

## **Análisis del transporte y bombeo de Ekman en el Caribe colombiano entre 1999 y 2009**

### ***Ekman's transport and pumping analysis in the Colombian Caribbean Basin between 1999 and 2009***

Fecha de recepción: 2013-08-15 / Fecha de aceptación: 2013-11-01

**Luis Fernando Pareja Román<sup>1</sup>, Diana Cristina Díaz Guevara<sup>2</sup>, Ángela Tatiana Rodríguez Tobar<sup>1</sup>, Nancy Liliana Villegas Bolaños<sup>1</sup>, Iván Ernesto Pérez Santos<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> **Universidad Nacional de Colombia (UNAL)**. Departamento de Geociencias. Grupo de Investigación en Oceanología (Cenit). Edificio Manuel Ancizar, Piso 3, Ciudad Universitaria. Bogotá, Colombia. Tel: +57 (1) 316 53 88. Correo electrónico: lfparejar@unal.edu.co<sup>1</sup>, atrodriguez@unal.edu.co<sup>3</sup>, nlvillegasb@unal.edu.co<sup>4</sup>

<sup>2</sup> **Universidad Jorge Tadeo Lozano (UJTL)**. Facultad de Ciencias Naturales. Departamento de Ciencias Básicas. Carrera 4 # 22 -61. Bogotá, Colombia. Tel: +57 (1) 242 70 30. Correo electrónico: dianac.diaz@utadeo.edu.co

<sup>3</sup> **Universidad de Concepción**. Departamento de Oceanografía y Centro COPAS Sur-Austral. Campus Concepción, Víctor Lamas 1290, Casilla 160-C, código postal: 4070043. Concepción, Chile. Correo electrónico: ivanperez@udec.cl

**Pareja, L.F., Díaz, D. C., Rodríguez, A.T., Villegas, N.L. y Pérez, I.E. 2013.** Análisis del transporte y bombeo de Ekman en el Caribe colombiano entre 1999 y 2009. Bol. Cient. CIOH (31): 3-12.

#### **NOTA ACLARATORIA**

Trabajo presentado en modalidad de póster en el XV Seminario Nacional de Ciencias y Tecnologías del Mar. Cartagena, septiembre 16 al 20 del 2013.

#### **RESUMEN**

Se realizó el análisis de la distribución espacial y temporal del transporte y bombeo de Ekman en la cuenca Caribe colombiana con datos de viento del sensor SeaWinds, entre noviembre de 1999 y noviembre de 2009. Los resultados indicaron la influencia del chorro de baja altura del Caribe en ambas variables, las cuales mostraron un ciclo estacional. El bombeo promedio fue positivo cerca a las costas de Colombia mientras que en el norte de la cuenca se observó hundimiento de agua. La dirección dominante del transporte de Ekman fue hacia el norte y noroeste, registrando una magnitud máxima relativa en el oriente de la cuenca.

**PALABRAS CLAVE:** transporte de Ekman, bombeo de Ekman, SeaWinds, Caribe colombiano, surgencia.

#### **ABSTRACT**

In this paper, the space-time distribution of the Ekman transport and pumping in the Colombian Caribbean Basin was analyzed with wind data from the SeaWinds sensor between November 1999 and November 2009. The results indicated the influence of the Caribbean low level jet in both variables, which described a seasonal cycle. The average pumping was positive near the Colombian coast while water sinking was observed in the northern section of the basin. Regarding Ekman transport, its dominant direction was towards the north and northwest, and its maximum relative magnitude was registered on the eastern side of the basin.

**Key words:** Ekman transport, Ekman pumping, SeaWinds, Colombian Caribbean, upwelling.

## INTRODUCCIÓN

La tensión que ejerce el viento sobre la superficie del océano induce procesos de mezcla turbulenta y de transporte vertical y horizontal del agua. Dentro de los mecanismos de flujo horizontal está el transporte de Ekman (TE), en el cual el movimiento neto del agua en la capa oceánica influenciada por el viento (capa de Ekman) es hacia la derecha del viento en el hemisferio norte y hacia la izquierda del mismo en el hemisferio sur [1]. Por otra parte, el bombeo de Ekman (BE) hace referencia a movimientos verticales, cuya velocidad es proporcional al rotor del esfuerzo de viento en superficie [2]. En conjunto, estos procesos pueden favorecer la ocurrencia de surgencias, las cuales están asociadas con la advección de nutrientes y con la productividad biológica del océano [3]. Por otra parte, las aguas relativamente frías transportadas por las surgencias pueden alterar el estado del tiempo local, promoviendo niebla, estratificación estable de la atmósfera, baja precipitación y convección atmosférica reducida [4].

La presencia de zonas de surgencia en la Cuenca Colombia ya ha sido documentada en algunos trabajos, como por ejemplo los de Fajardo [5]; Andrade & Barton [6]; Petus et al [7] y Ruiz-Ochoa et al [8]. No obstante, la mayoría de estudios han analizado los procesos oceánicos y atmosféricos por separado, sin profundizar en los mecanismos de acoplamiento océano-atmósfera que continúan sin ser comprendidos completamente en esta región.

Desde el punto de vista atmosférico está el trabajo de Ruiz-Ochoa & Bernal [9], en el que se estudió la variabilidad estacional e interanual del viento en la Cuenca Colombia con información del International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (ICOADS), el reanálisis del National Center for Environmental Prediction - National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) y la boya Caribe Central 42805 del National Data Buoy Center (NDBC). Una de las conclusiones en [9] fue la identificación de cuatro regiones representativas en el área de estudio según los vientos en superficie: región sur (esquina Urabá-Morrosquillo), región occidental (San Andrés y Providencia), región central y región norte. Entre estas regiones, la central se caracteriza por la presencia estacional del chorro de baja altura del Caribe (CLLJ), por sus siglas en inglés). El CLLJ es un jet de componente Este con velocidades máximas relativas en el nivel de 925 hPa, aproximadamente. Se ubica sobre el Mar Caribe entre 12°N-14°N y 70°W-75°W, principalmente durante febrero y julio [10].

El CLLJ cumple con los criterios de Stensrud [11] que definen las características de un chorro de baja altura: área estrecha de viento máximo por debajo del nivel de 700 hPa, perfil vertical de viento con velocidad aumentando hacia el núcleo del chorro y cizalladura horizontal en su contorno. Ruiz-Ochoa & Bernal [9] confirmaron que con respecto a la escala estacional, los vientos en la cuenca están dominados por el CLLJ, el cual se intensifica en velocidad y cobertura espacial en la estación climática de diciembre-enero-febrero, y se debilita en septiembre-octubre-noviembre. Tanto la hidrodinámica como la variabilidad del CLLJ han sido estudiadas en detalle por Amador [12], Amador et al [13], Wang & Lee [14], Wang [15] y Whyte et al [16].

Respecto al componente oceánico, uno de los principales fenómenos de respuesta dinámica de las aguas ante eventos meteorológicos en la región de estudio es la surgencia de La Guajira, la cual está relacionada con una piscina estacional relativamente fría y valores positivos en la componente vertical del rotor del esfuerzo de viento [8]. La variabilidad espacio-temporal (incluyendo variables como la velocidad geostrófica y la concentración superficial de clorofila) ha sido estudiada en detalle por Andrade & Barton [6], quienes utilizaron información del 'Advanced Very High Resolution Radiometer' (AVHRR), el 'Sea-viewing Wide Field-of-View Sensor' (SeaWiFS), el 'European Remote Sensing Satellite' (ERS-2), el satélite 'TOPEX/Poseidon', datos de cruceros oceanográficos y otras fuentes de información. Por su parte, Petus, et al [7] se enfocaron en el estudio de la temperatura superficial del mar (TSM) y el viento en la región de surgencia, encontrando un patrón estacional de ocurrencia de enero hasta abril bajo la influencia de los vientos Alisios.

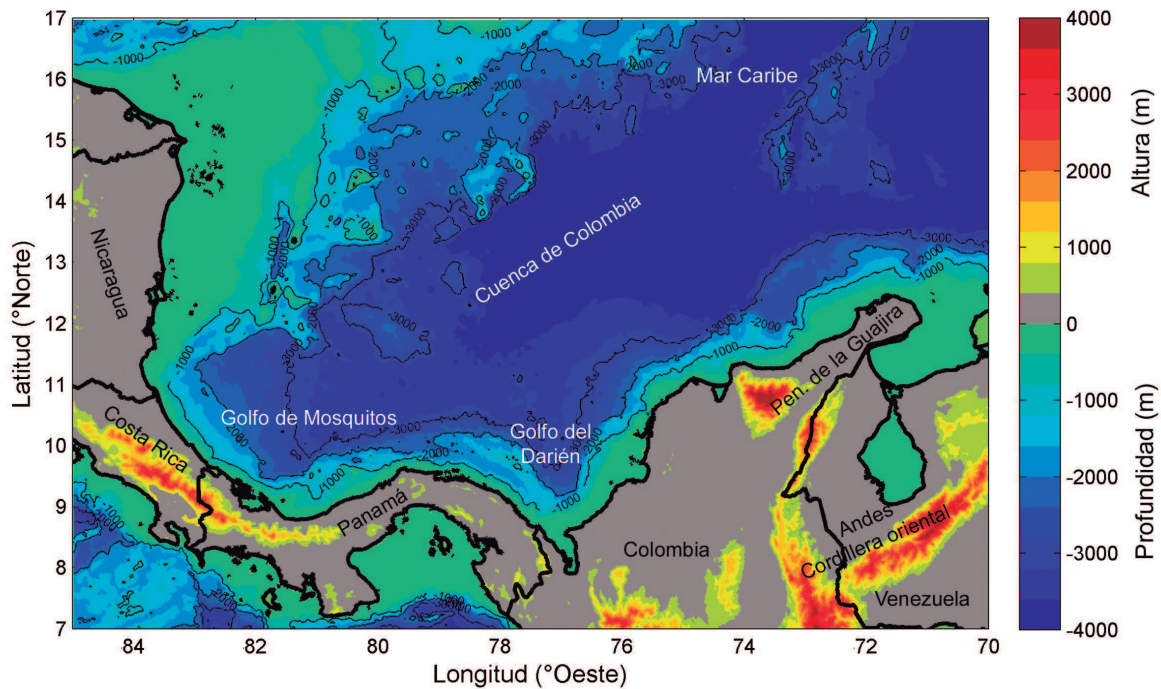
Desde el punto de vista sinóptico, Lonin et al [7] abordaron el tema de la influencia de fenómenos atmosféricos sobre la surgencia de La Guajira en el periodo comprendido entre marzo 4 y abril 9 de 2003, utilizando modelos oceánicos y asimilación de datos. Estos autores encontraron que la surgencia de La Guajira se ve afectada por cambios en la dirección del viento hacia el norte y por cambios en sistemas de presión atmosférica.

De acuerdo con lo anterior, se observa que son pocos los estudios enfocados al entendimiento de la dinámica de Ekman en la cuenca. Por lo tanto, en el presente trabajo se dan a conocer los resultados del análisis espacio temporal del TE y BE en el área de estudio.

## ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio es la Cuenca Colombia en el Mar Caribe, comprendida entre las coordenadas 8°N-16°N y 70°W-85°W. La cuenca está ubicada en la parte sur-occidental del Mar Caribe, limitando al norte con las islas Jamaica, La Española y la fosa Caimán; al

occidente con Nicaragua, y al sur con Costa Rica, Panamá y Colombia. Al oriente limita con aguas de la cuenca de Venezuela y el paso de Aruba. La principal plataforma continental se encuentra frente a las costas orientales de Nicaragua, y en la parte sur se destaca el Golfo del Darién y el Golfo de Mosquitos. La cuenca presenta profundidades en el rango de 2700 y 3500 m, aproximadamente (Figura 1).



**Figura 1.** Cuenca de Colombia en el Mar Caribe (Topografía y batimetría: ETOPO-8.2, resolución 2').

En cuanto a la circulación atmosférica, el régimen de vientos está gobernado por la migración meridional de la alta subtropical del Atlántico Norte, la cual está relacionada con el flujo anticiclónico del aire y los vientos Alisios del Noreste [2]. En el área de estudio también se da el tránsito de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), la cual se ubica aproximadamente sobre Nicaragua durante el verano boreal y sobre el trapecio Amazónico en el invierno boreal [18]. Adicionalmente, cabe anotar que una de las principales características del viento en el área de estudio es la intensificación estacional de los vientos Alisios en el CLLJ [9].

De acuerdo con estudios llevados a cabo por Rodríguez *et al* [19], la temperatura del aire promedio en la cuenca oscila entre 26,9 y 27,6°C, con valores mínimos relativos frente a las costas de la península de La Guajira donde se reportó un promedio de 27,0°C. En cuanto a la TSM se determinó la presencia de un gradiente noreste-suroeste, paralelo a la costa norte colombiana, donde en promedio la temperatura aumenta de 27,0 a 28,2°C. Por otra parte, la salinidad superficial del mar tiene un comportamiento similar, con un gradiente de 36,2 a 35,2 entre La Guajira y el Golfo del Darién.

## METODOLOGÍA

### **Datos e información**

Los datos diarios de velocidad de viento en superficie (zonal y meridional,  $\text{ms}^{-1}$ ) fueron tomados del sensor SeaWinds a bordo del satélite QuikSCAT, los cuales fueron producidos por el 'NASA Jet Propulsion Lab' y distribuidos por el 'French ERS Processing and Archiving Facility' (<http://ifremer.fr>). La resolución espacial es de  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$  y el período de tiempo es de noviembre 21 de 1999 a noviembre 21 de 2009.

### **Métodos**

Para el cálculo del TE y BE fue necesario determinar el flujo de momento en sus componentes zonal y meridional ( $\tau_x, \tau_y$ , Pa), el cual es función de la velocidad del viento:

$$\tau_x, \tau_y = \rho C_D (u, v) U_{10} \quad (1)$$

Donde,

$u, v$  son las componentes zonal y meridional del viento en superficie, respectivamente.

$U_{10} = \sqrt{u^2 + v^2}$  es la magnitud del viento a 10 m de altura

$\rho$  es la densidad del aire ( $1,23 \text{ kg m}^{-3}$ )

$C_D$  es el coeficiente adimensional de arrastre [20]:

$$C_D = 0.29 + \frac{3.1}{U_{10}} + \frac{7.7}{U_{10}^2} \cdot 10^{-3}, \quad U_{10} \leq 6 \text{ m s}^{-1} \quad (2)$$

$$C_D = 0.60 + 0.070 U_{10} \cdot 10^{-3}, \quad 6 \text{ m s}^{-1} \leq U_{10} \leq 26 \text{ m s}^{-1}$$

El BE ( $W_E$ ,  $\text{md}^{-1}$ ) fue calculado de acuerdo a [21]:

$$W_E = 86400 \frac{1}{\rho_w f} \nabla \times \vec{\tau} \quad (3)$$

Donde,

$\rho_w$  es la densidad del agua ( $1023 \text{ kg m}^{-3}$ )

$f$  es el factor de Coriolis ( $\text{s}^{-1}$ )

En esta aproximación,  $W_E > 0$  indica velocidades de ascenso de agua en la base de la capa de Ekman, mientras que  $W_E < 0$  corresponde a velocidades de descenso (hundimiento). Si el rotor del esfuerzo del viento es 0 (cero) no se producirá bombeo en el océano.

Por otra parte, el transporte de Ekman ( $\vec{M}$ ,  $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ) fue calculado de acuerdo con [21]:

$$\vec{M} = \left( \frac{1}{\rho_w f} \tau_y, -\frac{1}{\rho_w f} \tau_x \right) \quad (4)$$

Se calculó el promedio anual, los promedios mensuales multianuales y la desviación estándar en el tiempo para cada una de las variables anteriormente mencionadas.

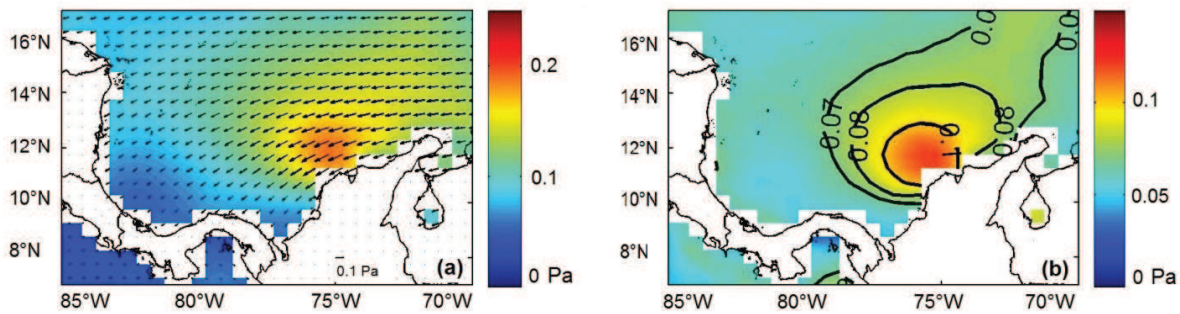
## RESULTADOS

### **Valores promedio y desviaciones estándar**

#### **Flujo de momento**

De acuerdo con la Figura 2a, la magnitud del flujo de momento promedio en el área comprendida entre  $11^\circ \text{N}$ - $13^\circ \text{N}$  y  $74^\circ \text{W}$ - $76^\circ \text{W}$  fue notablemente mayor que en el resto de la cuenca, con valores que superan los  $0,15 \text{ Pa}$ , coincidiendo con la ubicación del CLLJ [10]. La presencia del chorro se reflejó en la existencia de gradientes en la magnitud del flujo de momento, alcanzando valores mínimos cercanos a  $0 \text{ Pa}$  frente a las costas de Panamá y Costa Rica. Desde el centro del chorro hacia el noreste de la cuenca la magnitud de flujo cambió de  $0,17 \text{ Pa}$  hasta  $0,1 \text{ Pa}$ . La dirección predominante del flujo de momento fue Este, principalmente entre  $12$  y  $16^\circ \text{N}$ , mientras que entre  $8$  y  $12^\circ \text{N}$  el flujo tuvo componente noreste, en promedio.

Con respecto a la desviación estándar en el tiempo (Figura 2b), la mayor variabilidad se registró en la zona de influencia del CLLJ. En dicha área, la desviación estándar fue de  $0,1 \text{ Pa}$ , disminuyendo de forma radial hasta  $16^\circ \text{N}$  y  $80^\circ \text{W}$  ( $0,07 \text{ Pa}$  aproximadamente). En el resto de la cuenca la variación temporal fue más homogénea espacialmente con valores alrededor de  $0,05 \text{ Pa}$ .



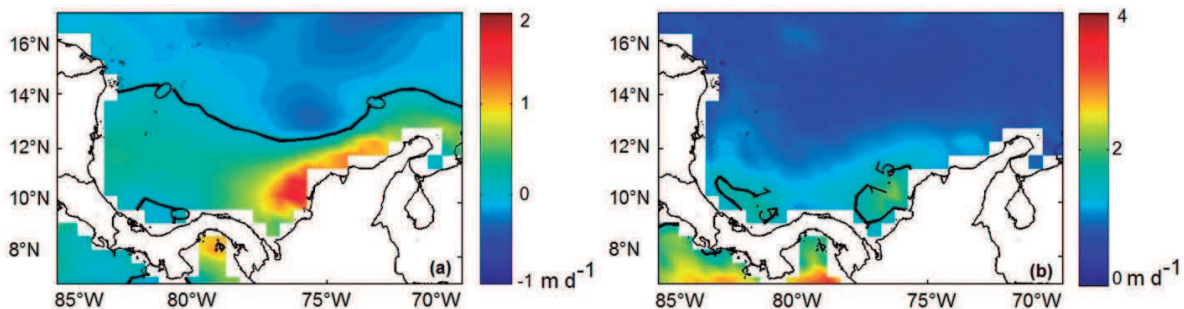
**Figura 2. (a)** Promedio del flujo de momento (Pa) y **(b)** su desviación estándar (Pa).

### Bombeo de Ekman

La magnitud del BE es proporcional al rotor del esfuerzo de viento. Al norte de la cuenca la componente vertical de dicho rotor fue débilmente negativa respecto al resto del área de estudio, por lo tanto el bombeo fue relativamente bajo con valores entre  $0 \text{ m d}^{-1}$  y  $-0,5 \text{ m d}^{-1}$ , indicando hundimiento de agua. En contraste, a lo largo de la costa colombiana las velocidades verticales de bombeo (surgencia) variaron entre  $0,5 \text{ m d}^{-1}$  y  $1,7 \text{ m d}^{-1}$ , con un máximo en  $76^\circ\text{N}$ ,  $10^\circ\text{W}$ . La principal causa de este fenómeno oceánico fue la presencia del rotor ciclónico del esfuerzo, ocasionado por la curvatura de los

vientos Alisios en la zona de influencia del CLLJ ( $10^\circ\text{N}$ ,  $76^\circ\text{W}$ ). Por otra parte, en el área central de la cuenca, incluyendo las aguas costeras de Costa Rica y Nicaragua, el bombeo fue aproximadamente  $0 \text{ m d}^{-1}$  (Figura 3a).

De acuerdo con la desviación estándar del bombeo (Figura 3b), la variación registrada fue inferior a los  $0,5 \text{ m d}^{-1}$ . Sin embargo, se observó la existencia de dos centros de variación relativamente alta ( $>1,5 \text{ m d}^{-1}$ ); uno de ellos en la zona donde se registró el mayor bombeo positivo (alrededor de  $10^\circ\text{N}$ ,  $76^\circ\text{W}$ ) y el otro sobre los  $10^\circ\text{N}$ ,  $81^\circ\text{W}$ , frente a las costas de Panamá.

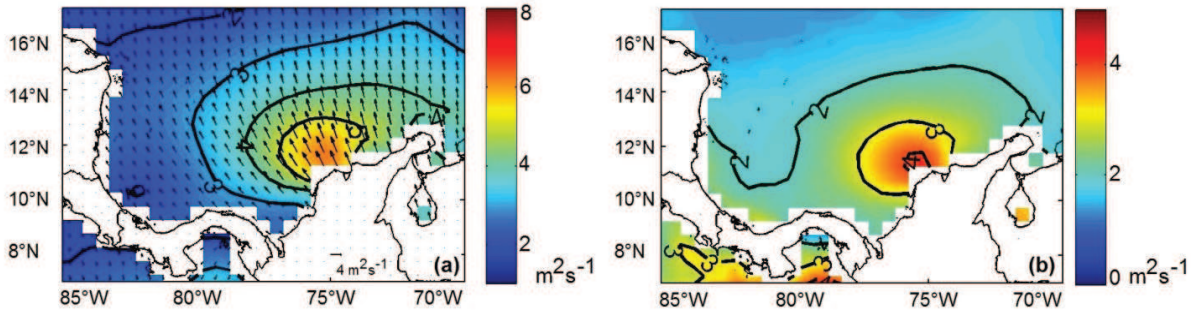


**Figura 3. (a)** Promedio del bombeo de Ekman ( $\text{m d}^{-1}$ ). **(b)** Su desviación estándar ( $\text{m d}^{-1}$ ).

### Transporte De Ekman

A diferencia del bombeo, el TE es horizontal y su dirección en el hemisferio norte es hacia la derecha del viento. La zona de mayor transporte en la cuenca coincidió con la ubicación promedio del CLLJ. Debido a que el flujo de momento en esta zona tuvo dirección noreste, la dirección predominante del TE fue hacia el noroeste, con magnitudes mayores a

$5 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$  alrededor de  $12^\circ\text{N}$ ,  $75^\circ\text{W}$  (Figura 4a). La zona de mayor variabilidad en el tiempo estuvo centrada en  $11^\circ\text{N}$  y  $75^\circ\text{W}$ , con una desviación estándar de  $4 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ . En el norte de la cuenca la variación fue considerablemente menor, con valores entre  $1$  y  $2 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ , en particular al norte de  $14^\circ\text{N}$ . En general, la mayor variabilidad temporal se registró en las zonas costeras de la cuenca, con valores entre  $2$  y  $3 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ .



**Figura 4. (a)** Promedio de la dirección (vectores) y magnitud (colores) del TE ( $m^2s^{-1}$ ) y **(b)** su desviación estándar ( $m^2s^{-1}$ ).

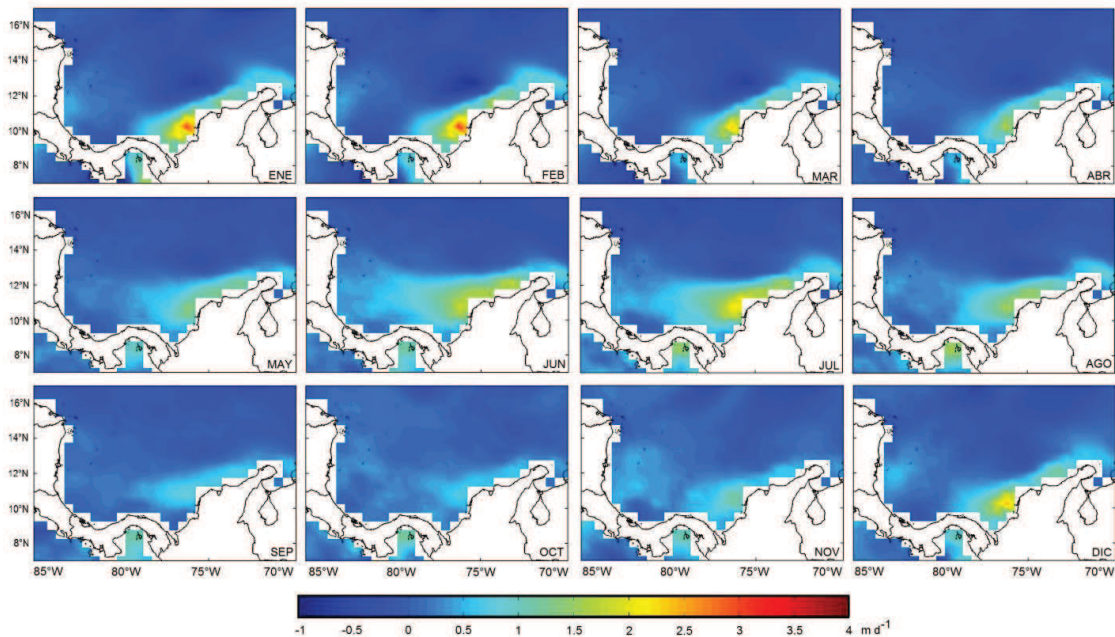
**Ciclos Anuales**

**Bombeo de Ekman**

La principal característica del BE en la cuenca en la escala mensual (Figura 5), tal como se evidenció en el mapa del bombeo promedio (Figura 3a), fue la distinción de una zona activa de ascenso de aguas en las costas de Colombia y velocidades de hundimiento relativamente bajas al norte de la cuenca. Adicionalmente, el cálculo mensual permitió determinar la estacionalidad del BE. Con centro en  $11^{\circ}N$  y  $76^{\circ}W$ , las velocidades aumentaron de 2 a  $3,5\text{ md}^{-1}$  entre diciembre y febrero, siendo los valores más altos

registrados en la cuenca. A partir de marzo ocurrió un debilitamiento en el BE, cuya magnitud varió entre 1 y  $1,5\text{ md}^{-1}$ , principalmente en las zonas costeras de Colombia entre  $71^{\circ}W$  y  $76^{\circ}W$ . En junio se reactivó la zona de bombeo positivo con valores entre 1,5 y  $2\text{ md}^{-1}$ ; sin embargo, fue de menor magnitud respecto a diciembre y febrero.

En el período septiembre-noviembre, las velocidades fueron aproximadamente homogéneas en la cuenca y no se observó la presencia de gradientes importantes. Pese a esta homogeneidad, se mantuvo el patrón de velocidades positivas al sur de la cuenca y negativas hacia el norte.

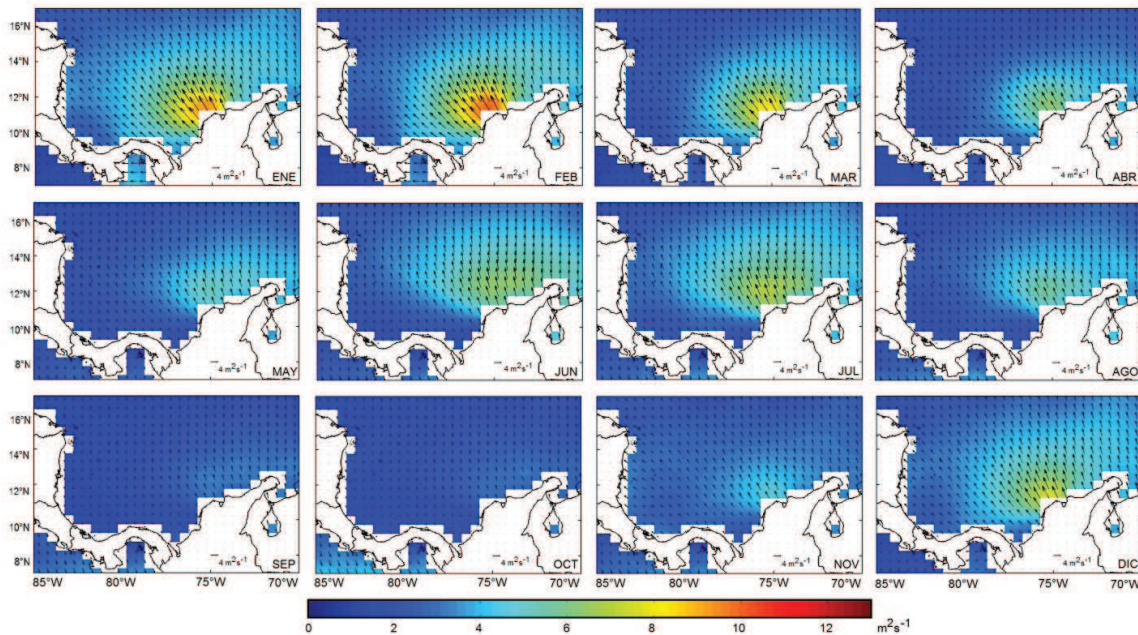


**Figura 5.** Ciclo anual promedio del BE ( $md^{-1}$ ).

### Transporte de Ekman

La dinámica mensual del TE fue similar a la del bombeo, en particular con respecto a la ubicación de las zonas de mayor magnitud y su estacionalidad. De acuerdo con la Figura 6, se observó que el periodo diciembre-febrero fue la época del año en la que se alcanzó el mayor

transporte hacia el noroeste de la cuenca, cuando la magnitud del transporte aumentó de 8 a  $10\text{m}^2\text{s}^{-1}$  alrededor de  $12^\circ\text{N}$ ,  $75^\circ\text{W}$ . Entre marzo y mayo el transporte disminuyó en magnitud (6 a  $4\text{m}^2\text{s}^{-1}$ ) para nuevamente intensificarse durante junio-julio (5 a  $7\text{m}^2\text{s}^{-1}$ ). Los valores más bajos en toda la cuenca se presentaron durante septiembre-noviembre (2 a  $3\text{m}^2\text{s}^{-1}$ ).



**Figura 6.** Ciclo anual promedio del TE ( $\text{m}^2\text{s}^{-1}$ ).

### DISCUSIÓN

El análisis espacial y temporal del flujo de momento en la cuenca con base en 10 años de datos satelitales diarios, así como a la obtención de las variables derivadas (TE y BE) permitieron estudiar parte de la dinámica del océano inducida por el viento en la cuenca.

La distribución espacial del flujo de momento en este estudio coincidió con los resultados de Ruiz-Ochoa *et al* [8], quienes utilizaron información proveniente de una base de datos multi-plataforma que incluyó datos del sensor SeaWinds con  $0,25^\circ$  resolución espacial. Al igual que en el presente estudio, se corroboró que el flujo de momento tuvo mayor magnitud en la estación climática de diciembre-enero-febrero, seguida por junio-julio-agosto, reflejando también el patrón estacional del CLLJ.

Por otra parte, en [9] se estudió la variabilidad del viento en la cuenca con otras fuentes de información como el reanálisis del NCEP/NCAR e ICOADS, sin embargo, a diferencia de otros trabajos con base en viento satelital como [8] y el presente estudio, no se capturó en detalle la incidencia del CLLJ en aguas costeras, ni el esfuerzo de viento ciclónico cerca a la costa norte de Colombia. Pese a lo anterior, en [9] se determinó que en el norte de la cuenca el viento fue predominantemente del Este, principalmente entre mayo y octubre, indicando que el rotor que induce el BE sería cercano a 0 como se ratificó en este trabajo.

Desde el punto de vista de las velocidades de ascenso y descenso de agua en la base de la capa de Ekman, en [8] se mostró la distribución espacial del rotor del esfuerzo de

viento, variable que está directamente relacionada con la magnitud de estas velocidades. Se encontró en dicho estudio que el rotor del esfuerzo fue positivo y máximo alrededor de 11,5°N, 74,5°W para la estación diciembre-enero-febrero, repitiéndose el mismo patrón en la estación junio-julio-agosto; sin embargo, la magnitud del rotor disminuyó en un 22 %, aproximadamente. Similarmente, en el presente estudio el BE alrededor de 10°N, 77°W disminuyó aproximadamente en 21 %.

Tanto para el TE como en el BE se encontró que en el núcleo de coordenadas 11°N-11,5°N y 74,5°W-75,5°W su magnitud relativamente alta se destaca en diciembre-enero-febrero y junio-julio-agosto. Lo anterior también fue observado en el modelamiento hidrodinámico en este sector [22], dejando un tema de interés para investigaciones posteriores en las que se revise no sólo la dinámica superficial de origen eólico, sino además la estructura vertical de las aguas de la región.

En este trabajo no se consideró la variabilidad climática desde el punto de vista de teleconexiones, ni se estudió la influencia de fenómenos oscilatorios regionales como El Niño Oscilación del Sur (ENOS), la Oscilación del Atlántico Norte (OAN) y la Oscilación Decadal del Pacífico (ODP) en los procesos estudiados. De acuerdo con lo anterior y debido a que este trabajo fue de carácter descriptivo, se sugiere para futuras investigaciones el estudio de los modos de variabilidad por medio de Análisis de Componentes Principales y de Análisis Armónico. Adicionalmente, la aplicación del análisis espectral en el tiempo permitiría estudiar en detalle la posible influencia de eventos de escala sinóptica en el BE y TE, sirviendo además como complemento a estudios como el de Lonin et al [17].

## CONCLUSIONES

Una de las principales conclusiones del presente estudio es la distinción entre los procesos que ocurren en la zona norte de la cuenca y cerca a las costas de Colombia. Al norte de la cuenca el rotor del esfuerzo de viento se reflejó en velocidades relativamente bajas del BE de tendencia negativa y valores promedio de  $-0,5 \text{ md}^{-1}$ . Por el contrario hacia el sur de la cuenca, frente a la costa norte de Colombia (en particular entre 71°W y 76°W), el bombeo fue positivo con velocidades promedio entre 1 y 2  $\text{md}^{-1}$ .

El TE presentó una distribución similar a la del bombeo, especialmente su variabilidad estacional. El análisis conjunto entre los mapas mensuales del bombeo y transporte permitió también identificar que los valores máximos de ambas variables ocurren simultáneamente entre diciembre y febrero, lo que sugiere su relación con el primer máximo estacional del CLLJ. La situación opuesta se evidenció especialmente durante septiembre y octubre, meses en los cuales tanto el bombeo como el transporte presentaron las magnitudes más bajas. El periodo junio-agosto presentó aumento del transporte y bombeo con características similares al de diciembre-febrero, resultado que es coherente con la evolución del CLLJ para esta época del año.

## AGRADECIMIENTOS

El autor principal expresa agradecimientos al Departamento de Oceanografía Física del Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE, México) por la posibilidad de una pasantía de investigación en el área de Interacción Océano-Atmósfera.

El Doctor Iván Pérez Santos agradece los fondos del Proyecto CONICYT-FONDECYT 3120038 y el apoyo de COPAS-SURAUSTRAL, PFB 31/2007 para participar en este trabajo.

## LITERATURA CITADA

- [1] Bowden, K. (1984). *Physical Oceanography of Coastal Waters*. Somerset, NJ: John Wiley & Sons.
- [2] Tomczak, M., & Godfrey, J. (1994). *Regional Oceanography: An introduction*. Oxford, UK: Pergamon.
- [3] Mann, K., & Lazier, J. (2005). *Dynamics of Marine Ecosystems: Biological-Physical Interactions in the Oceans*, 3rd Edition. Wiley-Blackwell.
- [4] Stewart, R. (2008). *Introduction to Physical Oceanography*. Texas A&M University.
- [5] Fajardo, G. (1979). Surgencia costera en las proximidades de la península colombiana de La Guajira. *Bol. Cient. CIOH*, 2: 7-19.



- [6] Andrade, C., & Barton, E. (2005). The Guajira Upwelling system. *Continental Shelf Research*, 25: 1003–1022.
- [7] Petus, C., García-Valencia, C., Thomas, Y., Sierra, P., & Cesaraccio, M. (2008). Variabilidad intra e interanual de la surgencia de La Guajira, Colombia. Retrieved Septiembre 2012, from [http://siam.invemar.org.co/siam/docs/descargas/poster/10.SURGENCIARguajira\_Poster\_COLACMAR2007\_5.pdf].
- [8] Ruiz-Ochoa, M., Beier, E., Bernal, G., & Barton, E. (2012). Sea surface temperature variability in the Colombian Basin, Caribbean Sea. *Deep Sea Research I*, 64: 43-53.
- [9] Ruiz-Ochoa, M., & Bernal, G. (2009). Variabilidad estacional e interanual del viento en los datos del reanálisis NCEP/NCAR en la cuenca Colombia, Mar Caribe. *Avances en Recursos Hidráulicos*, (20):7-20.
- [10] Muñoz, E., Busalacchi, A., Nigam, S., & Ruiz-Barradas, A. (2008). Winter and summer structure of the Caribbean low-level jet. *Journal of Climate*, 1260–1276, doi:10.1175/2007JCLI1855.1.
- [11] Stensrud, D. (1996). Importance of Low-Level Jets to Climate. *Journal of Climate*, 9, 1698-1711.
- [12] Amador, J. (1998). A climatic feature of the tropical Americas: The trade wind easterly jet. *Top Meteor Oceanogr*, 5(2), 1-13.
- [13] Amador, J., Eric, J., Omar, G., & Victor, O. (2006). Atmospheric forcing of the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, 69, 101–142, doi:10.1016/j.pocean.2006.03.007.
- [14] Wang, C., & Lee, S. (2007). Atlantic warm pool, Caribbean low-level jet and their potential impact on Atlantic hurricanes. *Journal of Geophysical Research*, 34:L02703. doi:10.1029/2006GL028579.
- [15] Wang, C. (2007). Variability of the Caribbean Low-Level Jet and its relations to climate. *Climate Dynamics*, 29:411–422, doi 10.1007/s00382-007-0243-z.
- [16] Whyte, F., Taylor, M., Stephenson, T., & Campbell, J. (2008). Features of the Caribbean low level jet. *International Journal of Climatology*, 28: 119-128. doi: 10.1002/joc.1510.
- [17] Lonin, S., Hernández, J., & Palacios, D. (2010). Atmospheric events disrupting coastal upwelling in the southwestern Caribbean. *Journal of Geophysical Research*, 115. doi: 10.1029/2008JC005100.
- [18] Poveda, G., Waylen, P., & Pulwarty, R. (2006). Annual and interannual variability of the present climate in northern South America and Southern Mesoamerica. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol*, 234, 3–27, doi:10.1016/j.palaeo.2005.10.031.
- [19] Rodríguez, L., Málikov, I., & Villegas, N. (2010). Análisis espacial y temporal de las variables oceánicas y atmosféricas del Mar Caribe colombiano. *Meteorología Colombiana*, 14. 38-47.
- [20] Yelland, M., & Taylor, P. (1996). Wind stress measurements from the open ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 26, 541–558, doi:10.1175/1520-0485(1996)026<0541:WSMFTO>2.0.CO;2.
- [21] Smith, R. (1968). Upwelling. *Oceanogr. Mar. Biol. Annu. Rev*, 6, 11-46.
- [22] Málikov, I. (2010). Asesoría 00005. Informe Final de Gestión. Comisión Colombiana del Océano CCO. Secretaría Ejecutiva. Bogotá. 53 pp.

