

## **Determinación de las capas isotérmica y activa, contenido y flujo de calor en aguas oceánicas de la cuenca del Pacífico colombiano**

### *Isothermic and active layer, heat content and flow determination in Colombian Pacific oceanic basin waters*

Fecha de recepción: 2014-12-01 / Fecha de aceptación: 2015-10-31

**Juan David Navia Díaz<sup>1</sup>, José David Garavito Mahecha<sup>2</sup>, Ángela Tatiana Rodríguez Tobar<sup>3</sup>, Nancy Liliana Villegas Bolaños<sup>4</sup>**

**Universidad Nacional de Colombia (UNAL).** Ciudad Universitaria, edificio Manuel Ancizar, Bogotá, D. C., Tel: +57 (1) 316 50 00. Correo electrónico: jdnaviad@unal.edu.co<sup>1</sup>, jdgaravitom@unal.edu.co<sup>2</sup>, atrodriguez@unal.edu.co<sup>3</sup>, nlvillegasb@unal.edu.co<sup>4</sup>.

**Navia Díaz, J. D., Garavito Mahecha, J. D., Rodríguez Tobar, A. T. y Villegas Bolaños, N. L. (2015).** Determinación de las capas isotérmica y activa, contenido y flujo de calor en aguas oceánicas de la cuenca del Pacífico colombiano. Bol. Cient. CIOH, 33: 39-51.

#### **RESUMEN**

Se determinó la profundidad de las capas isotérmica y activa para las masas de agua superficiales características del sector oceánico de la Cuenca Pacífica Colombiana (CPC). Se utilizaron perfiles verticales de temperatura provenientes del *World Ocean Atlas 2013* (WOA13v1) de las estaciones ubicadas en 5°30'N - 81°30'W; 3°30'N - 84°30'W, y 1°30'N - 84°30'W. Se determinó la profundidad de la capa activa de las estaciones analizadas entre los 150 y 400 m y la isotérmica entre 10 y 30 m. El contenido de calor promedio de la capa activa en las aguas oceánicas de la CPC fue de 171.9 kcal/cm<sup>2</sup>. El mínimo contenido de calor en la capa activa se encontró en la región caracterizada por ascenso de aguas, localizada al suroccidente de la CPC, con un valor de 137.9 kcal/cm<sup>2</sup>. Las estaciones localizadas en los sectores oceánicos central y norte de la región, presentaron comportamientos acordes con la actividad de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) y la corriente en chorro de baja altura de Panamá, con valores entre 176.9 y 192.6 kcal/cm<sup>2</sup>, respectivamente. La intensidad del flujo de calor de la capa activa de las tres estaciones osciló entre -6.5 y 7.3 kcal/cm<sup>2</sup> por mes, presentándose máxima pérdida de calor del océano hacia la atmósfera en los meses de diciembre y febrero, y ganancia de calor entre mayo y julio.

**PALABRAS CLAVES:** capas activa e isotérmica, contenido de calor, Cuenca Pacífica Colombiana, Zona de Convergencia Intertropical.

#### **ABSTRACT**

The depth of isothermal and active layers in surface waters of the oceanic sector of Colombian Pacific Ocean (CPO) was determined. Vertical temperature profiles obtained from the *World Ocean Atlas 2013* (WOA13v1) of stations located in 5°30'N - 81°30'W, 3°30'N - 84°30'W and 1°30'N - 84°30'W were used. The depth of the active layer in the analysed stations was determined between 150 and 400 m, while the isothermal layer was found between 10 and 30 m. The average heat content of the active layer in the ocean waters of the CPO was 171.9 kcal/cm<sup>2</sup>. The minimum heat content in the active layer was found in the region characterized by upwelling water, located southwest of the CPO, with a value of 137.9 kcal/cm<sup>2</sup>. The stations located in central and northern sectors of the ocean region, showed a behaviour consistent with the activity of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) and Panama low level-jet, with values between 176.9 and 192.6 kcal/cm<sup>2</sup>, respectively. The heat fluxes intensity of the active layer in the three stations ranged between -6.5 and 7.3 kcal/cm<sup>2</sup> per month, presenting maximum heat loss from the ocean to the atmosphere in December and February and heat gain between May and July. and Transparency).

**KEYWORDS:** Active and isothermal layers, heat content, Colombian Pacific Ocean, Intertropical Convergence Zone.

## INTRODUCCIÓN

Los océanos tropicales y en particular la Cuenca del Pacífico Colombiano (CPC) son regiones de alto interés científico, debido a que presentan fenómenos de interacción océano-atmósfera de diversas escalas como El Niño-Oscilación del Sur (ENOS), la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), la baja anclada de Panamá y el Chorro del Chocó [1-5], los cuales influyen en la dinámica de las aguas permitiendo la diferenciación de las características térmicas y halinas [6]; dicha diferenciación ha sido la base para la identificación de masas de agua superficiales en la CPC [7].

Las características físicas superficiales del mar y, en especial, la temperatura superficial del mar (TSM), varían entre otras cosas debido a la transferencia constante de calor entre el océano y la atmósfera, denominada flujo de calor. Teniendo en cuenta los procesos de mezcla turbulenta, las oscilaciones del contenido de calor son mayormente perceptibles en la capa activa del océano [8], por lo tanto la determinación de su grosor, de la capa de mezcla y de la isotérmica es de gran importancia para el cálculo del contenido de calor y de la inercia mecánica de la capa que interactúa con la atmósfera [9]. Se evidencia entonces que el estudio del comportamiento de estas capas en el mar permite entender la dinámica océano-atmosférica de una región.

Trabajos realizados a nivel internacional muestran la importancia del entendimiento del comportamiento de la capa activa y su influencia en el clima oceánico y atmosférico. Por ejemplo, en [10] analizaron el comportamiento de la capa activa en el Atlántico Norte, encontrando que las variaciones en la profundidad de esta capa se relacionan con la dinámica climática en el continente Euroasiático. Por su parte [11], al estudiar los perfiles verticales de temperatura, densidad y salinidad de la capa activa en aguas oceánicas de Cuba, encontró que el desarrollo de los ciclones tropicales es más favorable desde finales de agosto hasta principios de noviembre, especialmente en octubre, cuando se registra aumento del grosor de la capa isotérmica. En la cuenca Caribe, [12] resaltó las diferencias en los grosores de las capas de mezcla, isotérmica y de barrera asociadas a la distribución espacial de la temperatura y salinidad, así mismo como a la oscilación de la intensidad de vientos zonales. Con respecto al océano Pacífico, en [13] se mostró que las variaciones en la profundidad de la capa de mezcla están relacionadas con la

actividad de la Oscilación Madden-Julian (OMJ), además de las implicaciones que esto tiene en el balance neto de calor y las anomalías de flujo de calor latente, particularmente en el océano Índico Tropical y el Pacífico Occidental, notando que ante la fase positiva de la OMJ se evidencia una profundización de la capa de mezcla, como respuesta a la alta actividad convectiva en la atmósfera y la anomalía en el campo de vientos; sin embargo, ésta presenta un ligero enfriamiento y se observan variaciones significativas en el flujo de calor latente.

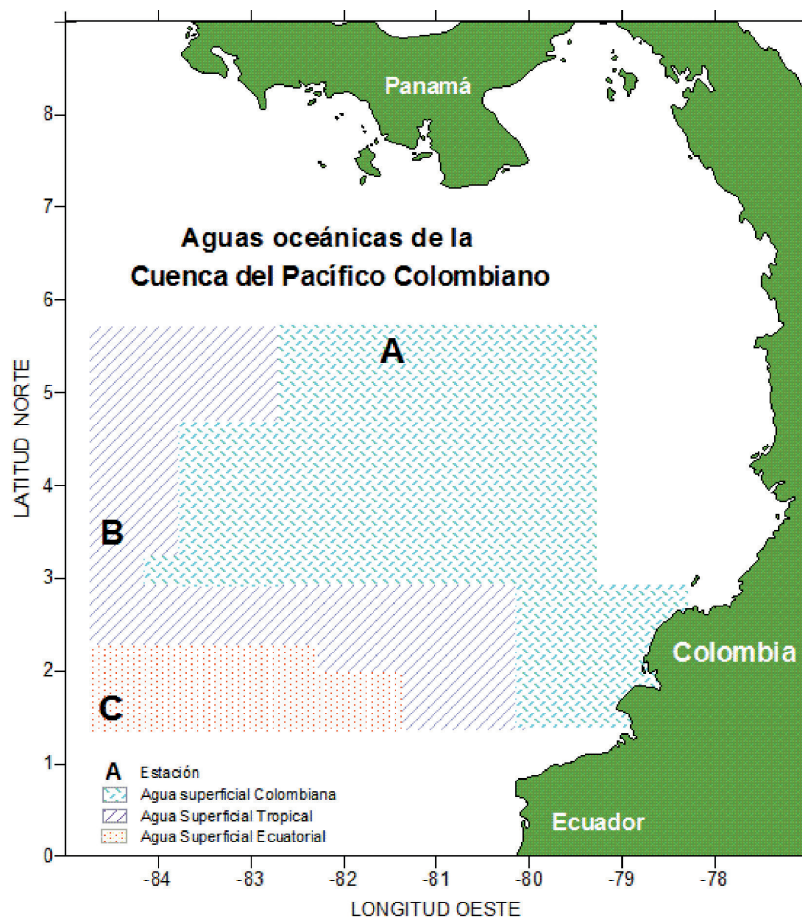
En la CPC, estudios previos relacionados con la determinación del comportamiento vertical de los parámetros de temperatura y salinidad del mar en diferentes regiones de la CPC se remontan a [14], quienes teniendo en cuenta estaciones representativas, analizaron el comportamiento anual de dichos parámetros, intentando relacionarlo con el transporte de calor generado por la migración de la ZCIT y la dinámica de las masas de agua. En [15] se analizó el contenido de calor en la cuenca bajo la influencia de los eventos La Niña de 1996 y El Niño 1997. Otros trabajos realizados a partir de datos tomados en campañas oceanográficas han descrito, de forma general, el comportamiento y profundidad promedio de la capa de mezcla en la CPC [6, 16]. En [17] se analizó la variación anual del contenido de calor de la capa activa en la CPC, encontrando un comportamiento de enfriamiento y calentamiento de las aguas de tipo bimodal relacionado directamente con la migración de la ZCIT, es así como se concluye que las aguas presentan un mayor calentamiento en los meses de diciembre y junio, y enfriamiento durante marzo y septiembre, con profundidades de la capa activa que oscilan entre los 150 y 200 m en las zonas costeras, y de hasta 300 m en sectores de mar abierto. Finalmente, el trabajo más reciente relacionado con el tema para la CPC presenta, a partir de información simulada, que el promedio de la profundidad máxima de la capa de mezcla en la CPC para el sector sur es de 297 m, en el sector noroeste de 207 m y 147 m en el oeste [7].

Con el fin de determinar la ubicación de las capas isotérmica y activa, el contenido y flujo de calor de las aguas oceánicas de la región se escogieron tres estaciones representativas de la CPC, teniendo en cuenta el concepto de masas de agua, el cual permite identificar zonas con propiedades físicas del océano similares, denominadas masas de agua o zonas homogéneas. Para esto, se tomaron los resultados de [7], quienes con datos de temperatura, salinidad y densidad, por medio de

análisis de clúster identificaron masas de aguas superficiales en la CPC, que caracterizan a las aguas costeras, de mezcla y oceánicas. Para el presente estudio se extrajeron estaciones localizadas en el sector de aguas oceánicas que fueron denominadas por [7] como Agua Superficial Ecuatorial (ASE), Agua Superficial Tropical (AST) y Agua Superficial Colombiana (ASC), debido a que las dos primeras evidencian propiedades físicas correspondientes a las masas de agua clasificadas a nivel regional y la última presenta características muy locales. Luego de seleccionar las estaciones que representen a estas tres zonas oceánicas de la CPC se determinó la profundidad de las capas isotérmica y activa, con el fin de calcular la cantidad y flujo de calor en cada estación. Con los resultados obtenidos se realizaron gráficas que son objeto de análisis en el presente artículo.

## ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio comprende aguas oceánicas de la CPC localizadas entre las coordenadas  $1^{\circ}30'N - 6^{\circ}30'N$  y  $79^{\circ}W - 84^{\circ}W$ , de donde se escogieron tres estaciones representativas de las masas de agua oceánicas superficiales de la CPC [7]. La Figura 1 muestra la ubicación de las estaciones escogidas y el área cubierta por cada masa de agua oceánica superficial. La estación A, ubicada a los  $5^{\circ}30'N - 81^{\circ}30'W$ , es representativa de la masa de agua ASC; la estación B por su parte se localiza a los  $3^{\circ}30'N - 84^{\circ}30'W$  y es representativa de la masa de agua AST; mientras que la estación C, ubicada al suroccidente de la cuenca en las coordenadas  $1^{\circ}30'N - 84^{\circ}30'W$ , representa la masa de agua ASE.



**Figura 1.** Localización de las estaciones representativas de las masas de agua oceánicas de la CPC: **A** ( $5^{\circ}30'N - 81^{\circ}30'W$ , ASC), **B** ( $3^{\circ}30'N - 84^{\circ}30'W$ , AST) y **C** ( $1^{\circ}30'N - 84^{\circ}30'W$ , ASE). (Fuente: [7]).

La CPC es una región de alta complejidad atmosférica y oceanográfica, ya que en ella confluyen fenómenos y procesos de diferentes escalas espacio-temporales que intervienen en la actividad de la capa superior del océano. De acuerdo con los estudios para esta cuenca, los procesos atmosféricos regionales y locales de escala media que influyen en la dinámica de la CPC son la migración de la ZCIT [4, 5, 6,18], la presencia de las corrientes en chorro de Panamá y del Chocó [1, 18] y del sistema de baja presión conocido como la baja anclada de Panamá [2]. Desde el punto de vista oceanográfico, entre los procesos regionales y locales de escala media se destacan tres sistemas de corrientes principales, la corriente Ecuatorial, la contracorriente Ecuatorial y la corriente de Colombia, los cuales han sido estudiados y ratificados recientemente

[6, 7], así como sistemas de surgencia y *downwelling* relacionados con la actividad tanto de la ZCIT como del jet de Panamá [5, 19, 20].

**MATERIALES Y MÉTODOS**

Los datos utilizados fueron perfiles verticales de temperatura media mensual multianual del mar con profundidades entre 0 y 1500 m, provenientes del WOA13v1 [21].

Para la determinación del grosor de la capa isotérmica fue empleado el umbral de 0.5°C de temperatura con respecto a la superficie del océano (Wyrtsky (1964) y Obata (1996) en [9]), es decir, el límite inferior de la capa isotérmica se estima para la mayor profundidad  $h_i$  (m) que verifica:

$$T_0 - T(h_i) \leq 0,5 \quad (1)$$

Donde,  
 $T(h_i)$  (°C) es el valor de la temperatura en la profundidad  $h_i$ ,  
 $T_0$  es la temperatura del mar en superficie.

Para la identificación del grosor de la capa activa fueron empleados cálculos y métodos gráficos, en donde se representó la distribución anual de la temperatura del mar en cada nivel estándar. Teniendo en cuenta que la capa activa se define como la capa que percibe las variaciones u oscilaciones anuales causadas por el flujo radiativo de calor [8, 22], el límite

inferior de dicha capa pudo ser identificado en la profundidad con menor amplitud de oscilación de temperatura. Fueron calculados también los gradientes verticales de temperatura  $\partial T / \partial z|_{z=h_i}$  (°C/m) para los meses característicos de mayor calentamiento y enfriamiento de la columna de agua en cada profundidad  $h_i$ , recurriendo a la siguiente relación:

$$\left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=h_i} = \frac{T(h_i) - T(h_{i+1})}{h_i - h_{i+1}} \quad (2)$$

Donde,  
 $T_i = T(h_i)$  (°C) es el valor de la temperatura en la profundidad  $h_i$  (m).  
 $T_{i+1} = T(h_{i+1})$  (°C) es la temperatura correspondiente a la siguiente profundidad  $h_{i+1}$  (m).

El cálculo del contenido de calor se realizó para un corte de 1 cm<sup>2</sup> de la columna de agua en la capa activa. Se tomaron los valores de densidad de agua

del mar y de capacidad de calor con magnitud de 1 aproximadamente, luego el contenido de calor Q (kcal/cm<sup>2</sup>) se calculó de acuerdo a [23] por:

$$Q = 0,1h\bar{T}_p \quad (3)$$

Donde,  
 $h$  (m) es la profundidad de la capa activa.  
 $\bar{T}_p$  (°C) es una media ponderada de la temperatura.

$$\bar{T}_p = \frac{\sum_{i=1}^n w_i \bar{T}_i}{h} \quad (4)$$

Donde,  
 $w_i$  es el porcentaje de cada subcapa comprendida en el intervalo de profundidades  $[h_i, h_{i+1}]$  respecto a la profundidad  $h$  de la capa activa.

$$w_i = \frac{h_{i+1} - h_i}{h} * 100 \quad (5)$$

$\bar{T}_i$  es la temperatura media de dicha subcapa.

$$\bar{T}_i = \frac{T(h_{i+1}) + T(h_i)}{2} \quad (6)$$

Finalmente, con los valores del contenido de calor para cada mes  $Q_j$  ( $j=1, \dots, 12$ ) se obtienen

los valores para la intensidad de los flujos de calor  $q_{j \rightarrow j+1}$  (kcal/cm<sup>2</sup>) al mes por tomar:

$$q_{j \rightarrow j+1} = Q_{j+1} - Q_j \quad (7)$$

Donde,  
 $Q_j$  es el contenido de calor en el mes  $j$ .  
 $Q_{j+1}$   $Q_{j+1}$  en el mes siguiente  $j+1$  ( $j=1, \dots, 11$ ) y  $q_{12 \rightarrow 1} := Q_1 - Q_{12}$ .

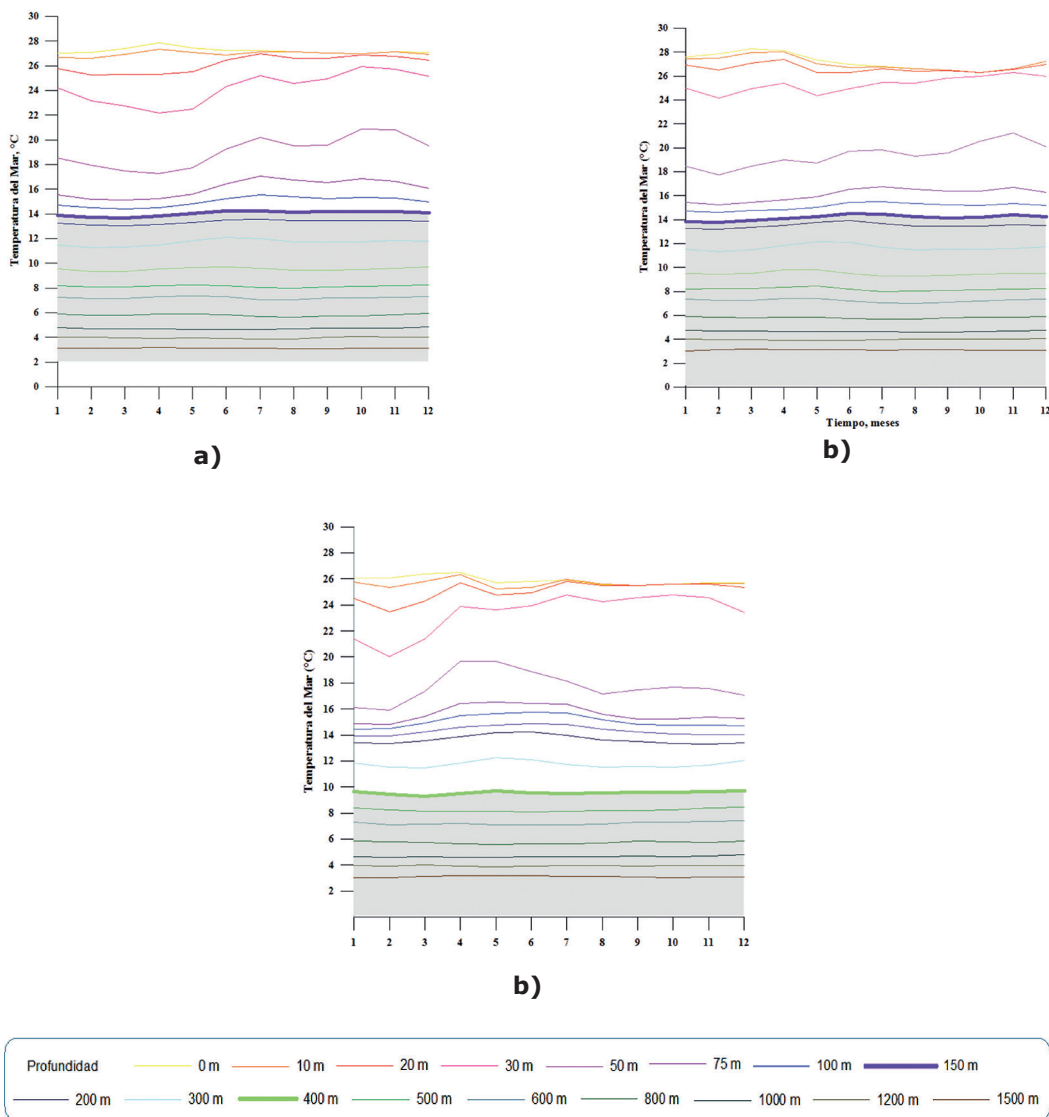
## RESULTADOS

Se encontró que la profundidad de la capa isotérmica en las tres estaciones evaluadas se localizó entre los 10 y 30 m, lo que concuerda con lo encontrado por [24], quienes observaron que el comportamiento de la capa superior en aguas ecuatoriales está altamente limitado por la denominada capa de barrera, la cual se ubicó entre las profundidades de la capa de

mezcla e isotérmica [9]. La estación localizada a los 5°30' N - 81°30' W mostró la mínima variabilidad anual de la capa isotérmica con respecto a las otras dos estaciones, presentando una profundidad de 10 m entre diciembre y junio, y 20 m el resto del año, posiblemente relacionada con el patrón de los vientos (descrito en [18]) que son dominantes en las vecindades de este punto. Se esperaba encontrar que el límite inferior de la capa isotérmica fuera más

profundo durante los meses de enero a marzo, tiempo durante el cual el jet de Panamá presenta una mayor actividad, lo cual causaría una mayor mezcla en el sector. El comportamiento de la TSM visto en la estación 5°30' N - 81°30' W (Fig. 2a) concordó con lo encontrado en [20], quien evidenció la influencia del jet de Panamá en la dinámica en las aguas superficiales durante estos meses en la región comprendida entre los 79°30'W y 80°30'W, manifestada en el forzamiento eólico causante de ascensos de aguas que interfieren en la profundización de capas superficiales, registrando en esa región un dipolo en la TSM.

En el caso de la estación ubicada en los 3°30' N - 84°30' W (Fig. 2b) se encontró una capa isotérmica muy variable entre 10 y 20 m durante el año, posiblemente ligado a las fluctuaciones estacionales de la ZCIT, lo que se evidenció además cuando la capa isotérmica se profundizó en promedio a 20 m de abril a octubre, coincidiendo con la época de lluvias. Situación similar se observó en la estación 1°30' N - 84°30' W (Fig. 2c), sin embargo, la capa isotérmica alcanzó profundidades de hasta 30 m entre septiembre y octubre, y presentó cambios estacionales más leves en junio iniciados en marzo.

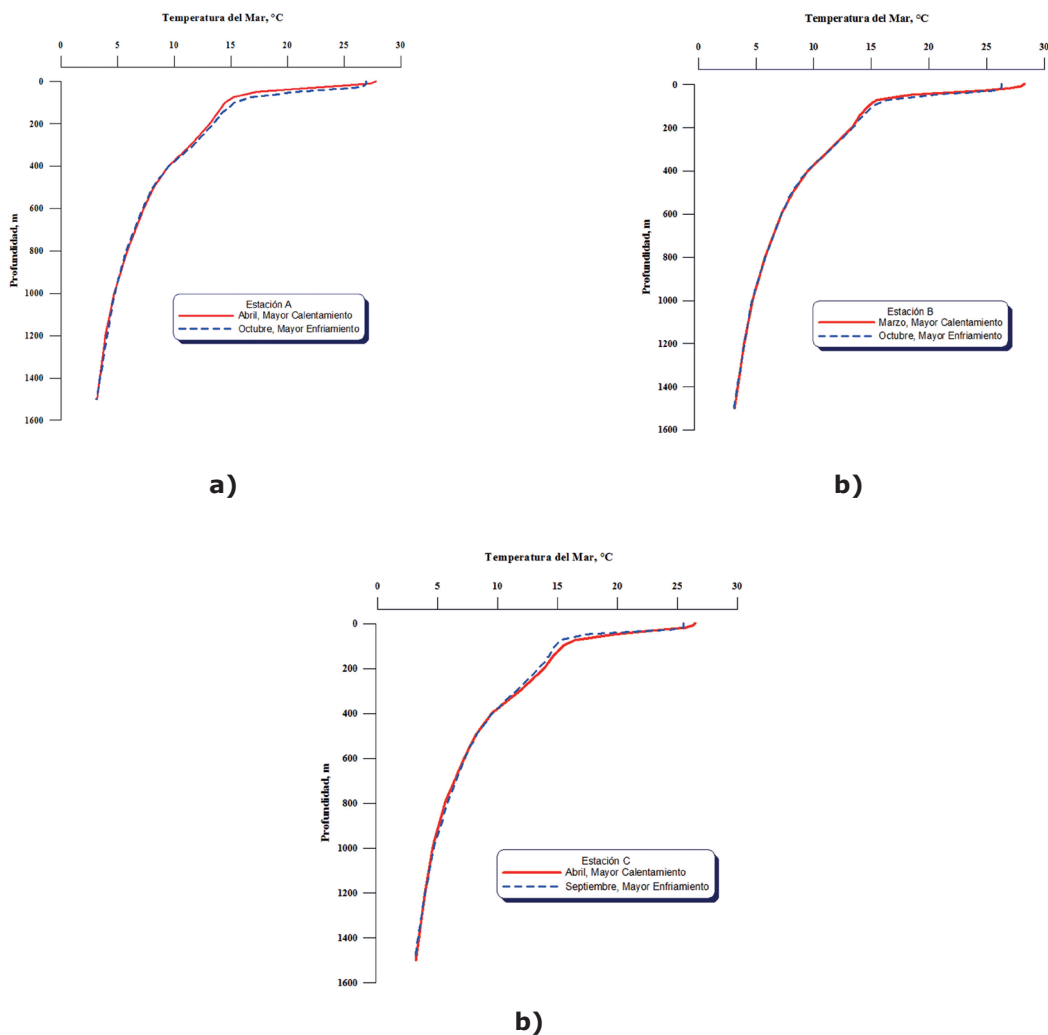


**Figura 2.** Comportamiento anual de temperatura del mar de los sectores oceánicos de la CPC. **a)** Estación A (5°30'N - 81°30'W), **b)** Estación B (3°30'N - 84°30'W), **c)** Estación C (1°30'N - 84°30'W).

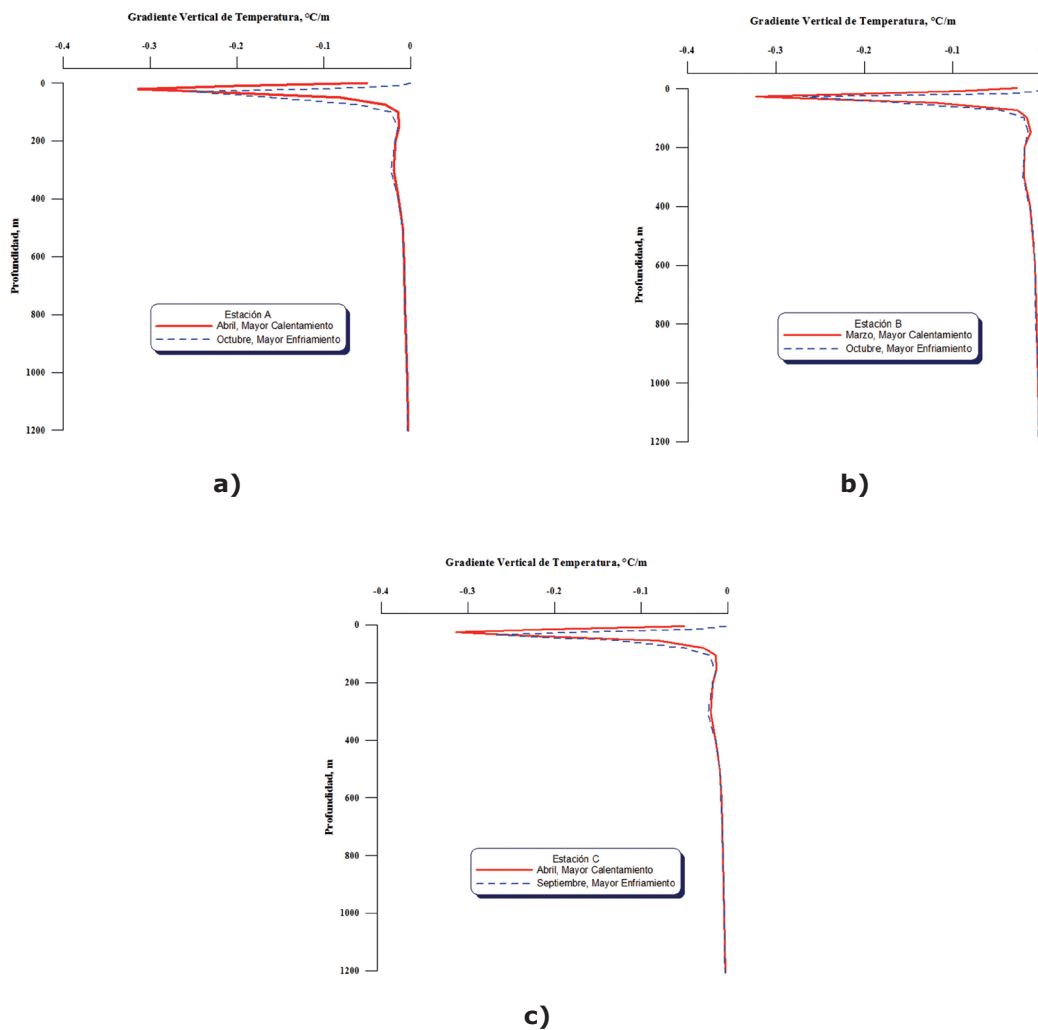


De acuerdo con la Figura 2, la profundidad de la capa activa se ubicó a los 150 m para las estaciones 5°30' N - 81°30' W y 3°30' N - 84°30' W, en tanto que para la estación 1°30' N - 84°30' W, el límite inferior de la capa activa se encontró a los 400 m. Con los perfiles de temperatura (Fig. 3) y sus gradientes verticales (Fig. 4) en los meses de mayor calentamiento y enfriamiento se corroboró la ya mencionada ubicación del límite inferior de la capa activa en las tres estaciones de estudio. Esto se realizó teniendo en cuenta por un lado el concepto de capa activa descrito en [22], con el que se obtuvo la profundidad en donde se registró la oscilación anual térmica,

determinando así el grosor de la capa activa a través de los perfiles de temperatura de los meses de mayor calentamiento y enfriamiento. Por otro lado, conociendo que a mayor valor de gradiente vertical de temperatura se tiene mayor probabilidad de mezcla turbulenta [25], se tomó al gradiente vertical de temperatura como indicador de esta mezcla, de tal manera que cuando se encontró el primer mínimo local de la función gradiente vertical -en valor absoluto- (Fig. 4) se determinó la profundidad donde dicho gradiente fue débil, lo que marcó al límite inferior de la capa activa en cada estación.



**Figura 3.** Perfiles de temperatura de las estaciones de estudio en meses de mayor calentamiento y enfriamiento: **a)** Estación A (5°30'N - 81°30'W), **b)** Estación B (3°30'N - 84°30'W), **c)** Estación C (1°30'N - 84°30'W).



**Figura 4.** Perfiles de gradientes verticales de temperatura de las estaciones de estudio en meses de mayor calentamiento y enfriamiento: **a)** Estación A ( $5^{\circ}30'N - 81^{\circ}30'W$ ), **b)** Estación B ( $3^{\circ}30'N - 84^{\circ}30'W$ ), **c)** Estación C ( $1^{\circ}30'N - 84^{\circ}30'W$ ).

En cuanto al contenido y flujo de calor se observó que las estaciones  $5^{\circ}30' N - 81^{\circ}30' W$  y  $3^{\circ}30' N - 84^{\circ}30' W$  presentaron un comportamiento similar la mayor parte del año. Se registró un período de mayor enfriamiento especialmente en enero y febrero, condición que podría estar relacionada con lo visto por [18] en el flanco occidental de la CPC, donde la actividad de la corriente en chorro de Panamá induce en este sector valores negativos en estrés del viento obteniendo como resultado aguas más frías. Dicha tendencia se presentó para la estación  $5^{\circ}30' N - 81^{\circ}30' W$  entre marzo y mayo, sin embargo, para la estación  $3^{\circ}30' N - 84^{\circ}30' W$

se observó ganancia de calor en el océano en marzo y abril.

Desde junio hasta finales de año se evidenció un comportamiento análogo en el contenido de calor en las dos estaciones, presentando dos máximos: el primero en julio en ambas estaciones, el segundo en octubre para la ubicada en los  $5^{\circ}30' N - 81^{\circ}30' W$  y en noviembre para la localizada en los  $3^{\circ}30' N - 84^{\circ}30' W$ .

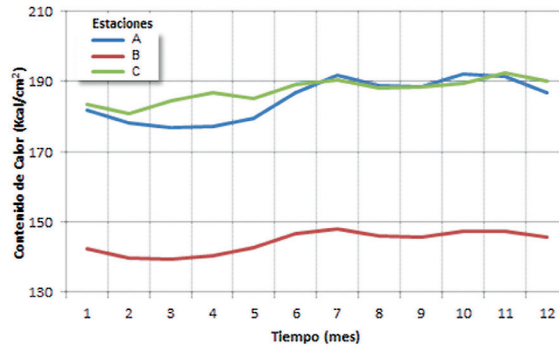
En cuanto a los valores de los flujos de calor mensuales, en la estación  $5^{\circ}30' N - 81^{\circ}30' W$  éstos se encontraron entre  $-5.1$  y  $7.3 \text{ kcal/cm}^2$ ,



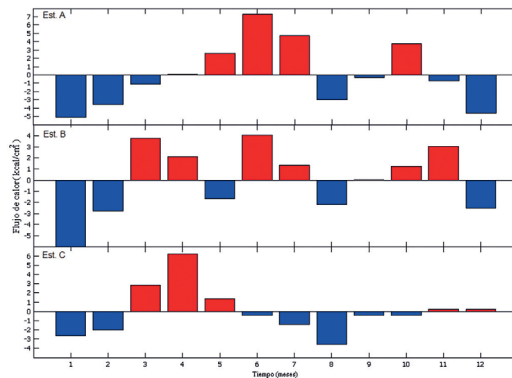
lo que mostró una amplitud mayor que en la estación 3°30' N - 84°30' W con valores entre -6.5 y 4.1 kcal/cm<sup>2</sup>. En general, con relación al comportamiento anual de la mezcla de agua en ambas estaciones se evidenció que éste se ve influenciado por la dinámica de la ZCIT, lo cual se verificó en el análisis de masas de agua realizado por [26], donde se indicó que los mecanismos de mezcla de agua son activados por la migración de la ZCIT, lo cual también se corroboró en lo observado en el comportamiento anual del contenido de calor.

En la estación localizada en 1°30' N - 84°30' W el contenido de calor fue significativamente menor al presentado en las estaciones 5°30' N - 81°30' W y 3°30' N - 84°30' W, ya que osciló entre 137.9 y 148.3 kcal/cm<sup>2</sup>, mientras que en las otras dos varió entre 176.9 y 192.6 kcal/cm<sup>2</sup>. Esto se debió a la profundización de la capa activa (400 m mayor a los 150 m observados

en las estaciones 5°30' N - 81°30' W y 3°30' N - 84°30' W), relacionado posiblemente con la actividad de surgencia característica de la región suroccidental de la CPC o a la intrusión de aguas por advección debida a corrientes con velocidades constantes cuasipermanentes que fueron encontradas en la región por [7]. Se destacó el periodo abril-julio como el de mayor contenido de calor en el año y septiembre-febrero como el de menor. Se evidenció que a partir de septiembre el contenido de calor oceánico osciló ligeramente en torno a 142.3 kcal/cm<sup>2</sup> hasta diciembre (Fig. 5), posteriormente se percibió un enfriamiento significativo entre enero y febrero, presentando una pérdida promedio con intensidad de 2.3 kcal/cm<sup>2</sup> hacia la atmósfera. Se observó que entre marzo y mayo el sector oceánico de la CPC analizado adquirió de la atmósfera la mayor cantidad de calor con una intensidad de flujo de 3.47 kcal/cm<sup>2</sup>.



a)



b)

**Figura 5.** Contenido (a) y flujo de calor (b) de las estaciones oceánicas de la CPC.

A partir de julio el océano empezó a ceder todo el calor adquirido anteriormente, enfriándose entonces en forma paulatina hasta octubre, lo cual concordó con las condiciones meteorológicas de la zona sur de la CPC registradas en [6], donde se definió a marzo y abril como los meses más cálidos y húmedos que favorecen los máximos valores de precipitación, mientras que los meses de agosto y septiembre fueron definidos como los de menores valores de humedad. Se corroboró además que estas condiciones están relacionadas con el sistema de surgencia localizado al suroccidente de la cuenca, lugar en donde se ubica la estación 1°30' N - 84°30' W, lo cual fue estudiado por [20].

## DISCUSIÓN

De los estudios anteriores, en [13] se mostró que en el Pacífico Occidental la capa isotérmica se profundiza y se enfría durante la fase activa de la OMJ. En el presente estudio se observó que, análogamente, en la temporada de mayores precipitaciones en los sectores oceánicos de la CPC hubo una profundización de la capa isotérmica, más no un enfriamiento de la capa activa, lo que se asoció con la migración de la ZCIT. Por otro lado, en el estudio de [13] se evidenció que la fase negativa de la OMJ contribuye al calentamiento de la capa isotérmica, condición que no se presenta en las estaciones oceánicas de la CPC estudiadas en este documento, probablemente debido a que en la fase negativa de la OMJ en el Pacífico Occidental no se observan vientos significativos. Se requeriría obtener datos diarios de viento zonal que permitan realizar el seguimiento a la OMJ en el sector, además de su índice y datos diarios de temperatura del mar y precipitación, a fin de analizar qué ocurre con las capas isotérmica y activa, el contenido y el flujo de calor en las aguas oceánicas de la CPC al paso de la OMJ.

Cabe resaltar que los datos utilizados en [13] provinieron de perfiles de boyas Argo, mientras que en el actual estudio se utilizaron datos de climatología del WOA13v1. Por otro lado, se conoce que para la CPC en los primeros meses existe mayor actividad de vientos inducidos por el chorro de Panamá [18], condición que también sería interesante tomar en cuenta en futuros análisis. En [14], con el análisis de la temperatura vertical de las aguas de la CPC obtenida en cruceros oceanográficos se dio a conocer una explicación aproximada del

comportamiento de los flujos de calor en la CPC, atribuible al transporte de calor generado por la estacionalidad de los vientos Alisios y la ZCIT que, en forma general, coincide con lo visto en esta investigación, donde también se incluye a la dinámica de masas de agua pero en el sector oceánico de la CPC.

Otra aproximación al estudio del contenido de calor en la CPC, pero desde el punto de vista cuantitativo se realizó en [15], donde se calculó el contenido de calor durante los eventos fríos y cálidos del ciclo ENOS de 1996 y 1997 por medio de la temperatura obtenida de cuatro campañas oceanográficas. Los valores de contenido de calor en [16] fueron más elevados que los obtenidos en el actual estudio (del orden de 200 a 300 kcal/cm<sup>2</sup> en comparación con 137.9 y 192.6 kcal/cm<sup>2</sup>), puesto que se definió el grosor de la capa superior como fijo en toda la CPC de 100 m, mientras que en el presente trabajo se calculó al contenido de calor luego de definir la profundidad de la capa activa en cada estación, la cual varió entre 150 y 400 m de acuerdo a la diferenciación de la CPC por masas de agua superficiales en el sector oceánico.

Además, las campañas oceanográficas se realizaron puntualmente en junio y octubre de 1996, y mayo y noviembre de 1997, siendo solamente dos meses en cada año representativos de los eventos ENOS, mientras que en el actual trabajo se utilizaron los valores de la temperatura del mar del WOA13v1 para la obtención de la climatología del contenido calórico de tres estaciones. Sin embargo, en [15] fue posible observar la variación de contenido calórico de acuerdo a los eventos ENOS de esos dos años (menor contenido de calor en evento La Niña y mayor contenido de calor en El Niño), procesos importantes que también deberán ser objeto clave de futuros análisis.

Un trabajo más detallado se encontró en [17], donde luego de un procesamiento estadístico a los datos tomados *in situ* en cruceros oceanográficos entre 1972 y 2000 se calculó el contenido y flujo de calor como promedio de ese período mes a mes (salvo enero y julio, debido a la falta de datos de cruceros en estos meses entre 1972 y 2000) y se estudió el comportamiento anual del contenido de calor analizando datos de temperatura del mar a diferentes profundidades en estaciones representativas de las zonas homogéneas de la CPC. Allí se obtuvo que la profundidad de la capa activa para las aguas oceánicas osciló entre 200 y 300 m, mientras

que en el presente trabajo fluctuó entre 150 y 400 m.

Otra diferencia se apreció en los valores obtenidos de contenido de calor cercanos a 260 kcal/cm<sup>2</sup> por encima de la media del presente trabajo (171.9 kcal /cm<sup>2</sup>), lo cual se puede atribuir al hecho de que la temperatura del mar utilizada en [17] fue obtenida de cruceros oceanográficos propios de la CPC, en cambio el presente trabajo utilizó datos del WOA13v1 que son resultado tanto del promedio espacial de información obtenida en la región, como del promedio temporal del período 1955-2012, con lo cual se esperaba que los valores a obtener fueran menores al ser provenientes de información promediada. A pesar de lo anterior, el comportamiento anual del contenido de calor en las aguas oceánicas de la CPC es semejante al encontrado en el presente estudio, en particular en cuanto a la coherencia con la dinámica de la ZCIT.

## CONCLUSIONES

La profundidad de la capa isotérmica en las tres estaciones representativas de las aguas oceánicas de la CPC se localizó entre los 10 y 30 m. La estación 5°30' N - 81°30' W (ASC) presentó la mínima variabilidad anual de la capa isotérmica con respecto a las otras dos estaciones; en el caso de la estación 3°30' N - 84°30' W (AST) se observó una capa isotérmica muy variable durante el año (entre 10 y 30 m). Por su parte, la profundidad de la capa activa se determinó a los 150 m para las estaciones 5°30' N - 81°30' W y 3°30' N - 84°30' W, en tanto que para la estación 1°30' N - 84°30' W (ASE) el grosor de esta capa fue de 400 m.

Con respecto a la variación anual del contenido de calor y la intensidad de sus flujos en las estaciones de estudio se registró una oscilación coherente con la migración de la ZCIT. Las estaciones 5°30' N - 81°30' W y 3°30' N - 84°30' W presentaron un comportamiento similar la mayor parte del año, en particular se observó bajo contenido de calor relacionado con la actividad del chorro de Panamá, además un enfriamiento para la estación 5°30' N - 81°30' W entre marzo y mayo, mientras en la estación 3°30' N - 84°30' W se observó ganancia de calor en el océano en marzo y abril. El contenido de calor en la estación 1°30' N - 84°30' W fue menor al presentado en otras dos estaciones, asociado a la actividad de surgencia identificada en trabajos anteriores en la región suroccidental de la CPC, oscilando

entre 137.9 y 148.3 kcal/cm<sup>2</sup>, mientras que en las otras dos estaciones varió entre 176.9 y 192.6 kcal/cm<sup>2</sup>.

Se obtuvo que en las aguas oceánicas de la CPC, conformadas por las masas de agua ASC, AST y ASE, las variaciones durante el año de los valores de flujo calórico (respectivamente, en la estación 5°30' N - 81°30' W entre -5.1 y 7.3 kcal/cm<sup>2</sup> al mes, en la estación 3°30' N - 84°30' W entre -6.5 y 4.1 kcal/cm<sup>2</sup> al mes y en la estación 1°30' N y 84°30' W entre -3.6 y 6.2 kcal/cm<sup>2</sup> al mes) se relacionan con condiciones océano-atmosféricas propias de cada zona.

Lo anterior permite recomendar la realización de una investigación aún más detallada en la que se tengan en cuenta interacciones océano-atmosféricas de corto y largo período que contribuyan a continuar el análisis del comportamiento de las capas isotérmica y activa, el contenido y flujo de calor en los sectores de aguas costeras, de mezcla y oceánicas de la CPC.

## LITERATURA CITADA

- [1] Poveda, G., Mesa, O. J. La corriente en Chorro superficial del oeste ("del Chocó") y otras dos corrientes en Chorro en Colombia: climatología y variabilidad durante las fases del ENSO. Academia Colombiana de la Ciencia 1999; 23(89):517-528.
- [2] Zea, J. Baja anclada del Pacífico. Meteorología Colombiana 2002; 7:109-116.
- [3] Rueda, J., Rodríguez-Rubio, E., Ortiz, J. Caracterización espacio-temporal del campo de vientos superficiales del Pacífico colombiano y el Golfo de Panamá a partir de sensores remotos y datos *in situ*. Boletín Científico CCCP 2007; 14:49-68.
- [4] Forsbergh, E. D. On the climatology, oceanography and fisheries of the Panama Bight. Inter-American Tropical Tuna Commission Bulletin, 1969. 14 (2):46-385.
- [5] León, G., Zea, J., Slava, J. Circulación general del Trópico y la Zona de Convergencia Intertropical en Colombia. Revista Meteorología Colombiana, 2000. (1):31-38
- [6] Tejada, C., García, L., Málikov, I., Villegas, N. Compilación Oceanográfica de la Cuenca

- Pacífica Colombiana. Centro Control Contaminación del Pacífico Colombiano. San Andrés de Tumaco: Dimar, 2003.
- [7] Villegas, N. y Málikov, I. Atlas de las características termohalinas y dinámicas de las aguas de la Cuenca del Pacífico Colombiano: con base en simulación matemática. Bogotá: Unibiblos; 2009.
- [8] Stewart, R. H. Introduction to physical oceanography. Texas A&M University, 2005.
- [9] Chu, P., Fan, C. Determination of ocean mixed layer depth from profile data. American Meteorological Society, Proceedings on 15th Symposium on Integrated Observing and Assimilation Systems for the Atmosphere, Oceans and Land Surface (IOAS-AOLS). 2011 Jan 23-27; Seattle, USA. Pp. 1001-1008.
- [10] Anisimov, M., Byshev, V., Zalesny, V., Moshonkin, S. Interdecadal Variability of Water Thermal Structure in the North Atlantic Region and Its Climatic Significance. Doklady Akademii Nauk 2012; 443(3): 372-376.
- [11] Mitrani, I. Caracterización general de la capa activa oceánica en los mares cercanos a Cuba y su posible enlace con el desarrollo de los ciclones tropicales. Revista de Investigaciones Marinas 2001; 22(2):81-91.
- [12] Montoya, R. Variabilidad estacional e interanual del balance de calor en la capa de mezcla superficial del Mar Caribe [Tesis de Maestría en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos]. Medellín: Universidad Nacional de Colombia; 2014.
- [13] Drushka, K., Sprintall, J., Guille, S. In Situ Observations of Madden-Julian Oscillation Mixed Layer Dynamics in the Indian and Western Pacific Oceans. Journal of Climate 2012; 25:2306-2328.
- [14] Málikov, I. y Camacho G. Método de aproximación para determinar cambios entre anuales aplicado a parámetros de temperatura y salinidad del Pacífico colombiano. Boletín Científico del CCCP 1998(7):30-41.
- [15] Pineda, A. Contenido calórico en la Cuenca del Pacífico Colombiano durante La Niña 1996 y El Niño 1997. Boletín Científico CCCP 2001(8): 25-37.
- [16] Murcia, M., Giraldo, A. Condiciones oceanográficas y composición del mesozooplankton en la zona oceánica del Pacífico colombiano, durante septiembre-octubre 2004. Boletín Científico CCCP 2007(4):83-94.
- [17] Villegas, N. Variación anual del contenido de calor en la Cuenca del Pacífico Colombiano. Boletín Científico del CCCP 2003(10):33-46.
- [18] Devis-Morales, A., Schneider, W., Montoya-Sánchez, R., Rodríguez-Rubio, E. Monsoon-Like Winds Reverse Oceanic Circulation in the Panama Bight. Geophysical Research Letters 2008(35):1-6.
- [19] Díaz, D., Villegas, N., Málikov, I. Características de las zonas de surgencia de la Cuenca del Pacífico Colombiano y su relación con la zona de convergencia intertropical. Boletín Científico CIOH 2008(26):59-71.
- [20] Rodríguez, A. T. Variabilidad de la estabilidad termohalina y de la intensidad de velocidad de surgencias en la Cuenca del Pacífico Colombiano durante 1971-2000 asociada a procesos regionales de interacción océano-atmósfera de largo período. Tesis de Maestría en Ciencias Meteorología. Bogotá: Universidad Nacional de Colombia; 2010.
- [21] Locarnini, R. A., Mishonov, A. V., Antonov, T. P., Boyer, H. E., García, O. K., Baranova, M. M., et al. World Ocean Atlas 2013, Volume 1: Temperature. S. Levitus, Ed., A. Mishonov Technical Ed.; NOAA Atlas NESDIS 73, 40 pp. Disponible en <https://www.nodc.noaa.gov/OC5/woa13/>
- [22] Doronin, Y. Dinámica del océano. Leningrado: LHMI; 1980.
- [23] Zhukov, L, Valerianova, M. Trabajos prácticos de Oceanografía general. Leningrado: LHMI; 1974.
- [24] Mignot, J., de Boyer, C., Lazar, A., Cravatte. Control of Salinity on the Mixed Layer

- Depth in the World Ocean: 2. Tropical Areas. *Journal of Geophysical Research* 2007; C10010,112:1-12.
- [25] Pond, S. y Pickard, G. *Introductory Dynamical Oceanography*. Elsevier; 1983.
- [26] Málikov, I. y Villegas, N. Proceso de mezcla vertical en las masas de agua de la Cuenca del Pacífico Colombiano y comportamiento anual de sus características termohalinas. *Geología Colombiana* 2010(35):102-11