

VARIABILIDAD ESTACIONAL E INTERANUAL OCÉANO-ATMÓSFERA EN LA CUENCA COLOMBIA

Gladys Bernal¹, Mauricio Ruiz-Ochoa¹ y Emilio Beier²

¹ Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín, Facultad de Minas, Escuela de Geociencias y Medio Ambiente. Cra. 80 No.65-223, AA 1027, Medellín, Colombia. gbernal@unal.edu.co; maruizo@unal.edu.co.

² Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada – Unidad La Paz. Miraflores No. 334 e/Mulegé y La Paz, CP 23050, La Paz, Baja California Sur, México. ebeier@cicese.mx.

RESUMEN

La investigación sobre la variabilidad océano-atmósfera en el Caribe se ha concentrado en la mesoescala y no analiza en detalle la zona del Caribe colombiano. Para entender mejor la variabilidad estacional de la cuenca Colombia asociada con El Niño/Oscilación del Sur (ENSO), se analizaron campos de vientos del reanálisis NCEP/NCAR, anomalías del nivel del mar de AVISO, y salidas de nivel del mar y velocidad del modelo de circulación global POCM-4C. Se analizaron los ciclos anuales medios y de años ENSO distribuidos espacialmente, un ajuste estacional basado en cuadrados mínimos para las anomalías del nivel del mar y vientos, y la estructura vertical del océano en ocho perfiles a lo largo de la costa colombiana. La variabilidad estacional del viento está dominada por la acción del Chorro Tropical Superficial del Caribe (ChTSC). Durante El Niño, de diciembre a mayo la velocidad del núcleo del chorro es menor, mientras que de junio a noviembre es mayor. El viento sobre la cuenca Colombia genera una dinámica superficial dada por la Corriente del Caribe (CC) y el Giro Panamá-Colombia (GPC). Se encontró que, aunque en su valor medio el GPC es de circulación ciclónica, las anomalías estacionales de esta circulación son ciclónicas entre julio y octubre y anticiclónicas entre enero y mayo. El análisis indicó que al sur de 14°N, la cuenca Colombia está dominada por la estacionalidad, y al norte por variabilidad de otras frecuencias como los remolinos y la actividad de mesoescala. La estructura vertical cerca de la costa suramericana muestra que la Contracorriente Panamá-Colombia (CPC) puede llegar hasta Barranquilla (75°W) donde una parte continúa al este como la Corriente Subsuperficial Costera del Caribe (CSCC). Durante El Niño, las corrientes costeras en dirección este (CPC y CSCC) se debilitan todo el año

excepto en JJA cuando se intensifican, mientras la CC en la Guajira se intensifica todo el año. Durante La Niña, las corrientes en dirección este se debilitan incluso en JJA, mientras que la CC en la Guajira permanece cercana a su media trimestral, excepto en JJA cuando se intensifica.

Palabras claves: Vientos, Nivel del mar, Estructura vertical, Cuenca Colombia.

ABSTRACT

Seasonal and interannual ocean-atmosphere variability in the Colombian Basin. Research on ocean-atmosphere variability in the Caribbean has focused on the mesoscale and did not analyze the Colombian Caribbean area specifically. To better understand the seasonal variability of the Colombian Basin associated with El Niño/Southern Oscillation (ENSO), wind fields from NCEP/NCAR reanalysis; sea level anomalies from AVISO; and sea level and speed of global circulation model POCM-4C were analyzed. The average annual cycles and ENSO year's cycles spatially distributed, a least squares seasonal fitting for anomalies in sea level and winds, and vertical structure of the ocean in eight profiles along the Colombian coast was studied. The seasonal variability of wind is dominated by the action of the Caribbean Low-Level Jet (CL-LJ). During El Niño, from December to May the jet core speed is lower, while from June to November is greater. The wind on the Colombian Basin generates a surface dynamic given by the Caribbean Current (CC) and the Panama-Colombia Gyre (PCG). Although the average circulation in the PCG is cyclonic, the seasonal anomalies of this movement can be explained as cyclonic (anticyclonic) from July to October (January to May). The analysis showed that south of 14°N the Colombian Basin is dominated by seasonality, and to the north by variability of other frequencies such as eddies and mesoscale activity. The vertical structure near the South American coast show that the Panama-Colombia Countercurrent (PCC) can reach up Barranquilla (75°W) where part of it continues eastward as the Coastal Caribbean Undercurrent (CCU). During El Niño, the coastal currents eastward (PCC and CCU) weaken all over the year except in June-August when they intensify, while the CC in La Guajira offshore intensifies during all year. During La Niña, eastward currents weaken even in June-August, while the CC in La Guajira offshore remains near its quarterly mean, except in June-August when it strengthen.

Key words: Winds, Sea level, Vertical structure, Colombian Basin.

INTRODUCCIÓN

El clima atmosférico marino del mar Caribe es el resultado integral de los procesos de advección y difusión de masa, calor y momento en el océano y de la transferencia de masa (evaporación y precipitación), energía (absorción y emisión de radiación) y momento (esfuerzo del viento) en la interface océano-atmósfera sobre un rango amplio de escalas de espacio y tiempo (Gallegos y Czitrom, 1997). Así, en la cuenca Colombia la variabilidad océano-atmósfera está determinada por procesos regionales y locales relacionados con las migraciones de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) como son la ubicación de los centros de presión atmosférica, los vientos Alisios y las descargas de los ríos que provienen de los Andes colombianos, y por procesos de ocurrencia global de corto periodo como El Niño-Oscilación del Sur (ENSO, por sus iniciales en inglés) (Poveda, 2004; Poveda *et al.*, 2005). A su vez, la interacción entre el océano y la atmósfera determina aspectos oceanográficos fundamentales como la circulación y la temperatura superficial del mar. La variabilidad a escala estacional es fundamental en los procesos océano-atmósfera, sin embargo, todavía hace falta entender aspectos importantes de ésta en el Caribe colombiano, como su respuesta a procesos interanuales.

Entre los primeros estudios sobre la circulación oceánica en el Caribe se encuentra el trabajo de Gordon (1967), quien para estudiar la dinámica superficial en esta zona aplicó el método geostrófico en varios perfiles latitudinales entre el mar Caribe y el estrecho de Yucatán. Encontró que las corrientes son principalmente zonales con variaciones estacionales. Así, la Corriente del Caribe (CC) con velocidad media mayor de 25 cm s^{-1} (Fratantoni, 2001; Richardson, 2005), es más débil en octubre que en abril, tal como lo demuestran Johns *et al.* (2002), quienes para describir los patrones de circulación y transporte entre el océano Atlántico y el mar Caribe usaron datos observados comparados con un modelo numérico.

Al suroeste de la cuenca Colombia se presenta el Giro Panamá-Colombia (GPC), descrito como ciclónico por Andrade (2000), Fratantoni (2001), Andrade *et al.* (2003), Centurioni y Niiler (2003) y Richardson (2005), con velocidad media superior a 60 cm s^{-1} (Fratantoni, 2001; Centurioni y Niiler, 2003) y más de 200 km de ancho (Fratantoni, 2001; Richardson, 2005). Andrade *et al.* (2003), por medio de cálculos geostróficos y mediciones de corrientes y Richardson (2005), a través de un análisis de rutas de satélite y trayectorias de boyas disponibles hasta ese momento, mostraron que este giro consiste de dos núcleos ciclónicos pero no se refieren a su variabilidad estacional. Centurioni y Niiler (2003), mediante observaciones de velocidad obtenidas de boyas, sugirieron que la parte oeste del giro es persistente a lo largo del año, mientras que hacia el este del mismo, se incrementa la variabilidad, y así la extensión espacial y la intensidad del lado este del giro varía con la estacionalidad.

De acuerdo con Sheng y Tang (2003), quienes estudiaron la circulación y la variabilidad estacional del mar Caribe occidental mediante un modelo tridimensional de circulación oceánica, el GPC en febrero está compuesto por un fuerte ciclón sobre la plataforma continental de Costa Rica y Panamá, mientras que en agosto se forman varios núcleos ciclónicos de similar tamaño, los cuales están embebidos dentro de una circulación ciclónica más grande pero más débil. Resultados similares fueron obtenidos con datos de altimetría de satélite (Nystuen y Andrade, 1993; Andrade y Barton, 2000; Andrade *et al.*, 2003) y boyas de derivas (Fratantoni, 2001; Richardson, 2005) para la zona en estudio.

En los trabajos de Johns *et al.* (1999), Johns *et al.* (2002) y Centurioni y Niiler (2003) no se hace referencia a la Contracorriente Panamá-Colombia (CPC, Andrade *et al.*, 2003), definida por Gordon (1967) y Pujos *et al.* (1986), como una corriente hacia el este que se forma al suroccidente de la cuenca Colombia. La CPC es también conocida como la Contracorriente del Darién (Pujos *et al.*, 1986) y según Andrade *et al.* (2003) llega hasta 79°W donde la mayor parte del flujo se recircula en el GPC y otra parte continúa fluyendo hacia el este como la Corriente Subsuperficial Costera del Caribe (CSCC), también explicada en Jouanno *et al.* (2008). Se sabe que la CPC tiene una variabilidad estacional importante (Andrade *et al.*, 2003), sin embargo, las únicas descripciones de su estacionalidad hasta el momento son las de Corredor (1981) y Pujos *et al.* (1986), quienes afirman que entre diciembre y febrero (época seca) alcanza sólo hasta el golfo de Urabá (77°W) y de

septiembre a noviembre (época húmeda) se manifiesta hasta la península de La Guajira (72°W) e incluso hasta las costas venezolanas.

Al frente de la península de La Guajira, en 72°W, ocurre un fenómeno de surgencia (Gordon, 1967), que fue analizado en detalle por Fajardo (1979) mediante una red de observaciones oceanográficas durante septiembre y por Andrade y Barton (2005) a través de bases de datos históricos, sensores remotos y tres cruceros oceanográficos. Se encontró que la surgencia está controlada por la variabilidad estacional de los vientos Alisios, siendo más fuerte en época seca y prácticamente desapareciendo durante la época húmeda (Corredor, 1981; Cabrera y Donoso, 1993; Petus *et al.*, 2007).

La variabilidad espacio temporal de los vientos sobre la cuenca Colombia, está dominada por la acción del Chorro Tropical Superficial del Caribe (ChTSC; Wang, 2007; Muñoz *et al.*, 2008; Whyte *et al.*, 2008), también conocido como Chorro de Bajo Nivel de los Mares Intra-Americanos (Amador, 2008), Chorro Tropical Superficial de San Andrés (Poveda, 1998) y/o Chorro de Bajo Nivel en el Oeste del Caribe (Mora y Amador, 2000), cuyo núcleo se localiza en 15°N y 75°W, y es responsable del clima seco sobre La Guajira debido a la alta divergencia de humedad asociada a la dinámica del mismo (Poveda y Mesa, 1999; Andrade, 2000). El chorro intensifica las velocidades y la cobertura espacial en diciembre-febrero (DEF) y las disminuye en septiembre-noviembre (SON). Entre junio-agosto (JJA) se registran las mayores velocidades del núcleo del chorro, pero su cobertura espacial se reduce (Ruiz-Ochoa y Bernal, 2009).

De otro lado, Alvera-Azcárate *et al.* (2009) estudiaron la circulación superficial del mar Caribe y el golfo de México usando 13 años de datos de altimetría satelital y encontraron que la altura del nivel del mar varía en distintas escalas temporales; en la mesoescala, la variabilidad está dominada por remolinos debidos a inestabilidades baroclínicas; en la escala estacional por el efecto estérico y en la escala interanual por los vientos y el ENSO. En lo interanual, los trabajos de Enfield y Meyer (1997), Alfaro (2000), Giannini *et al.* (2000, 2001a, 2001b, 2001c) y Alexander y Scott (2002) tratan sobre los efectos del ENSO sobre el mar Caribe.

Giannini *et al.* (2000) demostraron que la variabilidad climática interanual del Caribe está afectada por la interacción entre la ZCIT en relación con el Pacífico ecuatorial oriental, y el Alto de Presión Subtropical del Atlántico Norte (ASAN), de manera que al norte del Caribe y en el golfo de México se

presentan condiciones húmedas durante eventos El Niño, mientras que al sur del Caribe y en la costa suramericana se presentan condiciones secas. Giannini *et al.* (2001a) estudiaron las teleconexiones del ENSO con la región Caribe y la Oscilación del Atlántico Norte (NAO, por sus iniciales en inglés). Encontraron que la influencia del ENSO sobre el Caribe está relacionada con cambios que ocurren en el sector del Atlántico Norte, lo que supone una no estacionalidad de la teleconexión del ENSO en el Caribe en la escala de tiempo interdecadal, que puede explicarse en gran medida en términos de la interacción de los efectos independientes de la NAO y el ENSO en el clima del Caribe.

Puede decirse que la investigación sobre la variabilidad océano-atmósfera en el Caribe se ha concentrado en la mesoescala (Molinari *et al.*, 1981; Nystuen y Andrade, 1993; Carton y Chao, 1999; Murphy *et al.*, 1999; Andrade y Barton, 2000; Richardson, 2005). Se ha descrito que superpuesta a la CC existe una intensa actividad de mesoescala (tres meses) dada por un corredor de remolinos anticiclónicos desde el Atlántico hacia el golfo de México (Molinari *et al.*, 1981; Carton y Chao, 1999) que transitan entre los 14° y 15°N (Murphy *et al.*, 1999). El radio de deformación de estos remolinos es desde 10 a 700 km (Molinari *et al.*, 1981; Nystuen y Andrade, 1993; Andrade y Barton, 2000), con velocidades de 20 a 30 cm s⁻¹ (Nystuen y Andrade, 1993; Carton y Chao, 1999; Murphy *et al.*, 1999). Richardson (2005) sugiere que estos remolinos pueden formarse como remanentes anticiclónicos de los anillos de la Corriente del Norte de Brasil. Asimismo, en lo espacial, las investigaciones realizadas son muy regionales y no analizan en detalle la zona del Caribe colombiano (Johns *et al.*, 1999; Johns *et al.*, 2002; Centurioni y Niiler, 2003; Alvera-Azcárate *et al.*, 2009).

Por tanto, todavía hace falta entender la variabilidad anual e interanual océano-atmósfera de la cuenca Colombia, especialmente en su sector suroccidental, que comprende el GPC y su componente costera, la CPC. El conocimiento de los procesos físicos que gobiernan esta región del país es necesario para explicar el comportamiento marino costero de las interacciones eco-biológicas que ocurren en el área. En este trabajo se analiza la variabilidad espacio temporal de las variables vientos y nivel del mar en la cuenca Colombia, así como la estructura oceánica vertical hacia la costa sur, con el fin de entender la estacionalidad y las respuestas al ENSO del GPC y la CPC.

ÁREA DE ESTUDIO

Lo que se conoce como Caribe colombiano corresponde morfológicamente a la cuenca Colombia y su dinámica superficial está conformada principalmente por la CC y por el GPC. La cuenca tiene una profundidad promedio de 4000 m, se separa de las cuencas Venezuela y Caimán por las elevaciones Beata y Centroamericana, respectivamente, con pasajes de profundidades menores a 2000 m (Tomczak y Godfrey, 1994).

La cuenca Colombia limita al norte con las islas de Jamaica y La Española (Haití y República Dominicana), al sur con el margen continental de Colombia, Panamá y Costa Rica, al este con la elevación Beata y al oeste con la elevación Centroamericana. El área de estudio se enmarca entre las latitudes $8^{\circ}00' - 18^{\circ}30' \text{ N}$ y los meridianos $85^{\circ}30' - 70^{\circ}15' \text{ W}$ (Figura. 1).

DATOS Y MÉTODOS

Fuente de datos

Para las variables vientos [m s^{-1}] y nivel del mar [cm] con resolución temporal mensual se adquirieron bases de datos internacionales como: la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), el International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (ICOADS, Worley *et al.*, 2005) y el proyecto Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic Data (AVISO). Además se usó información de las salidas del modelo Parallel Ocean Climate Model versión 4C (POCM-4C).

Reanálisis NCEP/NCAR

Se descargaron los datos de las componentes zonal y meridional del viento a 10 m de altura (Kalnay *et al.*, 1996), con periodo de registro entre ene/1948 y dic/2006 y resolución espacial de $1.88^{\circ} \times 1.905^{\circ}$ (NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, Web: <http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.ncep.reanalysis.surfaceflux.html>). Con el fin de validar los datos

para el Caribe colombiano, éstos fueron comparados con otros registros (ICOADS y la boya Caribe Central 42085 de la NOAA) en una localidad costera y otra oceánica (Ruiz-Ochoa y Bernal, 2009). La confiabilidad en la base de datos es mayor para la zona oceánica que la costera. Las correlaciones de la velocidad en la zona oceánica fueron 0.7 con ICOADS y 0.9 con la boya, mientras que en la zona costera fue 0.4 con ICOADS.

A partir de las componentes zonal y meridional del viento se calculó el rotacional del esfuerzo del viento para el periodo ene/1948 a dic/2006. Los datos fueron llevados a la misma resolución espacial de los datos de anomalías de nivel de mar de AVISO mediante interpolación lineal. Para la estimación del rotacional del esfuerzo del viento, se calculó el esfuerzo del viento [N m^{-2}] y sus componentes (τ , τ^x , τ^y) mediante las fórmulas aerodinámicas de masa:

$$\tau = (\tau^x, \tau^y) = \rho_a C_D (u^2 + v^2) \quad (1)$$

donde τ es el esfuerzo del viento, ρ_a es la densidad del aire, u y v son las componentes zonal y meridional del viento, respectivamente, y C_D es el coeficiente adimensional de arrastre. C_D se estimó mediante las técnicas descritas en Large y Pond (1981), modificadas por Trenberth *et al.* (1990). Para el cálculo del rotacional del esfuerzo del viento [N m^{-3}] se usó la ecuación:

$$\text{Rotacional} = \left(\frac{\partial \tau^y}{\partial x} - \frac{\partial \tau^x}{\partial y} \right) \quad (2)$$

AVISO

Los datos de anomalía del nivel del mar fueron obtenidos del proyecto AVISO, que recoge información de las misiones TOPEX-POSEIDON, JASON-1, GFO, ENVISAT y ERS-1 (Web: http://argonautica.jason.oceanobs.com/html/donnees/welcome_uk.html). La resolución temporal de los datos es de siete días y la espacial de $1/4^\circ$ de grado. El periodo de registro utilizado fue entre ene/1993 y dic/2008.

POCM

El acceso a los datos del modelo POCM-4C se hizo a través de comunicación personal con la Doctora Robin Tokmakian (Naval Postgraduate School, Monterey, CA, USA). Este modelo con

resolución espacial de $1/4^\circ$ y 20 niveles de profundidad, fue corrido para un periodo de 19 años (1979 a 1998). De 1979 a 1994 fue forzado con datos atmosféricos diarios derivados del European Center for Medium-Range Weather Forecast reanalysis (ECMWF). Las ecuaciones del modelo y los algoritmos numéricos se pueden ver en detalle en Stammer *et al.* (1996). Para este artículo se usaron las salidas de las variables nivel del mar y velocidad zonal del modelo para el periodo ene/1980 y dic/1998. Con los datos de velocidad zonal se analizó la variabilidad estacional e interanual de la estructura vertical en ocho perfiles (limitados a 14.25°N), separados cada 1.5° (entre 82.5° y 72°W , Figura 1) y hasta 1000 m de profundidad.

Para validar las salidas del modelo, se usó información de la Estación 10 (11.98°N - 75.10°W) realizada el 22 de Jun/1997 dentro del crucero “Caribe” desarrollado por la Armada Nacional de Colombia a través del Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas (CIOH). Los perfiles de temperatura y salinidad del modelo coincidieron bastante bien con la medición (el índice de eficiencia del modelo de Nash-Sutcliffe fue de 0.81 y 0.99 para cada variable, respectivamente).

Análisis estacional

De acuerdo con Mesa *et al.* (1997), la climatología en Colombia se puede describir en cuatro periodos que corresponden a los trimestres: DEF (estación seca principal), MAM (marzo-mayo, húmeda menor), JJA (veranillo) y SON (húmeda principal). Así, para las variables de los vientos, el nivel del mar y los perfiles de velocidad zonal del POCM-4C, se analizaron los ciclos anuales y los trimestres climáticos.

Para el nivel del mar y el rotacional del viento se implementó un modelo de ajuste de armónicos por cuadrados mínimos (Ripa, 2002; Espinosa-Carreón *et al.*, 2004):

$$T(x, t) = A_o + A_a \cos(\omega t - \varphi_a) + A_s \cos(2\omega t - \varphi_s) + res. \quad (3)$$

donde A_o , A_a , y A_s corresponden a la media temporal, la amplitud anual y semianual de cada serie de tiempo, respectivamente; $\omega = 2\pi/365.25$ es la frecuencia anual en radianes; φ_a y φ_s son la fases de los armónicos anual y semianual, respectivamente; y t es el tiempo (como año-mes); *res* recoge la variabilidad interanual y de mesoescala. La variabilidad anual (semianual) fue calculada como la

suma de los valores medios y la componente anual (semianual) del ajuste. Se analizó la varianza explicada por el ajuste para cada una de las series de tiempo.

Análisis interanual

Se analizó la variabilidad interanual del viento y de los perfiles de velocidad zonal del modelo POCM-4C en la cuenca Colombia, mediante las medias trimestrales de años El Niño y La Niña. Los años El Niño y La Niña fueron diferenciados de un año normal, con ayuda del Oceanic Niño Index (ONI, Web: www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml).

RESULTADOS

Análisis estacional

Los ciclos anuales de la velocidad del viento sobre la cuenca son bimodales (Figura 2). Se identificaron cuatro regiones: sur (esquina Urabá-Morrosquillo, velocidad media de 4.6 m s^{-1}), occidental (San Andrés y Providencia, velocidad media de 5.3 m s^{-1}), central (ChTSC, velocidad media de 8.2 m s^{-1}) y norte (velocidad media de 7.0 m s^{-1}). Las mayores oscilaciones ocurren en las regiones central y sur, con valores de ± 1.7 y 1.6 m s^{-1} , respectivamente. Las dos regiones restantes presentaron oscilaciones de $\pm 1.1 \text{ m s}^{-1}$. En la región central los ciclos anuales son más amplios que en las otras tres regiones (5 m s^{-1}) y la menor amplitud del ciclo anual (2 m s^{-1}) ocurre en la región occidental (San Andrés y Providencia). En la región sur (esquina Urabá-Morrosquillo), los vientos durante el veranillo son menos intensos que durante la época seca principal, mientras que en las demás regiones la intensidad de los vientos en las dos épocas secas es similar. En la región central, sin embargo, hay una leve disminución de la intensidad relativa del viento en el veranillo hacia el sector del sur.

El promedio mensual de la velocidad del viento evidenció la presencia del ChTSC y su variabilidad estacional (Figura 3). El chorro se intensifica (en velocidad y cobertura espacial) en enero con

velocidades mayores a 8 m s^{-1} y disminuye en octubre con velocidades cercanas a 6 m s^{-1} . Las mayores velocidades ($\geq 11 \text{ m s}^{-1}$) se presentan en julio cuando la componente zonal del chorro es dominante y el núcleo reduce su cobertura espacial.

El rotacional del esfuerzo del viento (Figura 4) mostró una separación norte – sur, con una zona central a lo largo del núcleo del ChTSC con valores alrededor de $0 \times 10^{-7} \text{ N m}^{-3}$. Al norte los valores son negativos y varían a lo largo del año con valores menores a $-2 \times 10^{-7} \text{ N m}^{-3}$ entre enero y julio y mayores a $-5 \times 10^{-7} \text{ N m}^{-3}$ en octubre. En esta región el rotacional negativo es máximo en julio. En la zona sur el rotacional del esfuerzo del viento es positivo con valores mayores a $3 \times 10^{-7} \text{ N m}^{-3}$ entre enero y julio, y menores a $1.5 \times 10^{-7} \text{ N m}^{-3}$ en octubre. Hacia el borde occidental de la cuenca disminuye el rotacional del esfuerzo del viento y la máxima cobertura espacial se presenta en los meses de enero y julio.

En la Figura 5 se muestran las salidas de altura del nivel del mar y velocidad del modelo POCM-4C. Durante todo el año se presenta una diferencia norte – sur, separada por la CC que coincide con la latitud del ChTSC (14°N). El nivel del mar es más alto al norte de la cuenca (valores superiores a 40 cm) con dominio de una circulación anticiclónica. En el sur de la cuenca el nivel del mar es más bajo (valores menores que -5 cm) y aparecen dos núcleos a lo largo de todo el año que marcan la circulación ciclónica del GPC. Estacionalmente, la estructura superficial no cambia significativamente, aunque la CC y el GPC son más fuertes en julio y más débiles en octubre.

Por su parte, los campos superficiales de las anomalías del nivel del mar de AVISO (Figura. 6), mostraron que en el suroeste de la cuenca (GPC) en los dos primeros trimestres del año hidrológico (diciembre a mayo) se registran valores positivos (8 cm) con dominio de una anomalía anticiclónica, cuyo núcleo se desplaza desde el centro de la cuenca en enero hacia su borde occidental en abril. En esta época, hacia el sur, en el golfo del Darién (cerca de las costas de Panamá y Colombia) las anomalías revelan un flujo hacia el este, a favor de la CPC. En julio las anomalías del nivel del mar coinciden con la circulación ciclónica que domina el GPC, con una depresión de 10 cm, mientras que la anomalía en la costa del Darién continúa a favor de la CPC. En octubre la circulación ciclónica de las anomalías se contrae y se mueve hacia el norte, dejando hacia la costa una anomalía anticiclónica débil en contra del GPC. En La Guajira, las anomalías del nivel del mar son negativas

durante la mayor parte del año, pero en octubre (mediados de la época húmeda) son positivas en dos núcleos anticiclónicos que se ubican al frente de la península y hacia el noroeste de la misma.

Los resultados del ajuste estacional de las anomalías del nivel del mar (Figura 7) confirman el comportamiento anticlónico/ciclónico que se presenta a lo largo de todo el año en la región. De este modo, entre diciembre y mayo se presenta un núcleo en el centro de la cuenca dominado por anomalías anticiclónicas, que disminuye en extensión a medida que se mueve hacia el suroccidente y aparece una anomalía ciclónica desde el este. La anomalía ciclónica domina la cuenca en el periodo julio a noviembre y también disminuye en extensión cuando se mueve hacia el suroccidente, mientras se desarrolla una anomalía anticiclónica desde el este.

Un resumen por regiones de la varianza explicada por el modelo de ajuste estacional para las anomalías del nivel del mar de AVISO, nivel del mar del POCM-4C y rotacional del esfuerzo del viento se presenta en la Tabla 1. Se encontró que al norte de 14°N la variabilidad estacional explica menos del 40% de las tres variables consideradas. Al sur la variabilidad estacional explica entre el 30 y el 90% de las mismas. En esta zona el nivel del mar es la variable mejor explicada por el modelo estacional, entre 80 y 90%, seguida del rotacional del viento, entre 40 y 60%. En cambio, la variabilidad estacional de las anomalías de nivel del mar sólo explica el 30% de la varianza en el GPC, pero el 70% al frente de La Guajira.

En la Figura 8, se presentan tres perfiles latitudinales (81° , 76.5° y 72°W) que se consideran representativos de la variación espacial de la estructura vertical de la región al sur de 14.25°N . Estos mostraron un flujo continuo hacia el este cercano a la costa (CPC) y otro hacia el oeste, en 14°N (CC), con variaciones estacionales. La CPC se manifiesta en superficie entre 82.5° (Costa Rica) y 75°W (Barranquilla). Al oeste de Panamá (78°W) la CPC es muy constante a lo largo del año. Entre 78° y 73.5°W es más intensa en los dos primeros trimestres del año (diciembre a mayo). A partir de 73.5°W (Sierra Nevada de Santa Marta) el flujo costero hacia el este tiene un núcleo subsuperficial (CSCC). En 72°W (Alta Guajira) la corriente superficial es hacia el oeste (CC) y la CSCC se localiza aproximadamente a 200 m de profundidad. La CSCC es más intensa en los dos primeros trimestres del año (diciembre a mayo) cuando el flujo hacia el oeste (CC) es más débil.

Análisis interanual

La distribución espacial de la velocidad media del viento por trimestres durante los eventos ENSO se presenta en la Figura 9. Se encontró que el ciclo anual de los vientos sobre la cuenca Colombia cambia con este evento macroclimático. Durante los dos primeros trimestres del año (diciembre a mayo) la velocidad del núcleo del chorro es menor durante eventos El Niño y mayor durante eventos La Niña, mientras que entre junio y noviembre ocurre lo contrario (intensificación de la velocidad en períodos El Niño y disminución en períodos La Niña).

El análisis de los perfiles de velocidad zonal del modelo POCM-4C en los trimestres climáticos de Colombia durante los eventos El Niño (Figura 10), mostró que la CPC y la CSCC se debilitan durante todo el año respecto a su ciclo medio, excepto de junio a agosto, cuando se intensifican, mientras que la CC a la altura de La Guajira se intensifica todo el año.

Durante los eventos La Niña (Figura 11), se encontró que la CPC se intensifica de diciembre a febrero y se debilita de junio a noviembre. En cambio la CSCC todo el año es más débil que su valor medio. La CC a la altura de La Guajira presenta pocas las variaciones y sólo durante el trimestre JJA se intensifica.

DISCUSIÓN

Los datos utilizados en este estudio provienen de diferentes fuentes (reanálisis, satélites y modelos). Aunque cada fuente tiene sus limitaciones, los datos trabajados constituyen la mejor información disponible para una zona con muy pocas mediciones directas. Sin embargo, la validación de los datos de reanálisis indicó que hay que tener cuidado con la interpretación de éstos en la zona costera. Los datos de altura del nivel del mar del modelo POCM-4C se han validado con observaciones de campo (Stammer *et al.*, 1996), mostrando una buena correspondencia, así por ejemplo en el Océano Índico, Matano *et al.* (2002) analizaron la estructura espacial y temporal de las anomalías del transporte y no encontraron diferencias significativas entre las desviaciones estándar calculadas por el modelo y de los valores observados. Asimismo, Matano *et al.* (2008) mostraron que

la estructura de la variabilidad estacional deducida del modelo es muy similar a la obtenida de datos satelitales. Para este trabajo la validación realizada mediante la comparación con datos medidos en un crucero oceanográfico indicó que los resultados del modelo son confiables.

Es evidente que la variabilidad estacional de los vientos sobre la cuenca Colombia está dominada por la acción del ChTSC que tiene mayor velocidad y cobertura espacial en DEF y menor en SON; durante el veranillo las velocidades en el núcleo son máximas en el año ($\geq 11 \text{ m s}^{-1}$), pero la cobertura espacial es menor que en DEF. La descripción de la variabilidad estacional del ChTSC ha sido objeto de varias investigaciones (Poveda, 1998; Amador, 1998, 2008; Poveda y Mesa, 1999; Bernal *et al.*, 2006; Wang, 2007; Muñoz *et al.*, 2008; Whyte *et al.*, 2008; Ruiz-Ochoa y Bernal, 2009). Esta variabilidad y su carácter semianual han sido relacionados con los gradientes meridionales de presión atmosférica y temperatura superficial del mar en la región (Muñoz *et al.*, 2008; Whyte *et al.*, 2008), en una retroalimentación positiva (Wang, 2007): por un lado, estos gradientes producen el chorro y por otro el chorro produce un rotacional del viento negativo al norte del núcleo y uno positivo al sur (Sverdrup, 1947), los cuales tienden a calentar el norte y enfriar el sur, manteniendo el gradiente. La variabilidad semianual también ha sido relacionada con el ASAN o de las Azores (Giannini *et al.*, 2000; Wang, 2007; Amador, 2008; Muñoz *et al.*, 2008): el ASAN es más fuerte y se ubica hacia el oeste durante el trimestre JJA; en SON se debilita y se mueve hacia el este; en DEF nuevamente se desplaza al oeste y se conecta con el alto de presión de Norte América; en MAM se desarrolla el monzón norteamericano y el ASAN vuelve a su posición este. El ChTSC se refuerza cuando el ASAN es más fuerte y está en posición hacia el oeste (DEF y JJA).

El rotacional del esfuerzo del viento es considerado como uno de los factores más influyentes en la circulación superficial y en la generación de giros (Chu *et al.*, 1998; Liu *et al.*, 2001; Milliff y Morzel, 2001; Metzger, 2003). En la cuenca Colombia se presenta una separación norte (valores negativos) – sur (valores positivos) y una zona central coincidente con el ChTSC (14°N), resultados igualmente encontrados por Murphy *et al.* (1999), Wajsowicz (2002) y Alvera-Azcárate *et al.* (2009). Richardson (2005) también encontró que al norte de 14°N la cuenca está dominada por una circulación anticiclónica caracterizada por remolinos provenientes del Atlántico (Molinari *et al.*, 1981; Carton y Chao, 1999) que transitan entre los 14° y 15°N (Murphy *et al.*, 1999; Andrade y Barton, 2000) y que pueden formarse como remanentes de los anillos de la Corriente del Norte de Brasil (Richardson,

2005). Por su parte, Andrade y Barton (2000) mostraron que al sur de 15°N también se presentan remolinos pero de sentido ciclónico que se originan en este sector y no están asociados con la CC sino con el GPC. Estos remolinos ciclónicos, según los autores, serían más abundantes en la época húmeda del año. Hay que resaltar que los remolinos relacionados con inestabilidad de la CC o advechados desde el Atlántico al norte (anticiclónicos) y los formados por el rotacional del esfuerzo del viento y la precipitación al sur (ciclónicos) hacen parte de la variabilidad de mesoescala. Al respecto, Roemmich (1981) mostró que la variabilidad de mesoescala sobre la CC disminuye a medida que aumenta la distancia desde los respectivos pasajes de entrada al mar Caribe.

En la cuenca Colombia, las salidas de altura del nivel del mar y velocidad del modelo POCM-4C durante todo el año, presentaron la diferencia norte (valores superiores a 40 cm) – sur (valores menores que -5 cm), separada por la CC (14°N). Al norte dominó una circulación anticiclónica y al sur aparecen los dos núcleos a lo largo de todo el año que marcan la circulación ciclónica del GPC (Andrade *et al.*, 2003; Richardson, 2005). En julio la CC y el GPC son más fuertes y en octubre más débiles, tal como lo manifiestan Johns *et al.* (2002).

Los campos superficiales de las anomalías del nivel del mar de AVISO mostraron que en el suroeste de la cuenca (GPC) de diciembre a mayo se registran valores positivos (8 cm) con dominio de anomalías anticiclónicas. Sin embargo la circulación anticiclónica en el GPC no se describe en los estudios de Mooers y Maul (1998), Carton y Chao (1999), Andrade (2000), Fratantoni (2001), Johns *et al.* (2002), Andrade *et al.* (2003), Centurioni y Niiler (2003), Oey *et al.* (2003), Sheng y Tang (2003), Richardson (2005) o Jouanno *et al.* (2008). Aunque es de resaltar que estos estudios no se enfocan en la variabilidad estacional.

Como puede inferirse de la varianza explicada por el modelo estacional, en la zona el rotacional del esfuerzo del viento y el nivel del mar tienen mayor influencia de la escala estacional al sur de la CC (hasta 90% de varianza explicada), mientras que al norte la variabilidad estacional es menor (máximo 40%). Lo anterior indica que el rotacional del esfuerzo del viento estacionalmente afecta el nivel del mar y la circulación al sur de la cuenca pero no al norte de 14°N donde otras escalas temporales son dominantes (Nystuen y Andrade, 1993; Carton y Chao, 1999; Andrade y Barton, 2000; Alverá-Azcárate *et al.*, 2009).

Sobre la estructura vertical cerca de la costa suramericana, los resultados encontrados permiten entender la variabilidad estacional espacial de la CPC de una manera más detallada que la descrita en trabajos anteriores (Pujos *et al.*, 1986; Andrade *et al.*, 2003). Se encontró que la CPC está muy bien definida hasta 75° (Barranquilla) pero puede llegar hasta la Sierra Nevada de Santa Marta (73.5°W), cuando se convierte en la CSCC, y que entre 78° y 73.5°W es más intensa de diciembre a mayo, al igual que la CSCC. Pujos *et al.* (1986) propusieron que la CPC llega hasta la Guajira e incluso Venezuela en la época húmeda principal. Sin embargo, no explica la fuente de los datos estacionales (sólo indica que esta información proviene de “pilot charts”). Por su parte, Andrade *et al.* (2003) encontraron la CPC al frente de Cartagena y en con el Princeton Ocean Model implementado para los mares Intra-Americanos (IAS-POM), la reproducen hasta 72°W, pero no hacen un análisis estacional y no especifican la temporalidad de la gráfica del modelo. Por su parte, los dos trabajos que hablan sobre la CSCC (Andrade *et al.*, 2003; Jouanno *et al.*, 2008) la explican como parte de la circulación de la celda ciclónica del Atlántico Norte tropical, pero no describen su variabilidad estacional o interanual.

Para resumir los resultados sobre la variabilidad estacional vista, se detectaron dos patrones: el primero se corresponde con las épocas secas y húmedas del año (DEF-JJA y MAM-SON), el segundo con los semestres del año (DEF-MAM y JJA-SON). La variabilidad del ChTSC, del rotacional del viento y del GPC responden a las épocas seca y húmeda, mientras que el ajuste de las anomalías de nivel del mar y la estructura vertical de las corrientes cerca de la costa responden a los dos semestres del año. Estos dos patrones pueden explicarse por la influencia combinada de la migración de la ZCIT (semestral) y del ASAN que se intensifica en DEF y JJA, tal y como lo explican Giannini *et al.* (2000) y Wang (2007).

La variabilidad interanual del ChTSC está controlada por el gradiente meridional de temperatura y presión sobre el nivel del mar (Muñoz *et al.*, 2008; Whyte *et al.*, 2008). El aumento y/o disminución de la intensidad del chorro durante eventos ENSO responde al calentamiento del Pacífico tropical y al enfriamiento del Atlántico tropical, lo cual modifica las circulaciones meridionales y zonales que llegan a los mares Intra-Americanos (Muñoz *et al.*, 2008). Según Amador (2008) en la región central (Figura 2), durante El Niño los vientos son más fuertes que un año normal. Pero los resultados encontrados permiten concluir que lo anterior se cumple sólo para los periodos JJA y SON de los

años El Niño. Por tanto, es importante resaltar que hay una respuesta diferente entre los semestres del año.

Aunque los vientos presentan un patrón semestral de anomalías interanuales, la variabilidad de las corrientes cerca de la costa no. Durante El Niño las corrientes costeras en dirección este (CPC y CCCC) se debilitan todo el año excepto en JJA cuando se intensifican, mientras la CC al frente de la Guajira se intensifica todo el año. Durante La Niña las corrientes en dirección este se debilitan incluso en JJA, mientras que la CC frente a la Guajira permanece cercana a su media trimestral, excepto en JJA cuando se intensifica.

Como lo indica Wang (2007), las teleconexiones del ENSO son diferentes en DEF y JJA. Anomalías cálidas en el Pacífico tropical en DEF debilitan el ChTSC, pero durante JJA lo intensifican, debido a que el ENSO induce anomalías de presión en el ASAN negativas en DEF y positivas en JJA. Wang (2007) también demostró que el ChTSC varía en frecuencias más altas que el ENSO (1.25 y 2.3 años), lo que supone que no es sólo el forzamiento remoto del ENSO quien domina la variabilidad interanual en la región. Por tanto la respuesta de las variables estudiadas a los eventos ENSO, dependiente de las estaciones, y no opuesta entre años El Niño y La Niña, es compleja, y requiere un análisis de otros fenómenos globales y locales.

CONCLUSIONES

El rotacional del esfuerzo del viento presentó una separación norte (valores negativos) – sur (valores positivos) y una zona central coincidente con el ChTSC (14°N), que también se observó en las salidas del modelo POCM-4C durante todo el año, con valores mayores que 40 cm al norte (circulación anticiclónica) y menores que -5 cm al sur (circulación ciclónica). En el suroeste de la cuenca (GPC) los campos superficiales de las anomalías del nivel del mar de AVISO de diciembre a mayo registraron valores positivos (8 cm) con dominio de anomalías anticiclónicas, mientras que de junio a noviembre las anomalías ciclónicas se hacen presentes (valores de -10 cm). En esta zona el rotacional del esfuerzo del viento y el nivel del mar tienen mayor influencia de la escala estacional

(hasta 90% de varianza explicada). Por su parte, al norte la variabilidad estacional es menor (máximo 40%).

La estructura vertical cerca de la costa suramericana muestra que la CPC puede llegar hasta Barranquilla (75°W) cuando alimenta la CSCC. En la Alta Guajira la corriente superficial es hacia el oeste (CC) y la CSCC se localiza aproximadamente a 200 m de profundidad.

Se detectaron dos patrones de variabilidad estacional: el primero se corresponde con las épocas secas y húmedas del año (DEF-JJA y MAM-SON), el segundo con los semestres del año (DEF-MAM y JJA-SON). La variabilidad del ChTSC, del rotacional del viento y del GPC responde a las épocas seca y húmeda, mientras que el ajuste de las anomalías de nivel del mar y la estructura vertical de las corrientes cerca de la costa responden a los dos semestres del año.

Aunque los vientos presentan un patrón semestral de anomalías interanuales (se debilitan de diciembre a mayo y se intensifican de junio a noviembre durante El Niño), la variabilidad de las corrientes cerca de la costa no. Durante El Niño las corrientes costeras en dirección este (CPC y CSCC) se debilitan todo el año excepto en JJA cuando se intensifican, mientras la CC al frente de la Guajira se intensifica todo el año. Durante La Niña las corrientes en dirección este se debilitan incluso en JJA, mientras que la CC frente a la Guajira permanece cercana a su media trimestral, excepto en JJA cuando se intensifica. Esta respuesta dependiente de las estaciones y no opuesta entre años El Niño y La Niña es compleja y requiere un análisis de otros fenómenos globales y locales.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación fue posible gracias a la financiación otorgada por el Departamento Administrativo de Ciencia, Tecnología e Innovación, Francisco José de Caldas (COLCIENCIAS) al Programa de Investigación sobre la Gestión del Agua en Colombia, del Grupo Red de Cooperación para la Investigación del Agua en Colombia (GRECIA), del cual hicieron parte la Universidad Nacional de Colombia sede Medellín, la Universidad de Antioquia y el Instituto de Hidrología, Meteorología y

Estudios Ambientales de Colombia (IDEAM). Se agradece a la Doctora Robin Tokmakian de la Naval Postgraduate School (Monterey, CA, USA) por suministrar las salidas de nivel del mar y velocidad del modelo POCM-4C. A los proyectos internacionales NCEP/NCAR (por los datos de las componentes zonal y meridional del viento a 10 m de altura) y AVISO (por los datos de anomalías del nivel del mar). Así como a la Armada Nacional de Colombia a través del Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas (CIOH) por los datos de dos estaciones del crucero “Caribe” y a la National Data Buoy Center de la NOAA por la información de dirección y velocidad del viento de la boya Caribe central (42085).

BIBLIOGRAFÍA

- Alexander, M. y J. Scott. 2002. The influence of ENSO on air-sea interaction in the Atlantic. *Geophys. Res. Lett.*, 29(14): 1701, doi:10.1029/2001GL014347.
- Alfaro, E. 2000. Eventos cálidos y fríos en el Atlántico tropical norte. *Atmósfera*, 13(2): 109-119.
- Alvera-Azcárate, A., A. Barth y R. Weisberg. 2009. The surface circulation of the Caribbean Sea and the Gulf of Mexico as inferred from satellite altimetry. *J. Phys. Oceanogr.*, 39: 640-657.
- Amador, J. 1998. A climatic feature of tropical Americas: The trade wind easterly jet. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*, 5(2): 91-102.
- Amador, J. 2008. The Intra-Americas Sea Low-Level Jet: Overview and future research. *Ann. NY. Acad. Sci.*, 1146(1): 153-188, doi:10.1196/annals.1446.012.
- Andrade, C. 2000. Circulation and variability of the Colombian Basin in the Caribbean Sea. Ph.D. Thesis. University of Wales. 223 p.
- Andrade, C. y E. Barton. 2000. Eddy development and motion in the Caribbean Sea. *J. Geophys. Res.*, 115(C11): 26,191-26,201.
- Andrade, C. y E. Barton. 2005. The Guajira upwelling system. *Cont. Shelf Res.*, 25: 1003-1022.
- Andrade, C., E. Barton y C. Mooers. 2003. Evidence for an eastward flow along the Central and South American Caribbean coast. *J. Geophys. Res.*, 108(C6): 3185, doi:10.1029/2002JC001549.
- Bernal, G., G. Poveda, P. Roldán y C. Andrade. 2006. Patrones de variabilidad de las temperaturas superficiales del mar en la costa Caribe colombiana. *Rev. Acad. Colomb. Cienc.*, 30(115): 195-208.
- Cabrera, E. y M. Donoso. 1993. Estudio de las características oceanográficas del Caribe colombiano, Región III, Zona 1, PDCTM. *Bol. Cient. CIOH*, 13: 19-32.

- Carton, J. y Y. Chao. 1999. Caribbean Sea eddies inferred from TOPEX/POSEIDON altimetry and a 1/6° Atlantic Ocean model simulation. *J. Geophys. Res.*, 104(C4): 7746-7752.
- Centurioni, L. y P. Niiler. 2003. On the surface currents of the Caribbean Sea. *Geophys. Res. Lett.*, 30(6): 1279, doi:10.1029/2002GL016231.
- Chu, P., C. Fan, C. Lozano y J. Kerling. 1998. An airborne expandable bathythermograph survey of the South China Sea, May 1995. *J. Geophys. Res.*, 103: 21,637-21,652.
- Corredor, J. 1981. Apuntes sobre la circulación costera en el Caribe noroccidental colombiano. *Bol. Cient. CIOH*, 3: 3-8.
- Enfield, D. y D. Mayer. 1997. Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño-Southern Oscillation. *J. Geophys. Res.*, 102(C1): 929-945.
- Espinosa-Carreón, T., P. Strub, E. Beier, F. Ocampo-Torres y G. Gaxiola-Castro. 2004. Seasonal and interannual variability of satellite-derived chlorophyll pigment, surface height, and temperature off Baja California. *J. Geophys. Res.*, 109(C03039), doi:10.1029/2003JC002105.
- Fajardo, G. 1979. Surgencia costera en las proximidades de la península colombiana de La Guajira. *Bol. Cient. CIOH*, 2: 7-19.
- Fratantoni, D. 2001. North Atlantic surface circulation during the 1990's observed with satellite-tracked drifters. *J. Geophys. Res.*, 106(C10): 22,067-22,093.
- Gallegos, A. y S. Czitrom. 1997. Aspectos de la oceanografía física regional del mar Caribe. En: M. Lavín (ed.). *Contribuciones a la oceanografía física en México. Monografía No. 3. Unión Geofísica Mexicana.* p. 225-242.
- Giannini, A., Y. Kushnir y M. Cane. 2000. Interannual variability of Caribbean rainfall, ENSO and the Atlantic Ocean. *J. Clim.*, 13: 297-311.
- Giannini, A., M. Cane y Y. Kushnir. 2001a. Interdecadal change in the ENSO teleconnection to the Caribbean region and the North Atlantic Oscillation. *J. Clim.*, 14: 2867-2879.

- Giannini, A., J. Chiang, M. Cane, Y. Kushnir y R. Seager. 2001b. The ENSO teleconnection to the tropical Atlantic Ocean: Contributions of the remote and local SSTs to rainfall variability in the tropical American. *J. Clim.*, 14: 4530-4544.
- Giannini, A., Y. Kushnir y M. Cane. 2001c. Seasonality in the impact of ENSO and the North Atlantic high on Caribbean rainfall. *Phys. Chem. Earth (B)*, 26(2): 143-147.
- Gordon, A. 1967. Circulation of the Caribbean Sea. *J. Geophys. Res.*, 72(24): 6207-6223.
- Johns, E., W. Wilson y R. Molinari. 1999. Direct observations of velocity and transport in the passages between the Intra-Americas Sea and the Atlantic Ocean, 1984 -1996. *J. Geophys. Res.*, 104(C11): 25,805-25,280.
- Johns, W., T. Townsend, D. Fratantoni y W. Wilson. 2002. On the Atlantic inflow to the Caribbean Sea. *Deep-Sea Res. Pt. I*, 49: 211-243.
- Jouanno, J., J. Sheinbaum, B. Barnier, J.-M. Molines, L. Debreu y F. Lemarié. 2008. The mesoscale variability in the Caribbean Sea. Part I: Simulations and characteristics with an embedded model. *Ocean Model.*, 23: 82-101.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetma, R. Reynolds, R. Jenne y D. Joseph. 1996. The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project. *B. Am. Meteorol. Soc.*, 77: 437-471.
- Large, W. y S. Pond. 1981. Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. *J. Phys. Oceanogr.*, 11: 324-336.
- Liu, Q., Y. Jia, P. Liu, Q. Wang y P. Chu. 2001. Seasonal and intraseasonal thermocline variability in the central South China Sea. *Geophys. Res. Lett.*, 28(23): 4467-4470.
- Matano, R., E. Beier, P. Strub y R. Tokmakian. 2002. Large scale forcing of the Agulhas variability: The seasonal cycle. *J. Phys. Oceanogr.*, 32: 1228-1241.
- Matano, R., E. Beier y P. Strub. 2008. The seasonal variability of the circulation in the south Indian Ocean: Model and observations. *J. Marine Syst.*, 74: 315-328.

- Mesa, O., G. Poveda y L. Carvajal. 1997. Introducción al clima de Colombia. 1^{era} edición. Universidad Nacional de Colombia. Medellín. 390 p.
- Metzger, E. 2003. Upper ocean sensitivity to wind forcing in the South China Sea. *J. Oceanogr.*, 59: 783-798.
- Milliff, R. y J. Morzel. 2001. The global distribution of the time-average wind stress curl from NSCAT. *J. Atmos. Sci.*, 58(2): 109-131.
- Molinari, R., M. Spillane, I. Books, D. Atwood y C. Duckett. 1981. Surface currents in the Caribbean Sea as deduced from Lagrangian observations. *J. Geophys. Res.*, 86: 6537-6542.
- Mooers, C. y G. Maul. 1998. Intra-Americas Sea circulation. In: *The Sea*. Brink, H. and A. Robinson (eds.). Wiley, New Cork. 1062 p.
- Mora, I. y J. Amador. 2000. EL ENOS, el IOS y la corriente en chorro de bajo nivel en el oeste del Caribe. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*, 7(1): 27-39.
- Muñoz, E., A. Busalacchi, S. Nigam y A. Ruiz-Barradas. 2008. Winter and summer structure of the Caribbean Low-Level Jet. *J. Clim.*, 21: 1260-1276.
- Murphy, S., H. Hurlburt y J. O'Brien. 1999. The connectivity of eddy variability in the Caribbean Sea, the Gulf of Mexico, and the Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 104(C1): 1431-1453.
- Nystuen, J. y C. Andrade. 1993. Tracking mesoscale ocean features in the Caribbean Sea using Geosat altimetry. *J. Geophys. Res.*, 98(C5): 8389-8394.
- Oey, L.-Y., H.-C. Lee y W. Schmitz, Jr. 2003. Effects of winds and Caribbean eddies on the frequency of Loop Current eddy shedding: A numerical model study. *J. Geophys. Res.*, 108(C10): 3324, doi:10.1029/2002JC001698.
- Petus, C., C. García-Valencia, Y. Thomas y M. Cesaracio. 2007. Étude de la variabilité saisonnière et interannuelle de la résurgence de La Guajira (Colombie) par analyse de données satellitaires AMI-Wind, seawinds et AVHRR. *Rev. Télédétection*, 7(1-2-3-4): 143-156.

- Poveda, G. 1998. Retroalimentación dinámica entre el fenómeno El Niño-Oscilación del Sur y la hidrología colombiana. Tesis Ph.D. Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín. Medellín.
- Poveda, G. 2004. La hidroclimatología de Colombia: una síntesis desde la escala inter-decadal hasta la escala diurna. *Rev. Acad. Colomb. Cienc.*, 28(107): 201-222.
- Poveda, G. y O. Mesa. 1999. La corriente de chorro superficial del Oeste ("DEL CHOCÓ") y otras dos corrientes de chorro en Colombia: Climatología y variabilidad durante las fases del ENSO. *Rev. Acad. Colomb. Cienc.*, 23(89): 517-528.
- Poveda, G., O. Mesa, L. Salazar, P. Arias, H. Moreno, S. Vieira, P. Agudelo, V. Toro y F. Álvarez. 2005. The diurnal cycle of precipitation in the Tropical Andes of Colombia. *Mon. Weather Rev.*, 133: 228-240.
- Pujos, M., J.-L. Pagliardini, R. Steer, G. Vernet y O. Weber. 1986. Influencia de la contracorriente norte colombiana para la circulación de las aguas en la plataforma continental: Su acción sobre la dispersión de los efluentes en suspensión del río Magdalena. *Bol. Cient. CIOH*, 6: 3-15.
- Richardson, P. 2005. Caribbean Current and eddies as observed by surface drifters. *Deep-Sea Res. Pt. II*, 52: 429-463.
- Ripa, P. 2002. Ajuste de datos por cuadrados mínimos. *Cienc. Mar.*, 28(1): 79-105.
- Roemmich, D. 1981. Circulation of the Caribbean Sea: A well-resolved inverse problem. *J. Geophys. Res.*, 86(C9): 7993-8005.
- Ruiz-Ochoa, M. y G. Bernal. 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.
- Sheng, J. y L. Tang. 2003. A numerical study of circulation in the Western Caribbean Sea. *J. Phys. Oceanogr.*, 33: 2049-2069.

- Stammer, D., R. Tokmakian, A. Semtner y C. Wunsch. 1996. How well does a $1/4^\circ$ global circulation model simulate large-scale oceanic observations?. *J. Geophys. Res.*, 101(C10): 25,779-25,811, doi:10.1029/96JC01754.
- Sverdrup, H. 1947. Wind-driven currents in a baroclinic ocean; with application to the equatorial currents of the eastern Pacific. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 33: 318-326.
- Tomczak, M. y J. Godfrey. 1994. *Regional Oceanography: An introduction*. First Edition. Pergamon. Oxford. UK. 422 p.
- Trenberth, K., W. Large y J. Olson. 1990. The mean annual cycle in global ocean wind stress. *J. Phys. Oceanogr.*, 20: 1742-1760.
- Wajsbowicz, R. 2002. A modified Sverdrup model of the Atlantic and Caribbean circulation. *J. Phys. Oceanogr.*, 32: 973-993.
- Wang, C. 2007. Variability of the Caribbean Low-Level Jet and its relations to climate. *Clim. Dynam.*, 29: 411-422, doi:10.1007/s00382-007-0243-z.
- Whyte, F., M. Taylor, T. Stephenson y J. Campbell. 2008. Features of the Caribbean Low Level Jet. *Int. J. Climatol.*, 28: 119-128.
- Worley, S., S. Woodruff, R. Reynolds, S. Lubker y N. Lott. 2005. ICOADS Release 2.1 data and products. *Int. J. Climatol.* ([CLIMAR-II Special Issue](#)), 25: 823-842, doi:10.1002/joc.1166.

LEYENDA DE LAS FIGURAS

- Figura 1.** Ubicación de la zona de estudio con su respectiva batimetría. Las líneas blancas con orientación latitudinal hasta 14.25°N representan la localización espacial de los ocho perfiles realizados. La información batimétrica fue obtenida del World Data Center for Geophysics and Marine Geology, Boulder. 2006. 2-Minute Gridded Global Relief Data (ETOPO2v2).
- Figura 2.** Variabilidad espacial de los ciclos anuales de la velocidad del viento en la cuenca Colombia. μ y σ corresponden al promedio y a la desviación estándar por región en m s^{-1} , respectivamente.
- Figura 3.** Campos superficiales de la velocidad media del viento [m s^{-1}] en los meses intermedios de los trimestres climatológicos.
- Figura 4.** Campos superficiales del rotacional del viento [N m^{-3}] en los meses intermedios de los trimestres climatológicos.
- Figura 5.** Campos superficiales del nivel del mar [cm] del modelo POCM-4C en los meses intermedios de los trimestres climatológicos. Los vectores representan velocidad superficial.
- Figura 6.** Campos superficiales de anomalías del nivel del mar [cm] de AVISO en los meses intermedios de los trimestres climatológicos.
- Figura 7.** Ajuste estacional anual de las anomalías de nivel del mar en los meses intermedios de los trimestres climatológicos.
- Figura 8.** Perfiles latitudinales de la velocidad zonal de las corrientes [cm s^{-1}] del modelo POCM-4C durante los trimestres climatológicos en la cuenca Colombia sobre 81° , 76.5° y 72°W , limitados hasta 14.25°N .
- Figura 9.** Campo superficial de la velocidad del viento [m s^{-1}] en los trimestres de la climatología colombiana durante los eventos El Niño y La Niña.

Figura 10. Perfiles latitudinales de la velocidad zonal de las corrientes [cm s^{-1}] del modelo POCM-4C durante los eventos El Niño sobre 81° , 76.5° y 72°W , limitados hasta 14.25°N .

Figura 11. Perfiles latitudinales de la velocidad zonal de las corrientes [cm s^{-1}] del modelo POCM-4C durante los eventos La Niña sobre 81° , 76.5° y 72°W , limitados hasta 14.25°N .

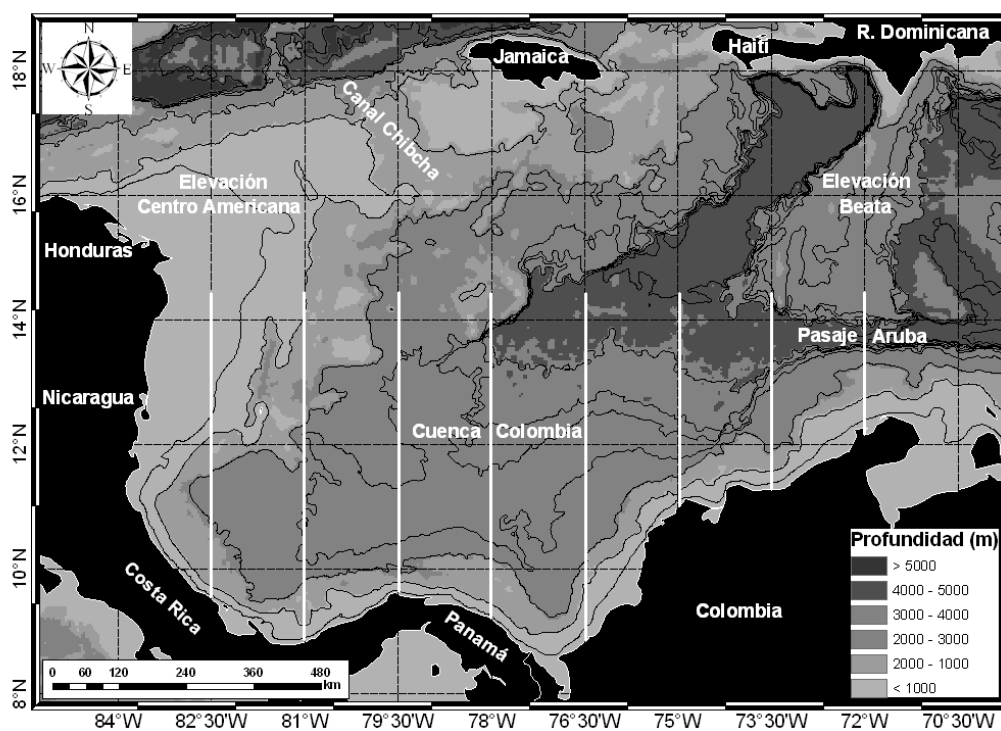


Figura 1

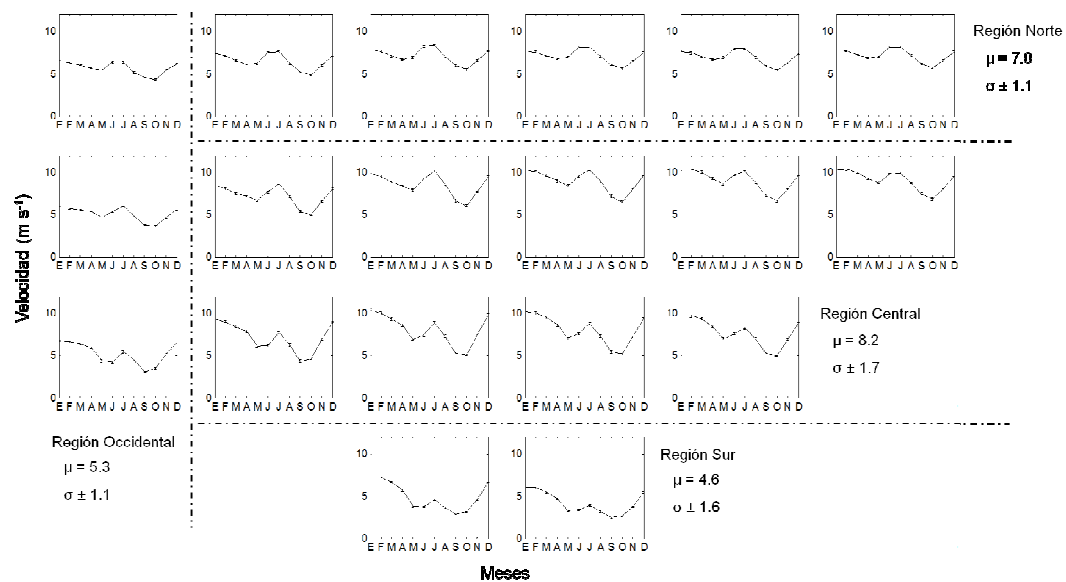


Figura 2

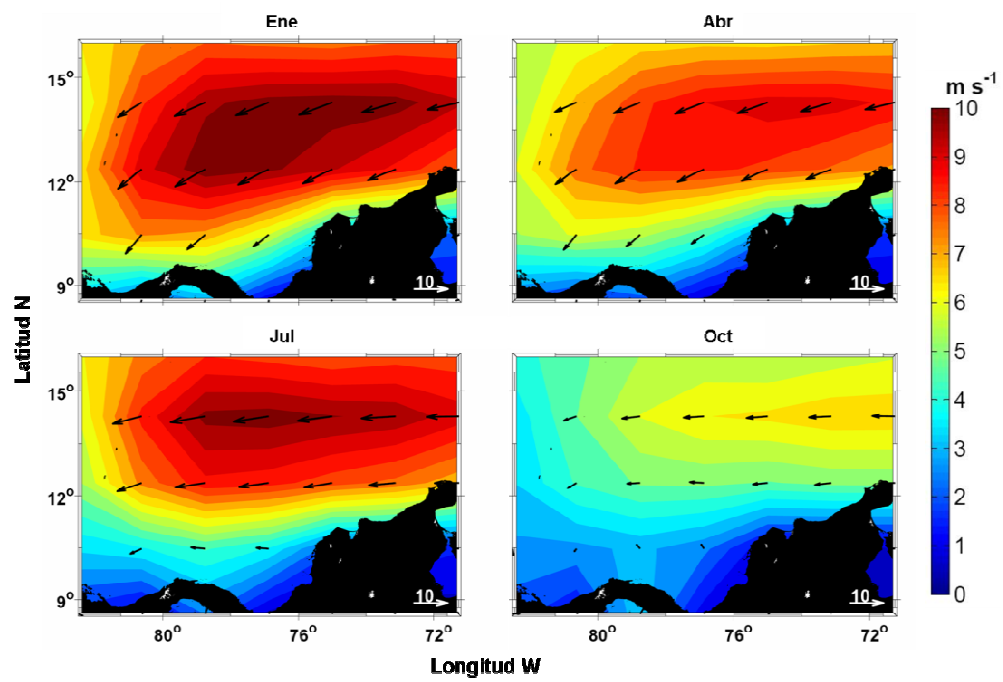


Figura 3

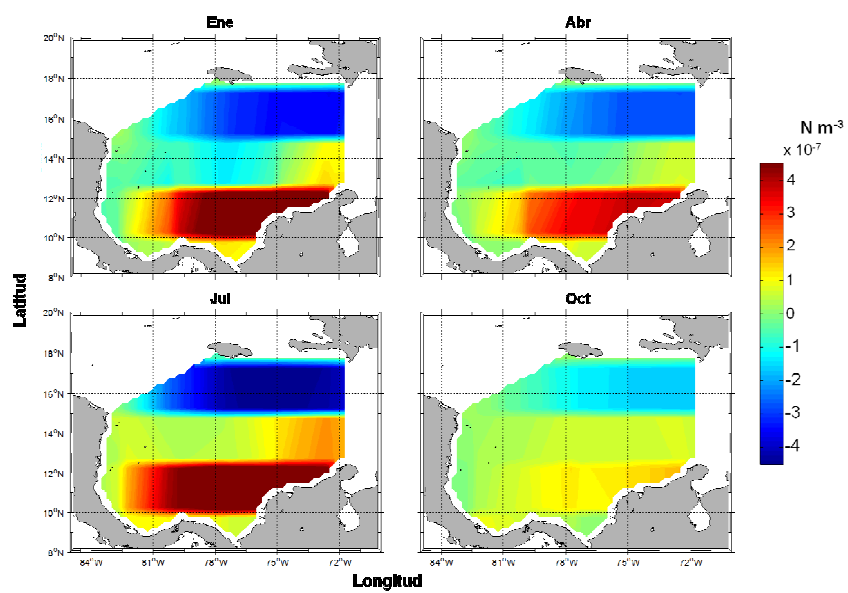


Figura 4

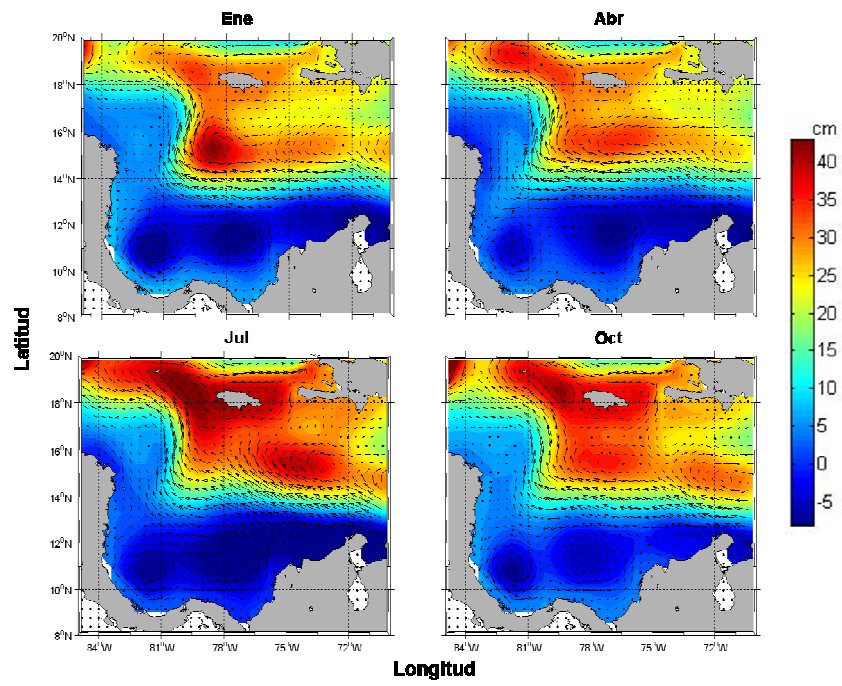


Figura 5

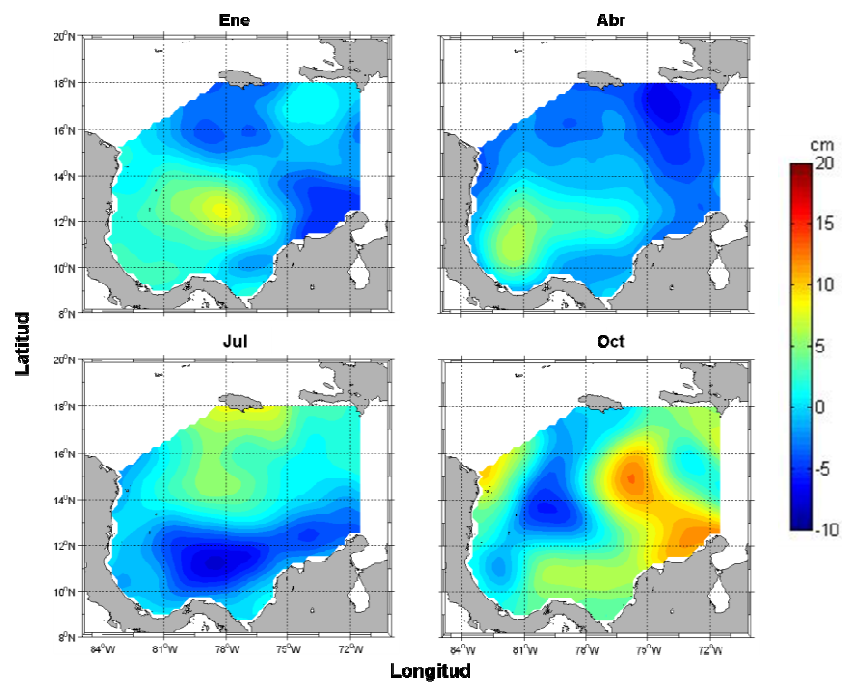


Figura 6

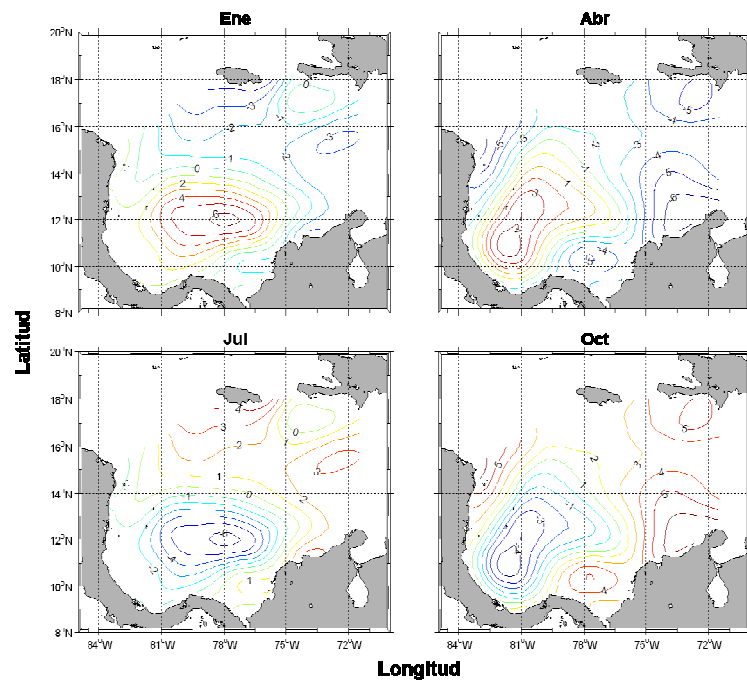


Figura 7

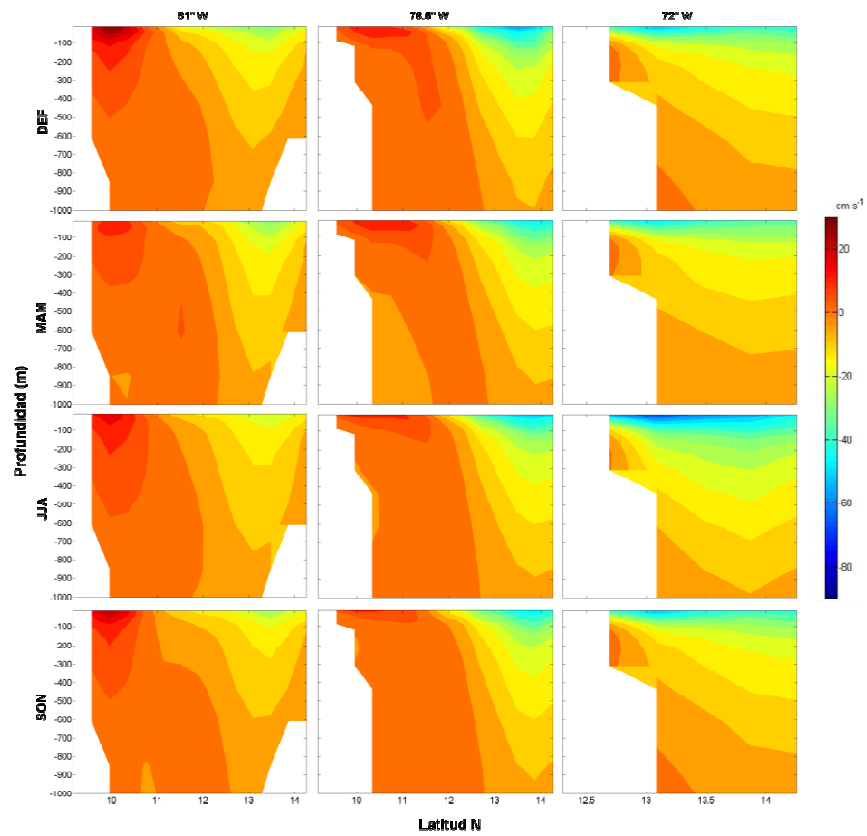


Figura 8

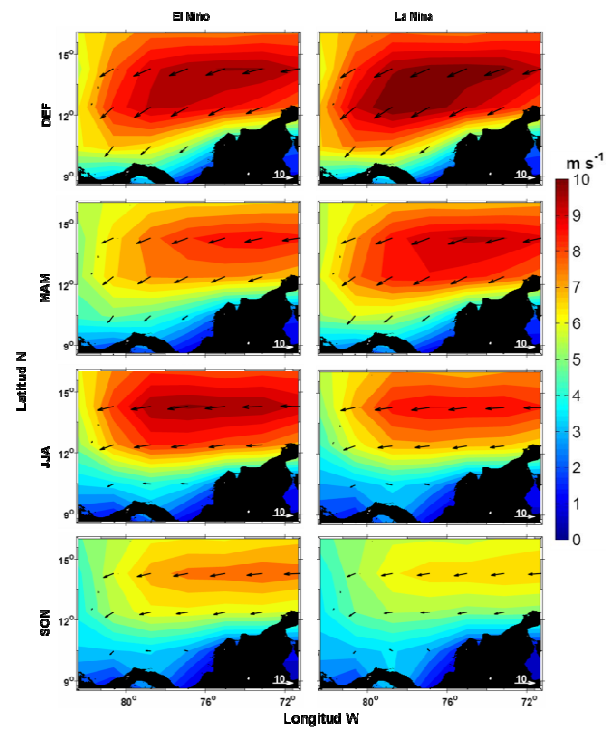


Figura 9

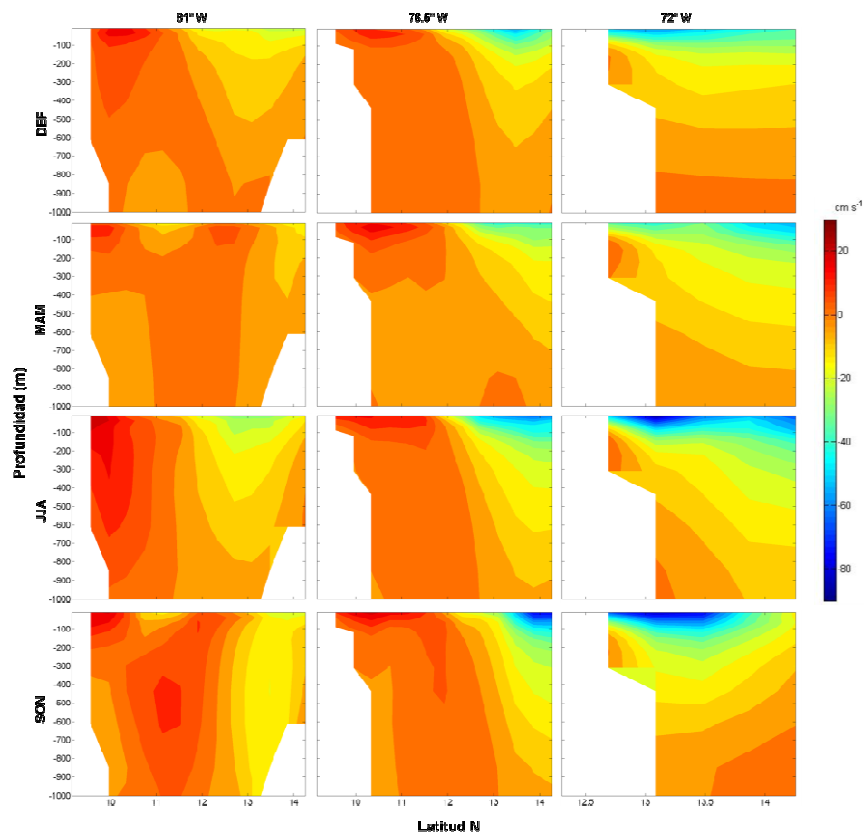


Figura 10

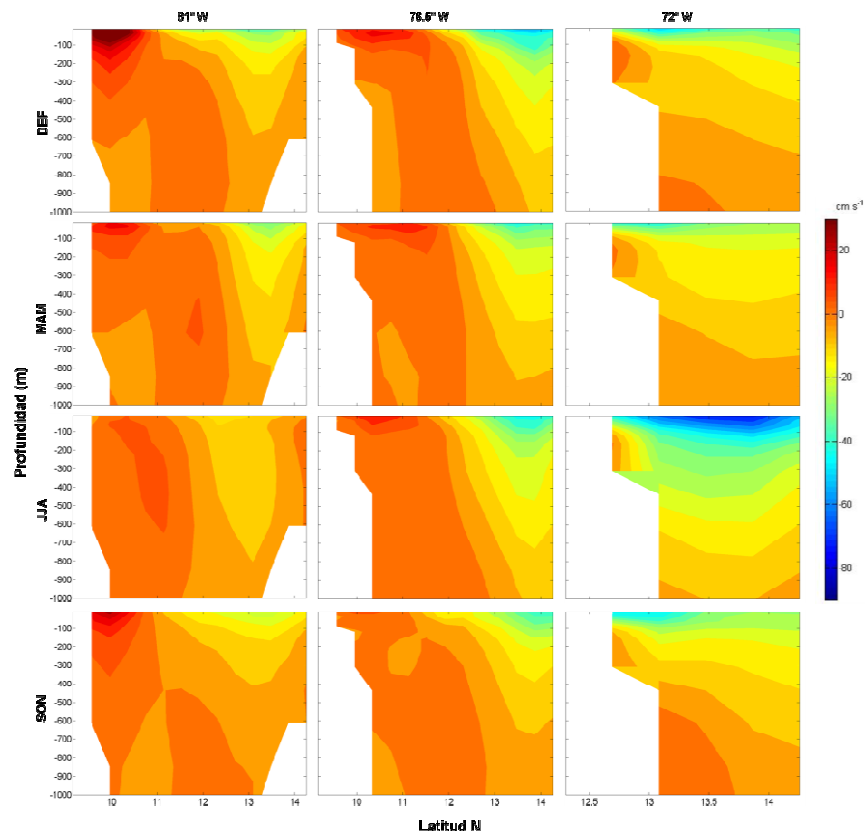


Figura 11

Tabla 1. Varianza explicada por el ajuste estacional [%] de las anomalías de nivel del mar de AVISO, nivel del mar del POCM-4C y rotacional del esfuerzo del viento.

Región	Anomalías del nivel del mar de AVISO	Nivel del mar del POCM-4C	Rotacional del esfuerzo del viento
GPC	30	90	40
CPC (Hasta 75°W)	40	80	60
Costas de la Guajira	70	90	50
Norte de 14°N	10	40	30

GPC: Giro Panamá-Colombia, CPC: Contracorriente Panamá-Colombia.

2. Aspectos biológicos.