en la columna de agua. El modelo hidrodinámico POM (*Princeton Ocean Model*) se utilizó para filtrar el clima de los campos oceanográficos y revelar las anomalías relacionadas con el tiempo oceánico. El artículo comprueba la posibilidad de asimilar los campos termohalinos mediante las mediciones de topografía dinámica absoluta del satélite.

**Palabras claves:** Asimilación de datos satelitales, nivel del mar, topografía dinámica.

### Abstract

Using the sea level static assimilation technique, the thermohaline structure of an oceanic circulation numerical model is modified, which permits the inclusion of satellite data with sea level anomalies on the baroclinic fields. The oceanographic cruiser "Caribe October 2007" was planned with the specific purpose of making *in-situ* measurements coinciding with the surface track and close times of two passages of satellite JASON-1 over the Colombian Caribbean. The simultaneous measurements of the ocean temperature and salinity, together with the sea level obtained from the satellite, make possible the restoration of the density variations of the water column. The Princeton Ocean hydrodynamic Model (POM) was used to filter the ocean climate patterns, and to reveal the anomalies related with the synoptic state. The article proves the possibility of assimilating the thermohaline fields using the absolute dynamic topography measurements from satellites.

**Key words:** Satellite data assimilation, sea level, dynamic topography.

## Introducción

Gracias al desarrollo de la tecnología satelital y a sus diversas aplicaciones en la observación de la tierra y el océano, se han concebido importantes resultados en los estudios de la dinámica oceánica, lo cual ha permitido avances significativos en la oceanografía. Por medio de los satélites se ha podido complementar la investigación de la oceanografía tradicional y obtener nuevas bases de datos, especialmente en los lugares de difícil acceso y de poca densidad de muestreo. La integración entre la información arrojada por los sensores remotos y los modelos numéricos utilizados para la simulación de la dinámica oceánica, ha resultado ser muy útil en el campo de la oceanografía física y sus aplicaciones operacionales, permitiendo el desarrollo de diversas técnicas efectivas para lograr un mejor entendimiento de los océanos y pronósticos ágiles y oportunos del tiempo del océano.

Según [1], “Diversos métodos de asimilación se han diseñado en los últimos años para incorporar arreglos de datos oceanográficos en modelos de circulación del océano dependientes del tiempo. Hay dos razones para hacer esto. La primera: esto puede conducir a un sistema para pronósticos del océano parecido al sistema para pronósticos del tiempo en la atmósfera. Segundo: la comparación cuantitativa expondrá las deficiencias entre los modelos numéricos y el entendimiento físico de la circulación del océano, conclusión que conducirá al avance científico”.

Con la llegada de los satélites con altímetros como los de la línea ENVISAT Radar Altimeter (ERS) o los altímetros de la familia POSEIDON, es posible obtener datos suficientemente precisos de la altura superficial del mar y de temperatura superficial, lo que permite encontrar la relación entre estos parámetros y la circulación sub-superficial del océano, incluyendo los aspectos dependientes del tiempo. Los datos del nivel del mar, obtenidos por altímetros, serán a futuro la fuente más confiable de “medición” de corrientes del océano, y por consiguiente es importante encontrar un método para inferir de este conjunto de

datos restringido a la superficie, información sub-superficial sobre el comportamiento del mar [1].

La asimilación directa de las anomalías del nivel del mar en un modelo hidrodinámico no resulta ser ventajoso, debido a que introduce la información únicamente en el modo barotrópico, mientras que el nivel del mar es una respuesta integral de los procesos termohalinos en la columna de agua [2].

En [1] se propone una forma de asimilar datos del satélite TOPEX-POSEIDON para modificar la información en las capas sub-superficiales del océano y alimentar modelos numéricos de circulación oceánica [3, 4]. En [5], por medio de Funciones Empíricas Ortogonales (EOF) de la isopícnica dominante, se explica la mayor parte de la variabilidad de la altura dinámica superficial sobre un área del Océano Atlántico Norte, esto, con base en experimentos altimétricos de asimilación de datos de los satélites TOPEX-POSEIDON y ERS-1 sobre un modelo numérico de ecuaciones primitivas. En el trabajo [2] se presentan algunos ensayos de asimilación de anomalías del nivel del mar (ANM) mediante la metodología de [1] empleando los datos de altimetría del satélite TOPEX-POSEIDON sobre el modelo hidrodinámico SPOD (Sistema de Predicción Oceánica de DIMAR [6]). En éstos se describen los datos utilizados, los filtros empleados, y los resultados de las simulaciones llevadas a cabo mediante el procedimiento de “asimilación estática”.

El presente trabajo se basa en los estudios realizados por el CIOH y presentados en [7], donde los experimentos de campo fueron planteados específicamente con el fin de elaborar un algoritmo que permitiera asimilar los datos de altimetría del satélite al modelo oceánico del proyecto “Sistema de Pronósticos Oceanográficos y Atmosféricos a Escala Local, SPOA”. En este artículo se utilizará información del crucero oceanográfico SPOA realizado a bordo del buque oceanográfico ARC “Providencia” entre el 18 y el 22 de octubre de 2007, en el cual se midieron los parámetros de salinidad, temperatura y presión en 44 de 47 estaciones oceanográficas planeadas, con un perfilador de conductividad, temperatura, presión y oxígeno, obteniéndose perfiles hasta los 1100 metros de profundidad, sobre los transectos de la huella en superficie del satélite JASON-1.

Este trabajo, pretende mostrar que es posible mediante la asimilación de datos de altimetría, corregir los campos termohalinos de manera que éstos sean asimilados por el modelo oceánico del proyecto SPOA, mejorando los pronósticos de los campos hidrodinámicos.

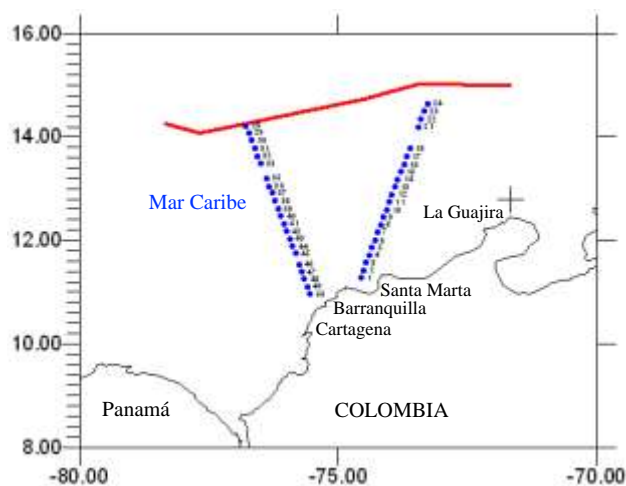
El trabajo está organizado de la siguiente manera: a continuación se describe el planteamiento del crucero y el tratamiento de datos oceanográficos obtenidos; luego brevemente se describe el método de asimilación de datos. En Resultados se presenta el análisis de la información satelital transformada en la columna de agua con el apoyo de un modelo hidrodinámico para filtrar el patrón del clima oceánico en los campos termohalinos. En Discusión se establecen los pasos en el tema de la asimilación estática de datos satelitales.

## *Materiales y métodos*

Para el desarrollo del presente artículo fue necesario contar con tres tipos de datos: perfiles de temperatura y salinidad tomados de estaciones oceanográficas *in situ*, datos de topografía dinámica absoluta medidos por el satélite JASON-1 y datos climatológicos de nivel del mar del modelo numérico al cual se le desea aplicar la asimilación de datos.

Para los datos *in situ* se utilizó la información obtenida del crucero oceanográfico específicamente planificado para este análisis, cuyo objetivo general fue recolectar información *in situ* en estaciones ubicadas sobre los transectos correspondientes a la huella sobre el mar de la órbita del satélite JASON-1, de manera que coincidiera la toma de datos en campo con el paso del satélite, permitiendo comparar la información obtenida de los sensores remotos ANM con los parámetros medidos durante el crucero (perfiles de temperatura y salinidad).

Para las mediciones se utilizó un CTDO “Sea Bird Electronics”. El equipo se bajó a una profundidad máxima de 1100 metros con una velocidad no superior a 1.5 m/s. No se tomaron datos en las estaciones 19, 20 y 34 por problemas en el equipo. En la figura 1 se presenta la ubicación de las estaciones realizadas durante el crucero de octubre de 2007.



**Figura 1.** Ubicación de las estaciones, crucero SPOA, octubre 2007. La línea roja muestra esquemáticamente el límite de las aguas territoriales de Colombia.

Los datos de las estaciones fueron procesados de acuerdo a la metodología interna del Centro, como se describe en los informes finales de los cruceros. Los datos del CTDO fueron revisados mediante el programa de control de calidad propuesto en [8].

A cada estación se le calculó la densidad ( $\sigma_t$ ) utilizando el protocolo de la ecuación del estado, establecido por la UNESCO 1983 (EOS 80), luego el volumen específico  $\sigma_t = 1/(\rho_0 - \rho)$  y la altura dinámica

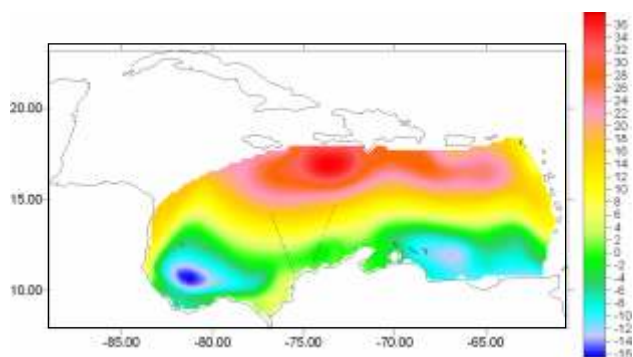
$$D = \frac{P}{\rho_0 g} \quad (1)$$

donde la presión hidrostática  $P$  varía en decibares y la suma se toma desde un nivel de referencia  $H$ , en el cual se asume que la presión es constante. En este estudio se realizaron pruebas con el fin de determinar la profundidad de referencia para calcular la altura dinámica, al compararla con la distribución espacial de las ANM de las mediciones satelitales.

De otro lado, los datos de altimetría del satélite JASON-1 fueron tomados de la base de datos de AVISO (*Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic Data*), entidad de la Agencia Espacial de Francia, CNES (Centre National d'Etudes Spatiales), usando archivos en tiempo cuasi-real de topografía dinámica absoluta (NRT-ADT), los cuales contienen la información de altimetría a lo largo de la órbita del satélite JASON-1. La topografía dinámica

absoluta (ADT) permite conocer en un instante dado la altura de la superficie del mar con respecto al geoide, la cual cambia de un lugar a otro como consecuencia de la presencia de las corrientes permanentes, igual como por las anomalías causadas por giros y otros fenómenos de meso-escala en diferentes puntos de la superficie del océano. Esta topografía es, por tanto, la consecuencia del estado de los campos termohalinos al interior del mar, indicando la fusión del tiempo (condiciones sinópticas) con el clima (características estadísticas a lo largo de varios años).

Por último, se realizaron los cálculos del nivel del mar para el mes de octubre, obtenidos del modelo POM adecuado para el mar Caribe en [9]. Este modelo fue inicializado con los datos termohalinos climatológicos calculados por Levitus [10] y forzado con los flujos de calor e impulso en la superficie del mar, de acuerdo con los datos de Da Silva y Levitus [11]. La figura 2 presenta el nivel del mar, obtenido del modelo.



**Figura 2.** Nivel del mar (en cm), calculado por el modelo POM para el mes de octubre (estado del clima) y la posición de puntos del satélite JASON-1, empleados en el estudio.

En cuanto al método para asimilar los datos satelitales en un modelo numérico, en este artículo se utilizó la propuesta de Cooper y Haines [1], en la cual se modifican las columnas de agua, desplazándolas en forma equivalente, evitando que se presente una divergencia horizontal. Igualmente, la versión lineal de vorticidad potencial es automáticamente conservada como una función de la densidad potencial. El desplazamiento de dichas columnas está definido como  $h$  y se calcula mediante la siguiente fórmula:

$$h = \frac{p}{g \left[ \rho(0) - \rho(-H) \right]} \quad (2)$$

donde  $p = p_{\text{obs}} - p_{\text{modelo}}$ , es la diferencia entre la presión hidrostática del nivel del mar observado (datos satelitales) y el climatológico, obtenido de un modelo numérico oceánico, en este caso el modelo POM [12];  $g$  es la aceleración de la gravedad;  $\rho(0)$  es la densidad en la superficie del mar y  $\rho(-H)$  es la densidad a la profundidad de referencia  $H$ , aun desconocida.

Las diferencias

$$p(z) = \rho_0 g \int_{-H}^0 (z) g dz$$

se pueden calcular mediante las diferencias de las ANM

$$= \rho_0 - \rho_b$$

conocidas de las mediciones  $\rho_0$ , correspondientes a la topografía dinámica absoluta medida por el satélite JASON-1 y de la climatología  $\rho_b$ , calculada por el modelo numérico. Las primeras ( $\rho_0$ ) incluyen tanto el patrón climatológico, como la sinóptica de los remolinos y otras anomalías. Por tanto,  $\rho_0$  está mostrando las anomalías que no están presentes en la climatología.

Al encontrar  $\rho_0$ , es posible ajustar los campos termohalinos del modelo, corrigiéndolos con respecto a la topografía dinámica absoluta medida por el satélite, cumpliéndose de esta manera con la asimilación de datos.

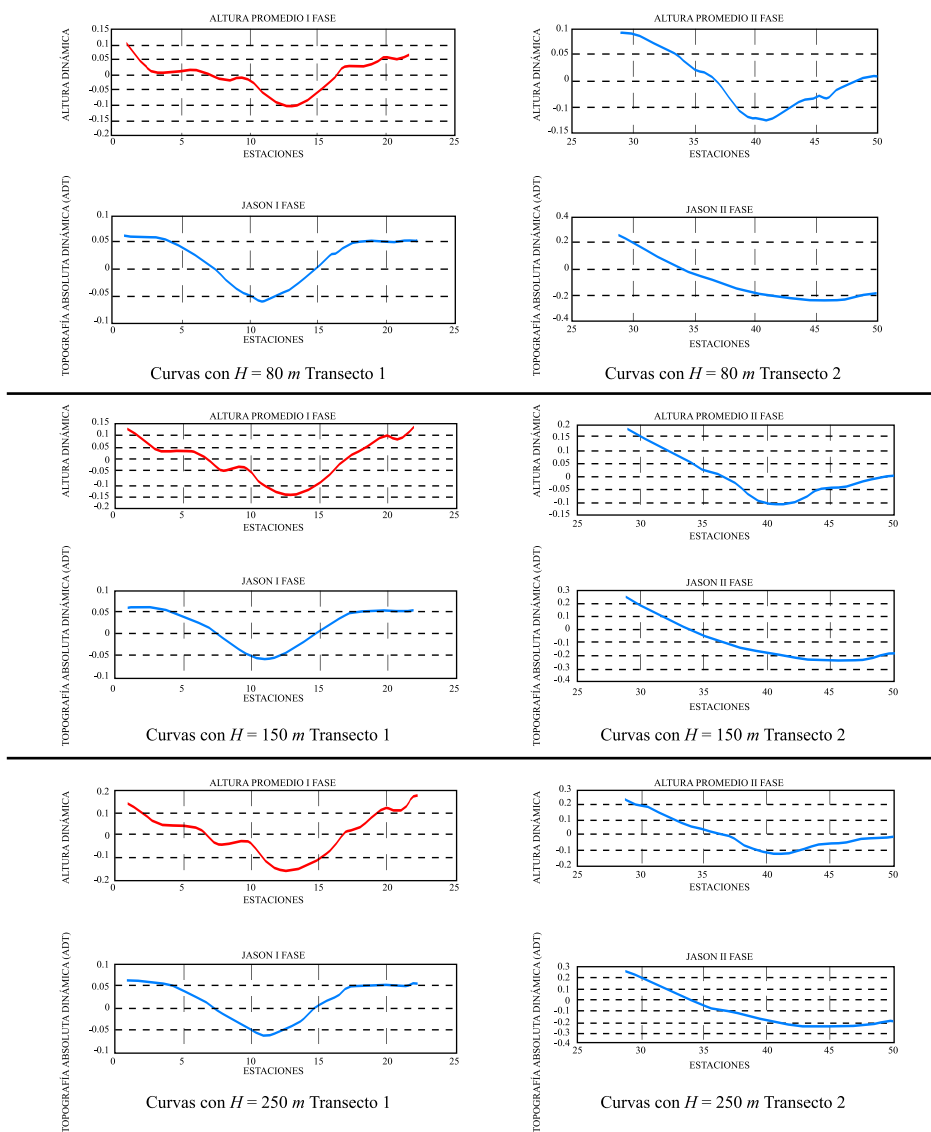
## Resultados

La profundidad de referencia  $H$  para la fórmula (2) debe corresponder a la columna de agua, ocupada por los elementos de meso-escala o aquellos, que reflejan de manera más significativa las variaciones del nivel del mar. Teniendo en cuenta que desconocemos a priori el valor de  $H$ , se requiere un procedimiento, basado en el análisis de datos oceanográficos y el cálculo de la altura dinámica  $D$  a partir de los datos *in situ* por la fórmula (1); luego, variando el valor  $H$ , encontrar su valor óptimo en el sentido de que el comportamiento espacial de  $D$  (a lo largo de los transectos oceanográficos) coincidiera con los cambios de la ANM satelital.

La figura 3 muestra la distribución espacial de las curvas de la altura D y ADT, variando en el cálculo (1) el nivel de referencia H. El último ha variado entre 3 y 1000 m, mientras que los resultados de comparaciones se demuestran solamente para los valores H iguales a 80, 150 y 250 m. Como lo muestra la figura 3, ella está dividida en tres secciones, una para cada valor de H. Cada sección consta de cuatro gráficas. A la izquierda los resultados correspondientes al transecto 1 (la línea de estaciones más al Este en la figura 1), y a la derecha los resultados de las estaciones del transecto 2. Todas las gráficas en el eje de las

ordenadas tienen la numeración de las estaciones. En cada sección, las gráficas de arriba muestran (en cm) los valores de altura dinámica D a partir de los valores *in situ*, y en la gráfica de abajo, los valores de topografía dinámica absoluta medidos con el satélite JASON-1. Se observa como en la medida que el valor de referencia H es mayor, las curvas se hacen más semejantes, pero a partir de cierto valor H las diferencias casi dejan de variar.

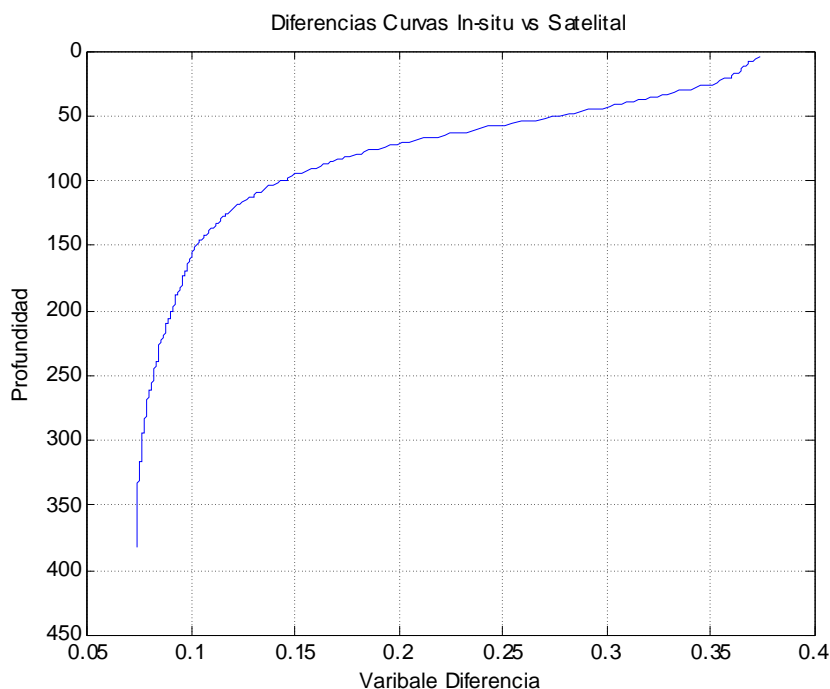
Con el fin de determinar a qué profundidad de referencia (H) se encuentra la menor diferencia entre



**Figura 3.** Comparación de las curvas a diferente profundidad de referencia (H) de integración de la altura dinámica (D) y curvas de topografía dinámica absoluta.

las formas de las curvas D y ADT, fue necesario emplear el método de mínimos cuadrados de las diferencias entre una curva y la otra, ignorando la circunstancia de que las dimensiones de estas variables son distintas (D se mide en  $L^2T^{-2}$ , mientras que ADT en L, siendo L la dimensión con unidades de distancia y T del tiempo). Por lo anterior, se buscaba

mayor coincidencia cualitativa (la forma de las curvas). Resultó que para los valores H 200 metros, se tiende a estabilizar el nivel de desviación entre una y otra curva (figura 4). Por lo anterior se utilizó la profundidad de 200 m como referencia en el cálculo del desplazamiento de la columna de agua propuesta por Cooper y Haines en [1].



**Figura 4.** Diferencia cuadrática entre las curvas de D y ADT versus profundidad H de referencia en (2).

El nivel de referencia H en este caso corresponde a la profundidad, donde los efectos baroclínicos son pronunciados, mucho más que en la columna inferior. La extensión real de los remolinos en el mar, en este sentido, no tiene importancia; se supone que su tamaño en la vertical es mayor que el valor H. Sin embargo, se supone que por debajo del H seleccionado se cumple en manera aproximada el teorema de Taylor-Praudman.

Teniendo el dato de la profundidad de referencia H encontrado, hasta el cual se considera importante el

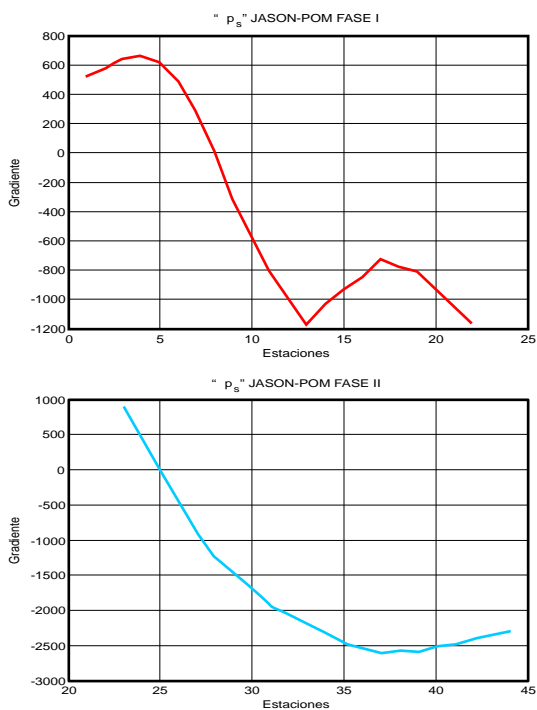
proceso de ajuste de los perfiles termohalinos, por medio de (2), se obtiene la altura equivalente  $h$  con la cual se ajustan los datos de densidad generados por el modelo POM.

En la tabla 1 se presentan los valores encontrados para las 44 estaciones separadas en los dos transectos estudiados. La diferencia entre la presión hidrostática del nivel del mar observado y el obtenido con el modelo numérico oceánico  $P_s$ , se presenta en la figura 5, la altura equivalente  $h$ , se presenta en la figura 6.

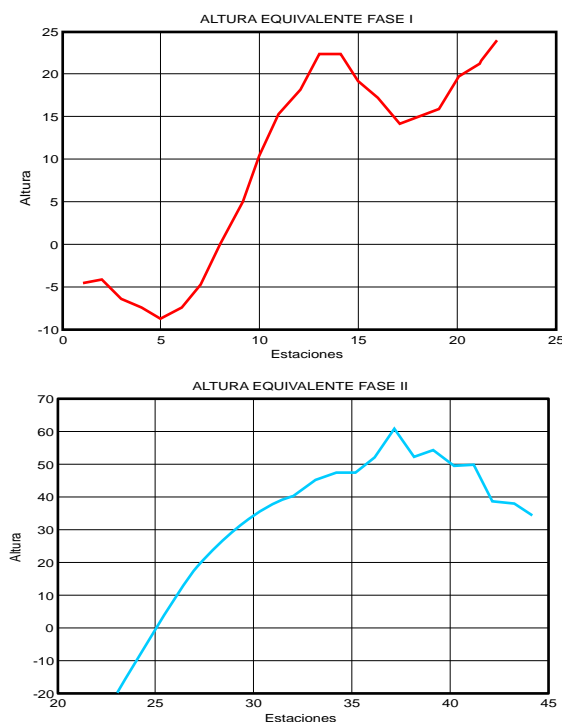


**Tabla 1.** Valores de  $\delta\eta$ ,  $\Delta p$  y  $\Delta h$  para cada estación oceanográfica.

Transecto 1				Transecto 2			
Estación	$\delta\eta$ (m)	$\Delta p$ ( $m^{-1}s^{-2}$ )	$\Delta h$ (m)	Estación	$\delta\eta$ (m)	$\Delta p$ ( $m^{-1}s^{-2}$ )	$\Delta h$ (m)
1	0.0506	517.65	-4.5812	28	0.0882	901.99	-19.7510
2	0.0554	567.20	-4.2473	29	0.0453	463.82	-9.7864
3	0.0618	631.72	-6.5373	30	0.0017	17.09	-0.3437
4	0.0640	654.48	-7.6111	31	-0.0439	-449.02	9.1036
5	0.0607	621.30	-8.9742	32	-0.0881	-901.15	18.1290
6	0.0477	487.46	-7.5780	33	-0.1222	-1250.00	24.1490
7	0.0284	290.57	-4.8135	35	-0.1451	-1484.70	29.7690
8	0.0013	13.57	-0.2037	36	-0.1662	-1699.90	34.3650
9	-0.0325	-332.92	4.6182	37	-0.1881	-1924.40	38.0180
10	-0.0544	-556.79	10.8020	38	-0.2027	-2073.50	40.7770
11	-0.0780	-797.78	15.4590	39	-0.2153	-2202.40	44.9780
12	-0.0962	-984.16	18.4670	40	-0.2299	-2352.20	46.9930
13	-0.1143	-1169.30	22.5500	41	-0.2428	-2483.30	47.6020
14	-0.1012	-1035.10	22.4630	42	-0.2492	-2548.80	51.9770
15	-0.0902	-922.30	19.1740	43	-0.2564	-2622.90	60.5780
16	-0.0823	-841.65	17.3050	44	-0.2542	-2600.60	52.0730
17	-0.0707	-723.02	14.2260	45	-0.2554	-2612.60	54.1970
18	-0.0760	-777.15	15.0640	46	-0.2459	-2516.00	49.2880
21	-0.0790	-807.97	15.9190	47	-0.2448	-2504.20	49.4790
22	-0.0914	-934.76	19.7080	48	-0.2366	-2420.90	38.4810
23	-0.1033	-1056.80	21.3160	49	-0.2322	-2375.80	38.0270
24	-0.1129	-1154.80	24.2340	50	-0.2260	-2312.20	34.7180



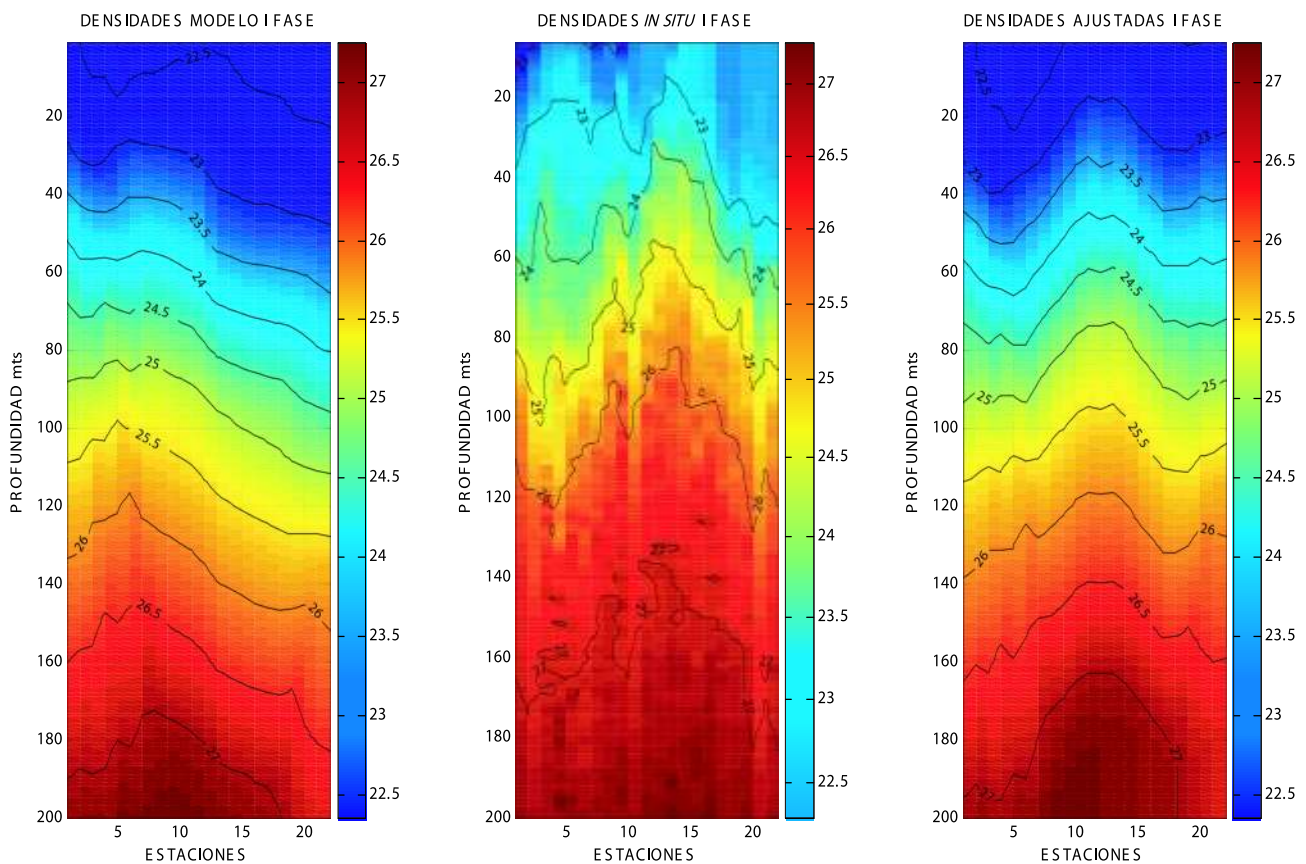
**Figura 5.** Diferencias  $\Delta p_s$  de la presión hidrostática en los transectos 1 (arriba) y 2 (abajo).



**Figura 6.** Alturas equivalentes (en m) para corrección del modelo POM en los transectos 1 (arriba) y 2 (abajo).

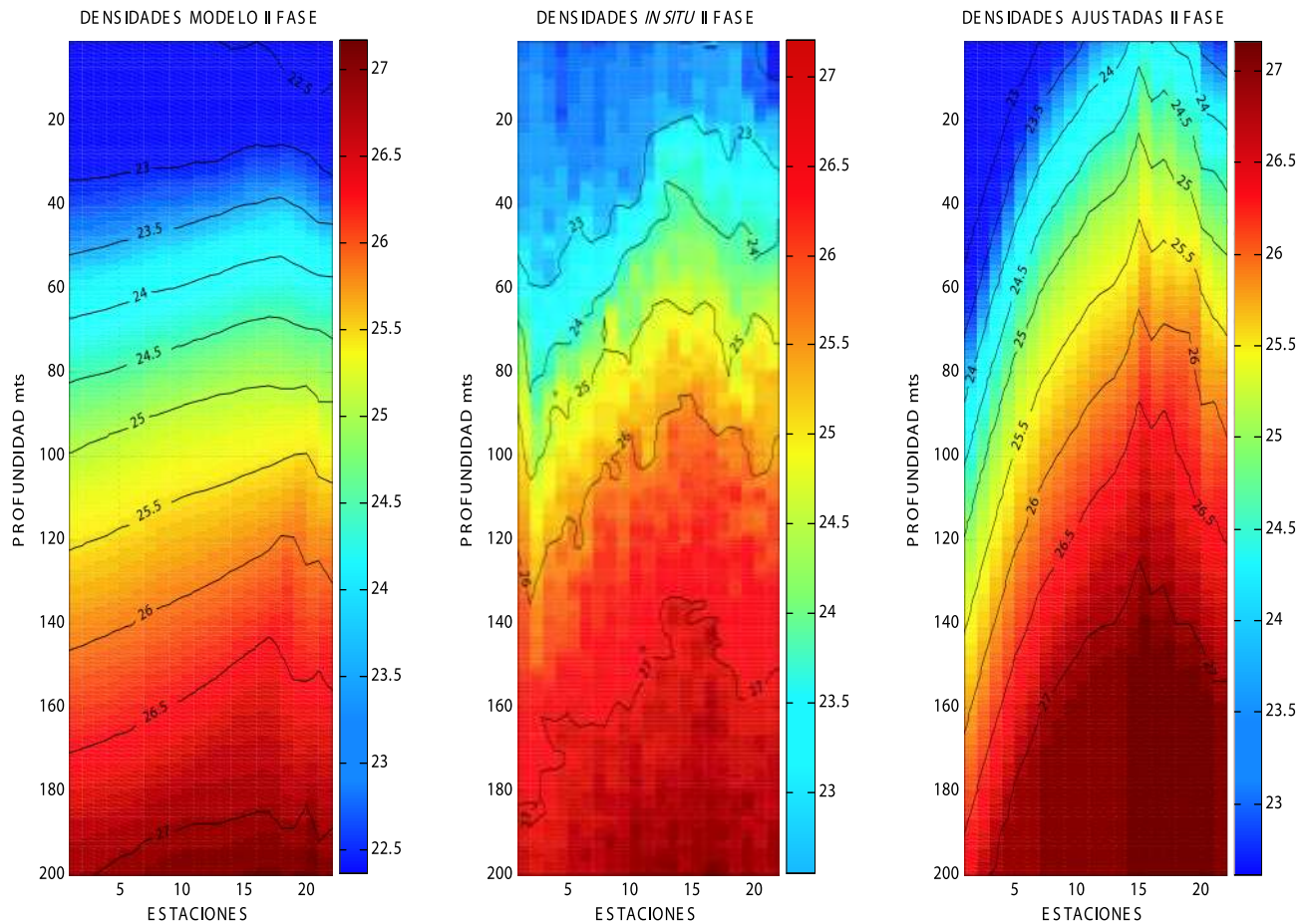
Los resultados gráficos de la figura 6 indican en forma proporcional las correcciones que deben realizarse a los campos termohalinos del modelo numérico, efectuando los desplazamientos en la columna de temperatura y salinidad en el modelo POM, tal como fue propuesto por Cooper y Haines [1], donde en los resultados con números negativos los perfiles se bajan y en los números positivos se suben acorde a la magnitud establecida.

En las figuras 7 y 8, se muestran los resultados de corrección con las alturas equivalentes en el modelo. A la izquierda se muestra la sección vertical de la densidad del agua, obtenida por el modelo en el modo de simulación del clima oceánico para el mes de octubre. En el centro se observa la sección de densidad calculada a partir de los datos T-S *in situ* obtenidos durante el crucero. A la derecha se presenta el resultado de modificar los perfiles de densidad del modelo mediante el algoritmo de asimilación de los datos satelitales, descrito anteriormente.



**Figura 7.** Secciones de densidad específica en el transecto 1: el comportamiento climático obtenido del modelo POM (izquierda); las observaciones *in situ* (centro) y el resultado de asimilación de datos satelitales en el modelo (derecha).





**Figura 8.** Secciones de densidad específica en el transecto 2: el comportamiento climático obtenido del modelo POM (izquierda); las observaciones *in situ* (centro) y el resultado de asimilación de datos satelitales en el modelo (derecha).

## Discusión

Los principales resultados presentes en las figuras 7 y 8 muestran la estructura de los campos de densidad en los transectos del crucero y la forma como se modifican los campos con base en el procedimiento de la asimilación estática. En los paneles de izquierda de estas figuras se presenta una distribución relativamente regular de la densidad del agua, conforme con la variación espacial del nivel del mar, mostrado en la figura 2, según las condiciones climáticas del mes de octubre. En esta comparación, a las anomalías negativas del nivel del mar en el modelo corresponde la subida de isopícnas en toda la columna hasta los 200 m, tomados como el nivel de referencia H.

Los paneles en el centro de las figuras corresponden a los campos termohalinos realmente observados con un “ruido” en meso-escala, pero la principal peculiaridad de estos campos es la ubicación de elevación de la termoclina hacia el centro de ambos transectos, lo que hace diferencia con los cálculos del clima en el modelo, pero corresponde a las anomalías de la topografía del nivel del mar, observadas por el satélite (figura 3). Precisamente estas diferencias se pretenden corregir en el modelo, conociendo siempre el patrón del clima y disponiendo las observaciones satelitales en el tiempo cuasi-real.

La comparación entre los paneles del centro y de la derecha en las figuras 7 y 8 muestra que el procedimiento de desplazamiento de los perfiles termohalinos en la vertical logra mover las anomalías termohalinas hacia el centro de cada transecto, coincidiendo más con las observaciones *in situ*. Sin embargo, se observan dos diferencias entre los campos observados y simulados con la asimilación del nivel del mar: 1) el “ruido” encontrado en los datos *in situ* no se presentó en la asimilación y 2) los valores absolutos de la densidad específica difieren entre el modelo y los datos.

La primera diferencia observada tiene su explicación en lo siguiente: los datos satelitales de ADT, según la figura 3, no poseen tales variaciones en las distancias comparables entre una y otra estación oceanográfica; las últimas, probablemente, se relacionan con la estructura fina en los campos oceanográficos (suponiendo que no son errores instrumentales, filtrados en la etapa de control de calidad de datos) y no tienen mucho efecto en la formación de las corrientes termohalinas.

La segunda diferencia no es relevante, siempre y cuando el procedimiento de asimilación se realiza de manera sistemática, cubriendo todo el dominio de cálculo (el mar Caribe). No es relevante, debido a que la dinámica del mar no depende de los valores absolutos de la densidad, sino de su variación espacial. La diferencia entre los niveles de densidad específica es semejante entre las observaciones y simulaciones con la asimilación de datos.

De todas maneras, los resultados obtenidos para el primer transecto (figura 7) son mucho más satisfactorios que para el transecto 2 (figura 8). Se espera que la asimilación sistemática del nivel del mar, junto con el procedimiento de la asimilación de la temperatura superficial del mar, descrito en [13], estabilizará el sistema en un estado cercano a la realidad.

En este procedimiento, así como lo fue mencionado en [2], el algoritmo descrito en [1] tendría que modificarse. El problema consiste en múltiples modificaciones de los campos de temperatura y salinidad, aplicando un método de interpolación. Inclusive el caso de los métodos tan precisos como *spline* cúbico, los perfiles, varias veces modificados,

van a perder la precisión y el proceso va a desviar el sentido. La solución de este problema se ve en la modificación ponderada de la densidad climatológica directamente en la ecuación del estado sin modificar explícitamente los campos de temperatura y salinidad. Los últimos van a variar debido al transporte por corrientes, producto de la asimilación estática de la densidad en la ecuación del estado.

## Agradecimientos

El trabajo fue financiado por la Dirección General Marítima dentro del proyecto SPOA; contrato No. 008/2007-GINRED4-DIMAR, celebrado con la firma OCEANMET LTDA y con la participación de dos estudiantes de la Escuela Naval de Cadetes “Almirante Padilla”, cuya tesis de pregrado fue elaborada con base en el presente estudio.

## Referencias bibliográficas

- [1] Cooper M, Haines K. Altimetric assimilation with water property conservation, *Journal of Geophysical Research*. 1996; 101 (C1): 1059-1077.
- [2] Lonin SA, Anduckia JC. Asimilación de anomalías del nivel del mar en el Sistema de Predicción Oceánica de DIMAR. *Boletín Científico CIOH* 2004; (22) 26-35.
- [3] Fox A, Haines K, de Cuevas B, Webb D. Altimeter assimilation in the OCCAM global model. Part I: A twin experiment, *Journal of Marine Systems*. 2000; (26): 303-322.
- [4] Fox A, Haines K, de Cuevas B, Webb D. Altimeter assimilation in the OCCAM global model, Part II: TOPEX/POSEIDON and ERS-1 assimilation, *Journal of Marine Systems*. 2000; (26): 323-347.
- [5] Fox A, Haines K. Interpretation of Water Mass Transformations Diagnosed from Data Assimilation. *Journal of Physical Oceanography*. 2003; (33): 485-498.
- [6] Lonin S, Anduckia JC, Parra C, Molares R. Modelo de circulación oceánica con asimilación de datos para el Caribe aplicado en derrames de hidrocarburos, pesquería y búsqueda y rescate. En el libro: *Contribución en las Ciencias del Mar en Colombia*. Universidad Nacional de Colombia. 2003; 103-120.
- [7] CIOH. Implementación de un sistema de pronósticos

oceánicos y atmosféricos a escala local en el Caribe y Pacífico colombianos *SPOA. Fase I, Informe final del año 2007; 2007.*

[8] Romero C, Marriaga L, Torres R. Metodología para la calificación y control de calidad de datos oceanográficos aplicada al Crucero Caribe 2002. *Boletín Científico CIOH 2007; (25): 78-93.*

[9] Lonin SA. Empleo de los datos de la NOAA-NODC-WOA en el modelo hidrodinámico del Caribe. *Boletín Científico CIOH 2004; (22): 45-55.*

[10] Levitus S. *World Ocean Atlas 2001, NOAA Atlas NESDIS 54, Silver Spring, MD. 2001.*

[11] Da Silva AM, Levitus S. *Atlas of Surface Marine Data 1994. NOAA Atlas NESDIS 6, Wash., D.C.; 1994.*

[12] Mellor GL. *User's Guide for a Three-Dimensional Primitive Equation Numerical Ocean Model, Princeton, NJ, 35 p.; 1993.*

[13] Anduckia JC, Lonin SA, Ivanov SV. Asimilación de datos de temperatura superficial del mar en el modelo hidrodinámico de pronóstico de las condiciones oceanográficas del mar Caribe. *Boletín Científico CIOH 2003; (21): 38-50.*