



Transporte de humedad entre el mar Caribe, el Pacífico tropical oriental y el norte de Suramérica y sus consecuencias en la salinidad superficial del mar

Moisture Transport between the Caribbean Sea, the Eastern Tropical Pacific, and Northern South America and its Consequences for the Sea Surface Salinity

Antonio González Dumar*, Gladys Rocío Bernal Franco y Jaime Ignacio Vélez Upegui

0000-0002-6537-7015

0000-0001-6333-6028

0000-0002-2042-9459

Universidad Nacional de Colombia, sede Medellín, Antioquia. amgonzalezd@unal.edu.co*, gbernal@unal.edu.co, jivelezu@unal.edu.co

* Autor de correspondencia / Corresponding author

RESUMEN

El transporte de humedad entre el Caribe y el Pacífico tropical oriental se canaliza en chorros de bajo nivel y tiene efectos en la salinidad, con repercusiones en la circulación global. Para entender cuánta agua se transporta en distintas escalas temporales, cuál es el papel de los chorros de bajo nivel y cuál es la relación con la salinidad superficial en las cuencas Colombia (Caribe) y Panamá (Pacífico), con datos de ERA5 se calcularon los balances de humedad de cada vertiente y con datos de GODAS las condiciones de salinidad superficial. Los valores absolutos del transporte de humedad en los chorros fueron mayores que los de toda la frontera. Hay transporte de humedad en dirección contraria a los chorros en niveles más altos de la atmósfera. Las condiciones medias de los balances, así como su variabilidad anual, guardan relación con la cambiante salinidad del mar. El balance atmosférico neto de la vertiente Caribe es negativo generando condiciones de mayor concentración de sal, mientras el de la vertiente Pacífico es positivo, generando condiciones de dilución. En las escalas estacionales los balances atmosféricos y su respuesta de salinidad indican diferencias importantes entre las dos vertientes. En cambio, en escalas interanuales los balances atmosféricos no mostraron relación con el ENSO y las respuestas de la salinidad parecen estar controladas por la advección de agua en la circulación superficial.

PALABRAS CLAVE: balance de humedad atmosférica, chorros de bajo nivel, salinidad superficial del mar, cuenca Colombia, cuenca Panamá

ABSTRACT

Moisture transport between the Caribbean and the Pacific Tropical Eastern is funneled in low-level jets and has effects on oceanography, with repercussions on global circulation. To understand how much water is transported on different time scales, what is the role of low-level jets, and their relationship with surface salinity in the Colombia (Caribbean) and Panama (Pacific) basins, data from ERA5 were used to calculate the moisture balances of each catchment area, and data from GODAS to estimate the surface salinity. The absolute values of moisture transport in the jets were greater than those of the entire boundaries. There is moisture transport in the opposite direction to the jets at higher levels of the atmosphere. The average conditions of the balances, as well as their annual variability, are related to the salinity conditions of the sea. The net atmospheric balance of the Caribbean catchment area is negative, generating conditions of higher salt concentration, while that of the Pacific is positive, generating dilution. At the seasonal scales, the atmospheric balances and their salinity response indicate important differences between the two catchment areas. Meanwhile, at the interannual scales, the atmospheric balances did not show relationship with ENSO and the salinity answer seems to be forced by advection of water in the surface circulation.

KEYWORDS: Atmospheric humidity balance, Low level jets, Sea surface salinity, Colombia Basin, Panama Basin

INTRODUCCIÓN

El cinturón de la circulación global se mantiene gracias a la formación de masas de agua profunda en el Atlántico norte, uno de cuyos motores es la alta salinidad del océano Atlántico, debida, entre otros factores, al transporte de humedad atmosférica desde el Atlántico hacia el Pacífico, que ocurre principalmente a través del istmo de Panamá (Zaucker *et al.*, 1994; Benway y Mix, 2004). Así, el océano Pacífico recibe humedad desde el océano Atlántico por la atmósfera que a través de la precipitación mantiene una salinidad menor que la del Atlántico resultando un gradiente de sal entre estos dos océanos fundamental para la circulación global (Zaucker *et al.*, 1994; Rahmstorf, 1996).

Las variaciones en la salinidad superficial del mar se originan en los flujos de agua dulce a través de la superficie en un balance entre la advección, la mezcla vertical, la evaporación (E) y la precipitación (P) (Martins y Stammer, 2015). Cerca de los continentes, la descarga de los ríos (R), también juega un papel importante. En la región de estudio, hacia el lado del Pacífico, la piscina de agua dulce del Pacífico tropical oriental (EPFP por sus siglas en inglés) corresponde a la zona del Pacífico tropical oriental que permanece con salinidades menores a 34, con un núcleo de valores menores a 33 en la esquina de Centro y Sudamérica, en la cuenca de Panamá (Alory *et al.*, 2012). De acuerdo con Benway y Mix (2004), esta baja salinidad es producto de un exceso de precipitación sobre la evaporación bajo la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ por sus siglas en inglés) en conjunto con flujos de agua dulce desde los Andes y la región Caribe. El lado Caribe recibe menos precipitación y está sujeto a mayor evaporación que el Pacífico tropical oriental, lo que explica sus aguas más saladas (Amador *et al.*, 2006). Sin embargo, aunque la esquina suroccidental del mar Caribe es una región donde en las condiciones medias la evaporación domina sobre la precipitación, el rincón entre Centro y Sudamérica (cuenca Colombia) tiene una alta estacionalidad en la que parte del año (junio a noviembre) domina la precipitación sobre la evaporación (Beier *et al.*, 2017).

El transporte atmosférico de agua entre el Caribe, el Pacífico tropical oriental y el norte de Suramérica se intensifica en varios chorros atmosféricos de bajo nivel (Low Level Jets, Figura 1). El chorro del Caribe (Caribbean Low Level Jet, CLLJ), con dirección predominante oriente-occidente, está asociado con mucho del transporte de humedad desde el Atlántico tropical hasta el Caribe, llevándola hasta el istmo de Panamá (Cook y Vizy, 2010). Parte de esta humedad

INTRODUCTION

The global circulation belt is maintained thanks to the formation of deep-water masses in the northern Atlantic, one of whose drivers is the high salinity of the Atlantic Ocean, which, among other factors, is due to the transport of atmospheric moisture from the Atlantic towards the Pacific, mainly taking place by means of the Panama Isthmus (Zaucker *et al.*, 1994; Benway and Mix, 2004). Thus, the Pacific Ocean receives moisture from the Atlantic Ocean through the atmosphere, which, by means of precipitation, maintains a salinity lower than that of the Atlantic, resulting in a salt gradient between these two oceans, which is fundamental for global circulation (Zaucker *et al.*, 1994; Rahmstorf, 1996).

Variations in sea surface salinity originate in freshwater flows across the surface, with a balance between advection, vertical mixing, evaporation (E), and precipitation (P) (Martins and Stammer, 2015). Near the continents, river discharge (R) also plays a fundamental role. In the study region, towards the Pacific, the Eastern Pacific Freshwater Pool (EPFP) is the area of the eastern tropical Pacific that maintains salinities lower than 34, with a core of values lower than 33 at the corner of Central and South America in the Panama basin (Alory *et al.*, 2012). According to Benway and Mix (2004), this low salinity is the product of an excess of precipitation over evaporation under the Intertropical Convergence Zone, together with freshwater flows from the Andes and the Caribbean region. The Caribbean side receives less precipitation and undergoes a higher evaporation than the eastern tropical Pacific, which explains its saltier waters (Amador *et al.*, 2006). However, even though the southwestern corner of the Caribbean Sea is a region where evaporation prevails over precipitation under average conditions, the corner between Central and South America (Colombian basin) has a high seasonality, in which precipitation prevails over evaporation during a part of the year (June to November) (Beier *et al.*, 2017).

The atmospheric transport of water between the Caribbean, the eastern tropical Pacific, and northern South America intensifies in several low-level atmospheric jets (Figure 1). The Caribbean low-level jet (CLLJ), with a predominant East-West direction, is associated with a great portion of the moisture transport from the tropical Atlantic to the Caribbean, taking it up to the Panama isthmus (Cook and Vizy, 2010). A part of this moisture goes onto the Pacific via the Panama isthmus through two topographic straits (the

pasa hacia el Pacífico a través del istmo de Panamá por dos estrechos topográficos (las planicies bajas de Nicaragua y Costa Rica y el istmo de Panamá), transportada por los chorros de viento de Papagayo y Panamá (Chelton *et al.*, 2000a; Amador *et al.*, 2006; Kessler, 2006). En la cuenca de Panamá (que corresponde a la ecorregión de la Ensenada de Panamá), un chorro de dirección contraria al CLLJ (oeste-este), el chorro del Chocó (Choco Jet, ChJ) (Poveda y Mesa, 2000), transporta agua hacia el continente y alimenta las cuencas de grandes ríos en Colombia, que vierten sus aguas principalmente al Caribe. La escorrentía que llega al Caribe colombiano compensa en buena medida el desbalance entre evaporación y precipitación en la cuenca Colombia, generando una zona de dilución al sur de 12° N (Beier *et al.*, 2017). El comportamiento estacional e interanual del sistema océano – atmósfera en la región está condicionado por la migración de los centros subtropicales de presión atmosférica y la ITCZ, así como los chorros de viento de bajo nivel mencionados

El transporte de humedad mediante advección es el movimiento de masas de agua en forma de vapor que se produce como resultado de la circulación del viento. Junto con la precipitación y la evaporación, determina las condiciones climáticas locales de un territorio, como la presencia de sequías o precipitaciones intensas (Schumacher *et al.*, 2020). Matemáticamente, es posible cuantificarlo a través del producto de la humedad específica de un territorio con la velocidad del viento, integrado en una porción de la atmósfera; de esta manera, el transporte de humedad mediante advección corresponde a una variable con magnitud y dirección (Cuartas y Poveda, 2002).

El transporte neto de humedad, que relaciona el flujo de entrada y salida en una zona, indica si hay ganancias o pérdidas (Schumacher *et al.*, 2020) en la atmósfera, que en el balance de conservación de masa se compensan con el intercambio de agua líquida superficial en el océano. Cuando el transporte neto es positivo hay un aporte de agua dulce a la superficie, pero si es negativo la superficie pierde agua por evaporación. De esta forma, los balances atmosféricos pueden ser indicadores de balances oceánicos y explicar cambios de salinidad en cuencas oceánicas.

Entonces el transporte de agua entre el Caribe, el Pacífico tropical oriental y el continente en el norte de Suramérica conforma un ciclo que tiene efectos en la oceanografía de estos dos rincones del Pacífico y el Atlántico, con repercusiones en la circulación global. Sin embargo, no existe información sobre cuánta agua se recircula en este ciclo, cuánta es intercambiada fuera de él, y cómo se acoplan los

low plains of Nicaragua and Costa Rica and the Panama isthmus), transported by the Papagayo and Panama wind jets (Chelton *et al.*, 2000a; Amador *et al.*, 2006; Kessler, 2006). In the Panama basin (which corresponds to the Panama Cove eco-region), a jet with a direction contrary to the CLLJ (West-East), the Chocó jet (ChJ) (Poveda and Mesa, 2000), transports water towards the continent and feeds the basins of large rivers in Colombia, which mainly pour their waters into the Caribbean. The runoff arriving at the Colombian Caribbean greatly compensates the imbalance between evaporation and precipitation in the Colombian basin, generating a dilution zone south of 12° N (Beier *et al.*, 2017). The seasonal and interannual behavior of the ocean-atmosphere system in the region is conditioned by the migration of the subtropical atmospheric pressure centers and the ITCZ, as well as the aforementioned low-level wind jets.

Moisture transport by advection is the movement of water masses in the form of vapor which is produced as a result of wind circulation. Together with precipitation and evaporation, it determines the local climatic conditions of a territory, such as the presence of droughts or intense precipitations (Schumacher *et al.*, 2020). Mathematically, it is possible to quantify it by means of the product between the specific moisture of a territory and the wind velocity, integrated in a portion of the atmosphere. Thus, moisture transport by advection corresponds to a variable with a magnitude and a direction (Cuartas and Poveda, 2002).

The net moisture transport, which relates the entry and exit flows of an area, indicates whether there are gains or losses (Schumacher *et al.*, 2020) in the atmosphere. In the balance of mass conservation, these compensate with exchange of surface liquid water in the ocean. When the net transport is positive, there is a freshwater contribution to the surface, but, if it is negative, the surface loses water by evaporation. In this way, atmospheric balances can be indicators of oceanic balance and explain salinity changes in oceanic basins.

Thus, water transport between the Caribbean, the eastern tropical Pacific, and the continent in northern South America constitutes a cycle with effects on the oceanography of these two corners of the Pacific and the Atlantic, as well as repercussions in global circulation. However, there is no information about how much water is recirculated in this cycle, how much is exchanged outside it, and how the water balances are coupled to seasonal and interannual conditions within the cycle. Therefore, the purpose of this research was to make a conceptual representation of the water cycle in the

balances de agua dentro del ciclo a las condiciones estacionales e interanuales. Por lo tanto, el propósito de esta investigación fue hacer una representación conceptual del ciclo del agua en la zona SW del mar Caribe, el norte de Suramérica y el Pacífico tropical oriental. Para lograrlo, se cuantificaron los flujos de agua atmosféricos en las vertientes Caribe y Pacífico (incluidos continente y océano), y se calcularon los balances entre las entradas y salidas de estos en distintas escalas temporales (media, trimestral e interanual). Ya que en estos balances el agua en exceso o defecto es recibida o perdida por el océano, los resultados se discuten en función de la oceanografía de la zona SW del mar Caribe y el Pacífico tropical oriental; sus implicaciones en el sistema climático; y su relación con fenómenos macro climáticos.

Cuantificar los flujos que ocurren en este ciclo permite comprender la interacción climática de estas tres regiones en fronteras más amplias que los chorros, lo cual es importante a la hora de interpretar resultados de modelos de distribución de humedad en la zona. La información de los balances en distintas escalas temporales es de interés en múltiples ámbitos, como el pronóstico de lluvias y caudales de ríos para los sectores de agricultura y generación de energía; o la elaboración de políticas para la gestión del riesgo de crecientes o sequía; o la interpretación de los forzamientos de salinidad superficial de las cuencas oceánicas.

METODOLOGÍA

Para calcular los transportes de humedad entre el Caribe (cuenca Colombia) y el Pacífico (cuenca de Panamá), se delimitaron dos regiones marinas con sus respectivas vertientes hidrológicas, separadas por la divisoria de aguas de las cordilleras, tal como se muestra en la Figura 1.

El transporte de humedad atmosférica fue calculado en las fronteras de cada vertiente mediante la integración del flujo de masa que ocurre en un diferencial de área sobre las paredes que delimitan cada región, según la metodología de Cuartas y Poveda (2002). Para ello, se calcularon los transportes de humedad meridional y zonal que se presentan en una latitud y longitud establecidas (Ecuación 1) y se integraron entre dos niveles de presión en la atmósfera (Ecuación 2).

$$Q(\lambda, \varphi, t) = Q_{\lambda}I + Q_{\varphi}J \text{ Ecuación 1}$$

$$Q_{\lambda} = \int_{p_i}^{p_s} qu \cdot \frac{dp}{g}; Q_{\varphi} = \int_{p_i}^{p_s} qv \cdot \frac{dp}{g} \text{ Ecuación 2}$$

SW area of the Caribbean Sea, northern South America, and the eastern tropical Pacific. To this effect, the atmospheric water flows in the Caribbean and Pacific catchment areas (including the continent and the ocean) were quantified, and the balances between their inlets and outlets were calculated in different temporal scales (mean, quarterly, and interannual). Given that, in these balances, excess water is received by the ocean and a lack thereof is lost by it. The results are discussed in terms of the oceanography of the SW area of the Caribbean Sea and the eastern tropical Pacific, as well as of its implications in the climate system and its relationship with macroclimatic phenomena.

Quantifying the flows occurring in this cycle allows understanding the climatic interaction of these three regions in boundaries broader than the jets, which is important when it comes to interpreting the results of moisture distribution models in the area. The information regarding balances at different temporal scales is of interest in multiple fields, such as the forecasting of rainfall and river flows for the agriculture and energy generation sectors, policymaking for risk management with regard to rising waters and droughts, or the interpretation of surface salinity forcings in oceanic basins.

METHODOLOGY

In order to calculate the moisture transport between the Caribbean (Colombian basin) and the Pacific (Panama basin), two marine regions were defined along with their corresponding hydrological catchment areas, separated by the mountain range water divide, as shown in Figure 1.

The atmospheric moisture transport was calculated for the boundaries of each catchment area by integrating the flow of mass occurring within an area differential on the walls demarcating each region, according to the methodology of Cuartas and Poveda (2002). To this effect, the meridional and zonal moisture transports taking place at an established latitude and longitude (Equation 1) were calculated and integrated between two pressure levels in the atmosphere (Equation 2).

$$Q(\lambda, \varphi, t) = Q_{\lambda}I + Q_{\varphi}J \text{ Equation 1}$$

$$Q_{\lambda} = \int_{p_i}^{p_s} qu \cdot \frac{dp}{g}; Q_{\varphi} = \int_{p_i}^{p_s} qv \cdot \frac{dp}{g} \text{ Equation 2}$$



Figura 1. Delimitación de las vertientes y límites de cálculo de flujos. Cada extremo de las fronteras está marcado por los triángulos amarillos así: (1) cordillera oriental de Colombia (2) cuenca de Venezuela (3) cuenca Caimán (4) Centroamérica (5) cordillera occidental de Colombia (6) océano Pacífico (7) norte de Centroamérica. Se muestra la ubicación de los chorros de bajo nivel atmosféricos incluidos en el área (Caribe, Papagayo, Panamá y Chocó).

Figure 1. Demarcation of the flow calculation catchment areas and boundaries. Each edge of these boundaries is outlined with yellow triangles as follows: (1) Colombian Eastern Mountain Range, (2) Venezuela Basin, (3) Caimán Basin, (4) Central America, (5) Colombian Western Mountain Range, (6) Pacific Ocean, and (7) Northern Central America. The location of low-level atmospheric jets in the area (Caribbean, Papagayo, Panamá, and Chocó) is shown.

En las ecuaciones anteriores, q corresponde a la humedad específica, medida en kg de agua sobre kg de aire; u y v a la magnitud de las componentes zonal y meridional del viento; dp es un diferencial de presión atmosférico; g la aceleración de la gravedad; p_i el tope inferior de la porción de la atmósfera en el cual se realiza la integración y p_s el tope superior. El transporte de humedad meridional Q_p (zonal Q_z) es obtenido a partir de la componente meridional del viento v (zonal u). I y J son los vectores unitarios (0,1) y (1,0) que representan el sentido de las componentes en el espacio y descomponen el transporte total de humedad en un pixel.

La información de las variables hidroclimáticas fue tomada de promedios mensuales del reanálisis ERA-5 (Hersbach *et al.*, 2020), para una altura entre 300 hPa y 1000 hPa, que abarca la magnitud vertical de los chorros centroamericanos. El periodo de registro de los datos comprende entre enero de 1979 y febrero de 2019 y la resolución espacial es $0,25^\circ \times 0,25^\circ$. Los transportes de humedad en las fronteras y los balances de cada vertiente se calcularon para el valor medio, los trimestres hidrometeorológicos en Colombia (diciembre-febrero DEF,

In the above equations, q corresponds to the specific moisture, measured in kg of water by kg of air; u and v denote the magnitude of the zonal and meridional components of the wind; dp is an atmospheric pressure differential; g is the acceleration of gravity; p_i is the lower limit of the portion of the atmosphere on which the integration is performed; and p_s is the upper limit. The meridional moisture transport Q_p (zonal: Q_z) is obtained from the original component of the wind v (zonal: u). I and J are unit vectors (0.1) and (1.0) representing the direction of the components in space and decomposing the total moisture transport in a pixel.

The data regarding hydroclimatic variables were taken from monthly averages of the ERA-5 reanalysis (Hersbach *et al.*, 2020) for an altitude between 300 hPa and 1000 hPa, which encompasses the vertical magnitude of the Central American jets. The data recording period goes from January 1979 to February 2019, and the spatial resolution is $0.25^\circ \times 0.25^\circ$. The moisture transport at the boundaries and the balances of each catchment area were calculated for a mean value, the hydrometeorological quarters of Colombia (December-February, DEF; March-May, MAM;

marzo-mayo MAM, junio-agosto JJA, septiembre-noviembre SON), y las condiciones ENSO (Niño, Niña y Neutral). Las condiciones ENSO fueron basadas en el índice ONI (Oceanic Niño Index), promediando los transportes de todos los meses para cada condición. El índice ONI fue escogido ya que es el índice más utilizado para definir los eventos Niño y Niña y su duración. Así se incluyeron los eventos El Niño canónico (1979-1980, 1982-1983, 1986-1988, 1991-1992, 1994-1995, 2002-2003, 2004-2005, 2014-2016, 2018-2019), el Niño Modoki (1997-1998, 2006-2007, 2009-2010) y La Niña (1983-1984, 1984-1985, 1988-1989, 1995-1996, 1998-2001, 2005-2006, 2007-2008, 2008-2009, 2010-2012, 2016, 2017-2018). La salinidad media, estacional y para cada condición ENSO fue tomada del sistema GODAS (Behringer y Xue, 2004), con datos entre 1980 – 2019, y resolución espacial $0,33^{\circ}$ N x $1,0^{\circ}$ W.

RESULTADOS

Las velocidades del viento y los transportes de humedad en los chorros de bajo nivel incluidos en el área de estudio se representan en la Figura 2. La Tabla 1 resume las velocidades y los transportes de humedad máximos (90 %) para cada chorro. La máxima advección de humedad en los chorros del Caribe y Papagayo está desplazada del núcleo de máxima velocidad del viento. CLLJ tiene la velocidad y transporte de humedad más altos entre los chorros.

La entrada de humedad a la vertiente Caribe ($480,5$ t/s) es mayor que la de la vertiente Pacífico (367 t/s), pero en el Caribe las salidas de humedad son mayores que las entradas (Tabla 2). Así, el flujo neto de humedad atmosférica en la vertiente Caribe es negativo, indicando que en las condiciones medias la cuenca Colombia pierde agua (aumenta la salinidad). El flujo neto de la vertiente Pacífico es positivo, indicando que la cuenca de Panamá gana agua (disminuye la salinidad). No obstante, las pérdidas de humedad de la atmósfera en la vertiente Caribe son una décima parte de las ganancias de humedad de la atmósfera en la vertiente Pacífico. Los valores netos del transporte integrado en las fronteras de Centroamérica y Cuenca de Venezuela son menores que el transporte en el núcleo de los chorros centroamericanos y del Caribe. El transporte integrado en la frontera de la cordillera occidental tiene una resultante en dirección contraria al ChJ. Estos resultados se explican por los flujos en la alta atmósfera en dirección contraria a los chorros de bajo nivel (Figura 2).

Los balances estacionales (Tabla 3) indican diferencias importantes en las dos vertientes atmosféricas.

June-August, JJA; September-November, SON), and ENSO conditions (Niño, Niña, and Neutral). The ENSO conditions were based on the ONI (Oceanic Niño Index), averaging the transports of all months for each condition. The ONI was selected because it is the most widely used to define El Niño and La Niña events and their duration. Thus, canonic El Niño events were included (1979-1980, 1982-1983, 1986-1988, 1991-1992, 1994-1995, 2002-2003, 2004-2005, 2014-2016, 2018-2019), as well as El Niño Modoki events (1997-1998, 2006-2007, 2009-2010) and La Niña events (1983-1984, 1984-1985, 1988-1989, 1995-1996, 1998-2001, 2005-2006, 2007-2008, 2008-2009, 2010-2012, 2016, 2017-2018). The mean and seasonal salinities, as well as those for each ENSO condition, were taken from the GODAS system (Behringer and Xue, 2004), with data from the 1980-2019 period and a 0.33° N x 1.0° W spatial resolution.

RESULTS

Wind speeds and moisture transport in the low-level jets included in the study area are depicted in Figure 2. Table 1 summarizes the maximum speeds and moisture transports (90 %) for each jet. The maximum moisture advection in the Caribbean and Papagayo jets is offset from the maximum wind speed core. The CLLJ has the highest speed and moisture transport among the jets.

The moisture entry to the Caribbean catchment area (480.5 t/s) is higher than that of the Pacific catchment area (367 t/s), but, in the Caribbean, the moisture exit is higher than the entry (Table 2). Thus, the net atmospheric moisture flow in the Caribbean catchment area is negative, indicating that, in average conditions, the Colombian basin loses water (*i.e.*, the salinity increases). The net flow of the Pacific catchment area is positive, indicating that the Panama basin gains water (*i.e.*, the salinity decreases). Nevertheless, atmospheric moisture losses in the Caribbean catchment area are a tenth of the atmospheric moisture gains in the Pacific catchment area. The net integrated transport values at the boundaries of Central America and the Venezuela Basin are lower than the transport at the core of the Central American and Caribbean jets. The integrated transport of the Western Mountain Range has a resultant in the opposite direction to the ChJ. These results are explained by the high-atmospheric flows in the opposite direction to the low-level jets (Figure 2).

The seasonal balances (Table 3) indicate significant differences in the two atmospheric catchment areas. While the balance is negative in the Caribbean catchment area during

Mientras en la vertiente Caribe el balance es negativo el primer semestre del año y positivo el segundo, en la vertiente Pacífico los balances son positivos en todos los trimestres. La variabilidad estacional en el Caribe es mayor, existiendo diferencias entre estaciones de hasta 233 t/s en el Caribe y de 92 t/s en el Pacífico. La estación en la cual pierde más humedad el Caribe es DEF y en la cual gana más humedad es SON. La estación en la cual gana más humedad el Pacífico es JJA y en la cual gana menos es SON.

the first semester of the year and positive during the second, the balances are positive in the Pacific catchment area in all quarters. The seasonal variability of the Caribbean is higher, with differences between stations of up to 233 t/s in the Caribbean and 92 t/s in the Pacific. The season in which the Caribbean loses the most moisture is DEF, and it gains the most moisture in SON. The station in which the Pacific gains the most moisture is JJA, and it gains the least moisture during SON.

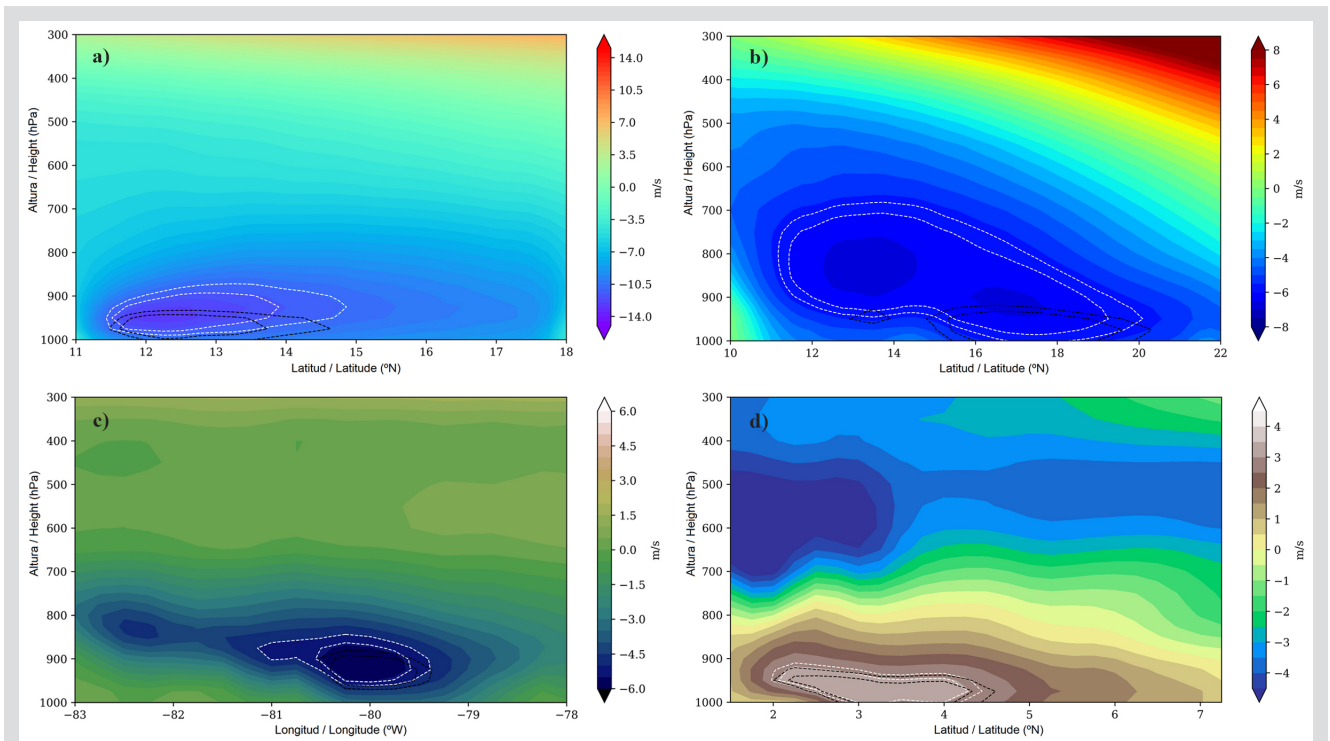


Figura 2. Velocidad del viento promedio (colores y contornos de líneas punteadas blancas) y advección de humedad promedio (contornos de líneas punteadas negras) en **a)** el chorro del Caribe (71° W, 11° N y 18° N), **b)** el chorro de Papagayo (83,75° W, 10° N y 22° N) **c)** el chorro de Panamá (8° N, 78° W y 83° W) y **d)** el chorro del Chocó (78° W, 1,5° N 7,25° N). Los contornos representan los núcleos de máxima velocidad del viento (blancos) y máximo transporte de humedad mediante advección (negros). Para ambos casos, el contorno interior representa 95 % del valor máximo encontrado en el perfil mientras que el contorno exterior representa 90 %. Note que las escalas de color de la velocidad del viento son diferentes para cada chorro.

Figure 2. Average wind speed (colors and contours with white dotted lines) and average moisture advection (contours with black dotted lines) in **a)** the Caribbean jet (71° W, 11° N, and 18° N), **b)** the Papagayo jet (83,75° W, 10° N, and 22° N), **c)** the Panama jet (8° N, 78° W, and 83° W), and **d)** the Chocó jet (78° W, 1,5° N, and 7,25° N). Contours represent the wind maximum speed cores (white) and the maximum moisture transport via advection (black). For both cases, the inner contour represents 95 % of the maximum value found in the profile, whereas the outer contour represents 90 %. Note that the color scales of the wind speed are different for each jet.

Tabla 1. Velocidad del viento y advección de humedad en los núcleos (90 % de advección de humedad) en cada chorro incluido en el área.

Chorro de bajo nivel / Low-level jet	Velocidad del viento / Wind speed (m/s)	Transporte de agua / Water transport (t/s)
Caribe / Caribbean	11.6	1,291.7
Papagayo	6.04	644.4
Panamá	5.4	536.1
Chocó	3.03	350

Table 1. Wind speed and moisture advection in the cores (90% of moisture advection) for each jet in the area.

Tabla 2. Balances medios de transporte de humedad atmosférica para las vertientes Caribe y Pacífico.

Flujos atmosféricos vertiente Caribe / Atmospheric flows of the Caribbean catchment area		Flujos atmosféricos vertiente Pacífico / Atmospheric flows of the Pacific catchment area	
Frontera / Boundary	Transporte / Transport (t/s)	Frontera / Boundary	Transporte / Transport(t/s)
Cuenca Caimán / Cayman Basin	-137.84	Norte de Centroamérica / Northern Central America	-5.15
Cuenca de Venezuela / Venezuelan Basin	259.70	Océano Pacífico / Pacific Ocean	-116.50
Cordillera oriental de Colombia / Colombian Eastern Mountain Range	220.81	Centroamérica / Central America	320.27
Centroamérica / Central America	-320.27	Cordillera occidental de Colombia / Colombian Eastern Mountain Range	46.90
Cordillera occidental de Colombia / Colombian Western Mountain Range	-46.90		
Balance	-24.50	Balance	245.53

No ocurre entonces que cuando el Caribe pierde más humedad, el Pacífico gane más o viceversa. Ya que en DEF la mayor salida de humedad de la vertiente Caribe es hacia la del Pacífico, el hecho de que esta última gana más humedad en JJA que en DEF se explica porque en DEF la vertiente Pacífico exporta más humedad al océano que en JJA. En SON, cuando se intensifica el ChJ, se presentan los valores más bajos de transporte neto desde la vertiente Caribe al Pacífico por la cordillera occidental.

Tabla 3. Balances de transporte de humedad atmosférica para condiciones estacionales.

Flujos atmosféricos vertiente Caribe / Atmospheric flows of the Caribbean catchment area					Flujos atmosféricos vertiente Pacífico / Atmospheric flows of the Pacific catchment area				
Frontera / Boundary	Transporte / Transport (t/s)				Frontera / Boundary	Transporte / Transport (t/s)			
	DEF	MAM	JJA	SON		DEF	MAM	JJA	SON
Cuenca Caimán / Cayman Basin	-52.95	-106.11	-277.54	-116.17	Norte de Centroamérica / Northern Central America	11.50	-0.44	-30.56	-1.38
Cuenca de Venezuela / Venezuelan Basin	233.85	216.18	350.44	238.77	Océano Pacífico / Pacific Ocean	-246.88	-128.67	-81.55	-6.72
Cordillera oriental de Colombia / Colombian Eastern Mountain Range	145.13	192.49	370.81	176.09	Centroamérica / Central America	428.90	299.14	337.27	213.96
Centroamérica / Central America	-428.9	-299.14	-337.27	-213.96	Cordillera occidental de Colombia / Colombian Western Mountain Range	52.95	46.63	80.32	7.62
Cordillera occidental de Colombia / Colombian Western Mountain Range	-52.95	-46.63	-80.32	-7.62					
Balance	-155.83	-43.21	26.12	77.11	Balance	246.48	216.66	305.47	213.47

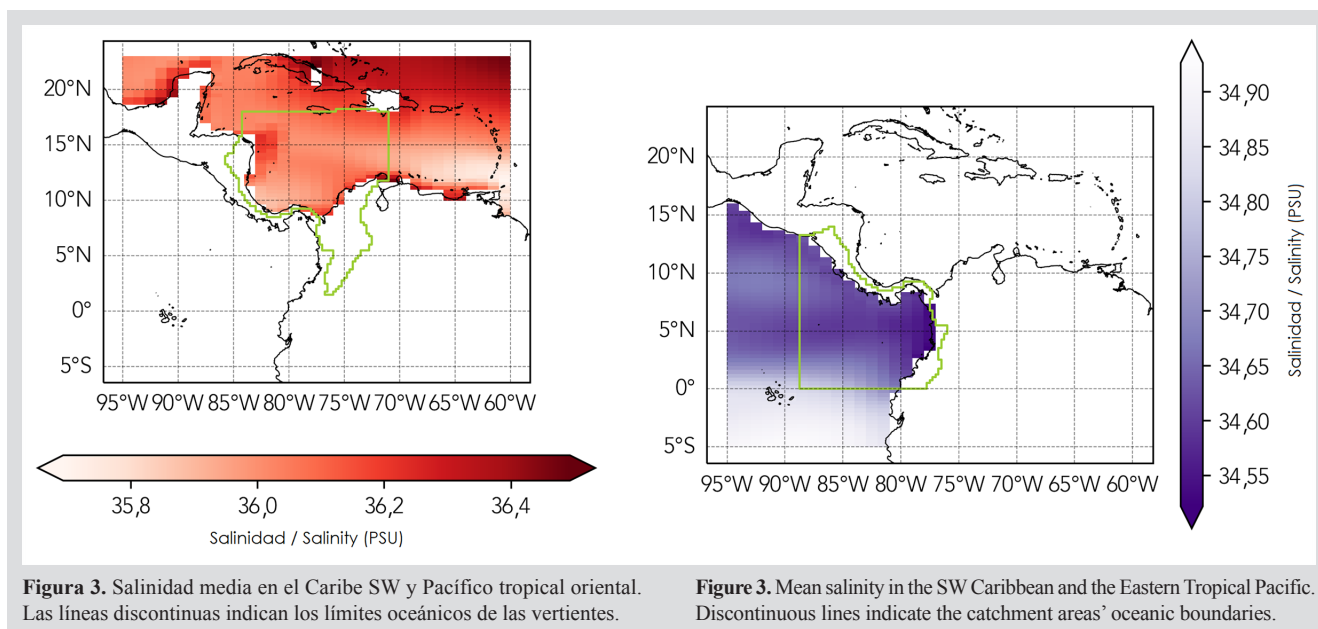
Table 2. Mean atmospheric moisture transport balances for the Caribbean and Pacific catchment areas.

Therefore, it does not happen that, when the Caribbean loses more moisture, the Pacific gains more, or *vice versa*. Given that, in DEF, the highest moisture exit of the Caribbean catchment area heads towards that of the Pacific. The fact that the latter gains more moisture during JJA than in DEF is due to the fact that, during DEF, the Pacific catchment area exports more moisture to the ocean than in JJA. In SON, when the ChJ intensifies, the lowest net transport values are reported from the Caribbean to the Pacific catchment area through the Western Mountain Range.

Table 3. Atmospheric moisture transport balances for seasonal conditions

Las respuestas a los déficits o ganancias de humedad por las fronteras atmosféricas se ven reflejadas en las condiciones de salinidad de las cuencas Colombia y Panamá. Las Figuras 3 a 5 representan la salinidad superficial media, y las anomalías trimestrales e interanuales de la salinidad en estas cuencas. En la condición media se destaca la mayor salinidad del Caribe (35,7 - 36,6) respecto al Pacífico (34,4 - 35,2). En la cuenca Colombia las menores salinidades se presentan a la entrada de la corriente del Caribe desde el Atlántico (aguas influenciadas por el Amazonas y el Orinoco) y en la esquina de Centroamérica. En la cuenca Panamá se ve la formación de una lengua de agua con baja salinidad que corresponde a la EPPF.

The responses to the moisture deficits or gains by the atmospheric boundaries are reflected on the salinity conditions of the Colombian and Panama basins. Figures 3 to 5 represent the mean surface salinity and the quarterly and interannual salinity anomalies in these basins. Among the average conditions, the higher salinity of the Caribbean (35.7 - 36.6) with respect to the Pacific (34.4 - 35.2) stands out. In the Colombian basin, the lowest salinities occur at the entrance of the Caribbean current from the Atlantic (waters influenced by the Amazon and the Orinoco) and at the corner of central America. In the Panama basin, the formation of a low-salinity water tongue which corresponds to the EPPF.



Estacionalmente, tanto en la cuenca Colombia como en la de Panamá se presentan salinidades más altas y bajas en MAM y SON, respectivamente. Durante SON en el Caribe y MAM en el Pacífico, hay coherencia con los flujos netos atmosféricos. Así, la máxima anomalía negativa en el Caribe ocurre durante los meses con el máximo flujo neto atmosférico positivo, y la máxima anomalía positiva en el Pacífico ocurre durante un trimestre con ganancias bajas. En cambio, durante MAM en el Caribe y SON en el Pacífico, la salinidad parece responder al balance del trimestre anterior.

Seasonally, and both the Colombian and the Panama basin, higher and lower salinities are observed in MAM and SON, respectively. During SON in the Caribbean and MAM in the Pacific, there is coherence with the net atmospheric flows. Thus, the maximum negative anomaly in the Caribbean occurs during the months with the maximum positive net atmospheric flow, and the maximum positive anomaly in the Pacific occurs during a quarter with low gains. On the other hand, during MAM in the Caribbean and SON in the Pacific, salinity seems to respond to the balance of the previous quarter.

Por su parte, los balances de los transportes de humedad en las vertientes para distintas condiciones ENSO se presentan en la Tabla 4. Las diferencias de los transportes netos atmosféricos entre las condiciones ENSO no son muy altas en ninguna de las dos cuencas, del orden de 31 t/s para

For their part, the moisture transport balances of the catchment areas for different ENSO conditions are presented in Table 4. The differences in the net atmospheric transports between the ENSO conditions are not very high in any of the two basins: 31 t/s for the Caribbean catchment area and 18.5 t/s

la vertiente Caribe y de 18,5 t/s para la Pacífico. De hecho, la correlación entre los balances de las dos vertientes con el índice ONI es muy baja (0,35 para la vertiente Caribe y 0,34 para la Pacífico). Un análisis de funciones empíricas ortogonales de las series temporales con los balances de las vertientes indicó que los modos de variabilidad mejor relacionados con el ENSO explican muy poco de la varianza, como se muestra en la Tabla 5 para las primeras 10 componentes principales de cada vertiente.

for the Pacific catchment area. In fact, the correlation between the balances of the two catchment areas with the ONI is very low (0.35 for the Caribbean catchment area and 0.34 for the Pacific catchment area). An orthogonal empirical functions analysis regarding the time series with the balances of the catchment areas indicated that the variability modes that are better related to the ENSO explain very little of the variance, as shown in Table 5 for the first ten principal components of each catchment area.

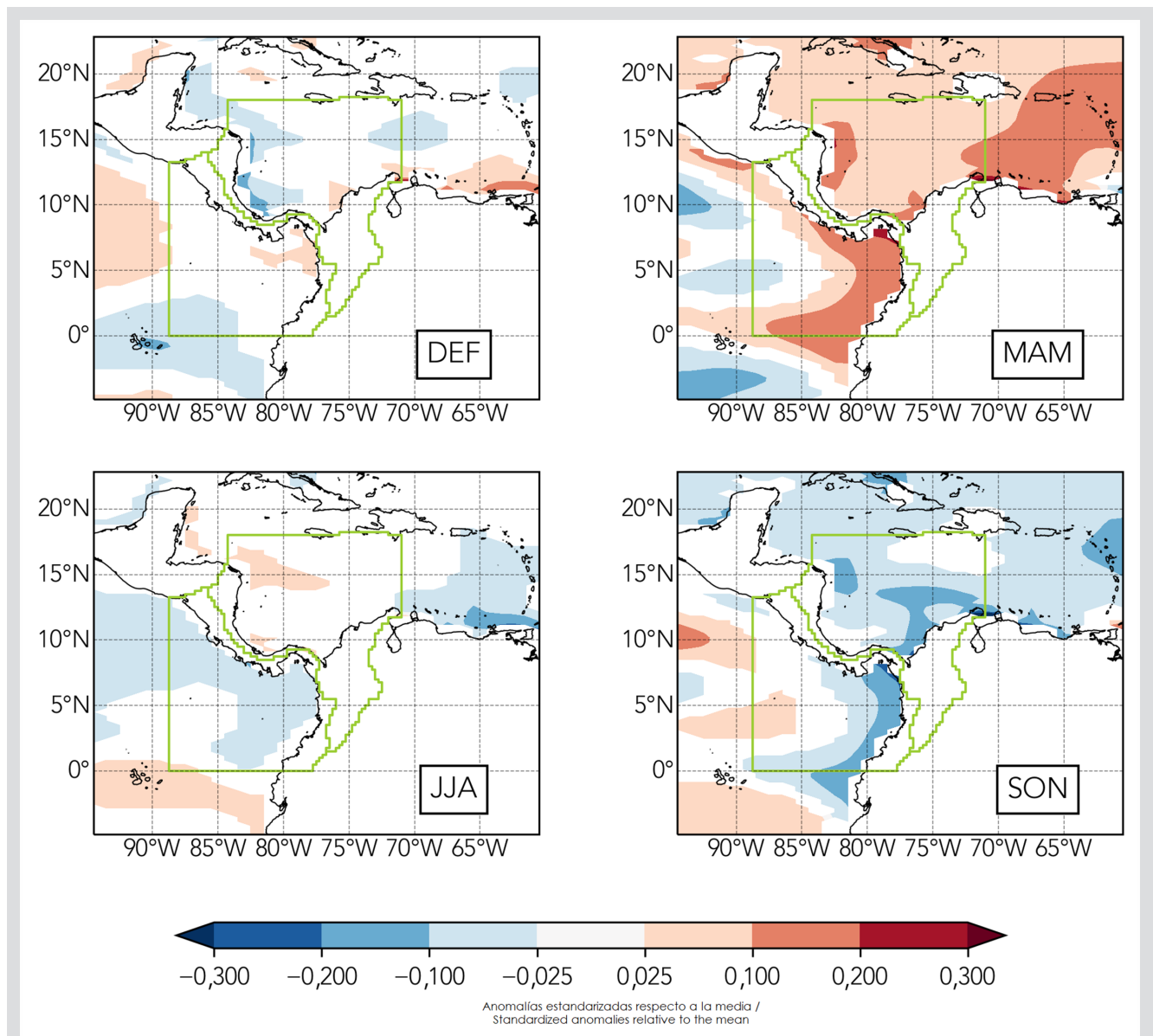


Figura 4. Anomalías estacionales de salinidad estandarizadas con respecto a la media en el Caribe SW y Pacífico tropical oriental.

Figure 4. Seasonal salinity anomalies standardized with respect to the mean in the SW Caribbean and the Eastern Tropical Pacific

**Tabla 4.** Balances de transporte de humedad atmosférica para condiciones ENSO.

Vertiente Caribe / Caribbean catchment area					Vertiente Pacífico / Pacific catchment area				
Frontera / Boundary	Transporte / Transport (t/s)				Frontera / Boundary	Transporte / Transport (t/s)			
	El Niño	La Niña	Neutro / Neutral	Media / Average		El Niño	La Niña	Neutro / Neutral	Media / Average
Cuenca Caimán / Cayman Basin	-128.74	-100.27	-159.05	-137.84	Norte de Centroamérica / Northern Central America	-2.43	0.77	-9.12	-5.15
Cuenca de Venezuela / Venezuelan Basin	259.81	243.33	266.95	259.7	Océano Pacífico / Pacific Ocean	-137.72	-113.23	-107.56	-116.5
Cordillera oriental de Colombia / Colombian Eastern Mountain Range	222.12	180.67	238.07	220.81	Centroamérica / Central America	343.09	317.50	310.33	320.27
Centroamérica / Central America	-343.09	-317.50	-310.33	-320.27	Cordillera occidental de Colombia / Colombian Western Mountain Range	54.58	33.92	48.93	46.90
Cordillera occidental de Colombia / Colombian Western Mountain Range	-54.58	-33.92	-48.93	-46.90					
Balance	-44.47	-27.69	-13.29	-24.5	Balance	257.51	238.95	242.59	245.53

Table 4. Atmospheric moisture transport balances for ENSO conditions.**Tabla 5.** Varianza explicada y correlación con el ONI para las primeras 10 componentes principales de las series temporales de los balances en las vertientes Caribe y Pacífico.

Componente / Component	Vertiente Pacífico / Pacific catchment area		Vertiente Caribe / Caribbean slope	
	Varianza explicada / Variance explained (%)	Correlación ONI / Correlation ONI	Varianza explicada / Variance explained (%)	Correlación ONI / Correlation ONI
1	14.96	0.01	27.01	-0.01
2	14.89	0.00	26.86	0.02
3	5.31	0.01	7.85	0.00
4	5.25	-0.03	7.80	0.00
5	3.80	-0.03	3.55	0.00
6	3.99	-0.01	3.56	0.00
7	3.98	0.01	0.82	-0.06
8	1.64	0.00	0.80	0.35
9	1.59	0.00	0.73	0.34
10	1.57	-0.06	0.71	0.20

Table 5. Variance explained and correlation with the ONI for the first ten principal components of the time series for the balances in the Caribbean and Pacific catchment areas.

Sin embargo, en los balances separados por condiciones ENSO la vertiente Caribe pierde más humedad durante condiciones El Niño y menos durante condiciones neutras, la vertiente Pacífico gana más humedad durante condiciones El Niño y menos durante La Niña. Durante La

However, in the balances separated by ENSO conditions, the Caribbean catchment area loses more moisture under El Niño conditions and less under neutral conditions. The Pacific catchment area gains more moisture under El Niño conditions and less during La Niña. During La

Niña, cuando el chorro del Chocó es más intenso, disminuye el transporte neto de humedad desde la vertiente Caribe a la Pacífico a través de la cordillera occidental. El valor más negativo del balance en la vertiente Caribe durante condiciones neutras se debe a un mayor transporte de humedad desde la cuenca Venezuela y Suramérica y menor salida por Centroamérica.

Los balances atmosféricos en condiciones ENSO muestran coherencia con las anomalías de salinidad en el Pacífico, pero no en el Caribe. En el Pacífico, durante El Niño, cuando el balance es más positivo, la anomalía de salinidad es negativa, y durante La Niña, cuando el balance es menos positivo, la anomalía de salinidad es positiva. En el Caribe, las anomalías de salinidad negativa son muy pronunciadas durante La Niña, pero el balance atmosférico es menos negativo durante las condiciones neutras. Y durante El Niño, cuando el balance indica más déficit de agua, las anomalías de salinidad positiva solo son evidentes en la costa centroamericana.

Niña, when the Chocó jet is more intense, the net moisture transport from the Caribbean catchment area to that of the Pacific through the Western Mountain Range decreases. The most negative value for the balance in the Caribbean catchment area under neutral conditions is due to a greater moisture transport from the Venezuelan basin and South America, as well as to a lower exit through Central America.

The atmospheric balances under ENSO conditions are coherent with the salinity anomalies in the Pacific, but not so in the Caribbean. In the Pacific, during El Niño, when the balance is more positive, the salinity anomaly is negative, and, during La Niña, when the balance is less positive, the salinity anomaly is positive. In the Caribbean, the negative salinity anomalies are very pronounced during La Niña, but the atmospheric balance is less negative under neutral conditions. Moreover, during El Niño, when the balance indicates a higher water deficit, the positive salinity anomalies are only evident on the Central American coast.

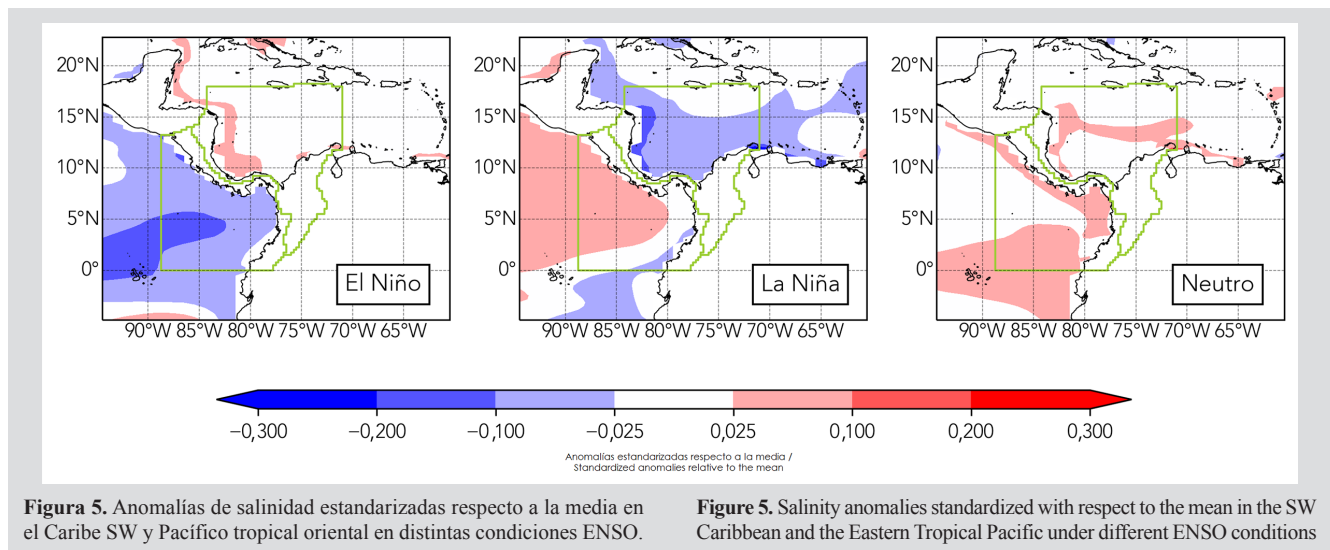


Figura 5. Anomalías de salinidad estandarizadas respecto a la media en el Caribe SW y Pacífico tropical oriental en distintas condiciones ENSO.

Figure 5. Salinity anomalies standardized with respect to the mean in the SW Caribbean and the Eastern Tropical Pacific under different ENSO conditions

DISCUSIÓN

Los chorros de bajo nivel en la región canalizan el transporte de humedad entre el Caribe, el Pacífico y el norte de Suramérica. La importancia del CLLJ y el ChJ como transportadores de humedad hacia Centroamérica y norte de Sudamérica, y su influencia en la precipitación, han sido reconocidas por diversos autores (Poveda *et al.*, 2006, 2014; Sakamoto *et al.*, 2012; Durán-Quesada *et al.*, 2017; Hoyos *et al.*, 2018). Por su parte, los chorros de Papagayo y Panamá están acoplados a las variaciones en los vientos alisios del Caribe que

DISCUSSION

The low-level jets in the region funnel the moisture transport between the Caribbean, the Pacific, and Northern South America. The importance of the CLLJ and the ChJ as transporters of moisture towards Central America and Northern South America, as well as their influence on precipitation, has been recognized by several authors (Poveda *et al.*, 2006, 2014; Sakamoto *et al.*, 2012; Durán-Quesada *et al.*, 2017; Hoyos *et al.*, 2018). For their part, the Papagayo and Panama jets are related to the variations in the

se canalizan hacia el Pacífico (Chelton *et al.*, 2000a, 2000b). Los resultados de los balances del transporte de humedad realizados en este estudio mostraron que efectivamente los núcleos de los chorros son sitios de alta concentración en el transporte de humedad en las fronteras, pero la máxima advección de humedad puede estar desplazada del núcleo de máxima velocidad del viento (como en los chorros Caribe y Papagayo, Figura 2). El transporte de humedad calculado es función de dos variables: la velocidad del viento y la humedad específica (Cuartas y Poveda, 2002). Aunque en los chorros la velocidad del viento siempre es máxima, puede haber zonas con mayor humedad fuera del núcleo. Esto explicaría el por qué en algunos casos los núcleos de velocidad del viento y de advección de humedad se encuentran desplazados. Resultados similares se han encontrado en otros chorros (Eiras-Barca *et al.*, 2017; Algarra *et al.*, 2019).

Los valores absolutos del transporte de humedad en los chorros fueron mayores que los de toda la frontera. Los transportes de humedad en los núcleos de los chorros respecto a las fronteras totales se presentan en la Tabla 6. En todos los casos hay sectores de las fronteras donde el transporte de humedad está en dirección contraria a la de los chorros dominantes, especialmente en las regiones altas de la atmósfera. Esta situación es especialmente marcada en el ChJ donde por encima de 700 hPa las velocidades del viento son contrarias al chorro, con magnitudes similares, a modo de un chorro en un nivel más alto. Esto explica el por qué, a pesar de que la dirección del chorro indica transporte de humedad hacia el continente, el neto de la frontera calculada es hacia el océano.

Tabla 6. Valores de transportes de humedad en los núcleos de los chorros comparados con las fronteras en las cuales se encuentran (el valor negativo en el ChJ indica que la dirección es contraria al valor medio en la frontera).

Chorro / Jet	Frontera / Boundary	Advección chorro / Jet advection (t/s)	Advección frontera / Boundary advection (t/s)
Caribe / Caribbean	(2) Cuenca de Venezuela / Venezuelan Basin	1,291	260
Papagayo y Panamá / Papagayo and Panama	(4) Centroamérica / Central America	1,180	320
Chocó	(5) Cordillera occidental de Colombia / Colombian Western Mountain Range	-350	47

De acuerdo con la Tabla 6, 91 % de la humedad transportada por el CLLJ es llevada hacia el Pacífico a través de los chorros centroamericanos (Papagayo y Panamá). Y el chorro del Chocó lleva a la vertiente Caribe un tercio de la humedad del CLLJ. Se ha reconocido que el CLLJ es no solamente una estructura portadora de humedad sino

trade winds of the Caribbean that are funneled towards the Pacific (Chelton *et al.*, 2000a, 2000b). The results obtained in this study regarding the moisture transport balances showed that the cores of the jets are places with a high concentration in the moisture transport at the boundaries, but the maximum moisture advection may be offset from the maximum wind speed core (as in the Caribbean and Papagayo jets, Figure 2). The calculated moisture transport is a function of two variables: wind speed and specific moisture (Cuartas and Poveda, 2002). Even though the wind speed is always maximal in the jets, there may be zones with higher moisture outside the core. This would explain why the wind speed and moisture advection cores are sometimes offset. Similar results have been found in other jets (Eiras-Barca *et al.*, 2017; Algarra *et al.*, 2019).

The absolute values for moisture transport in the jets were higher than those of the whole boundary. The moisture transports at the cores of the jets with respect to the total boundaries are presented in Table 6. In all cases, there are sectors of the boundaries where the moisture transport goes in the opposite direction to the dominant jets, especially in the higher regions of the atmosphere. This is especially pronounced in the ChJ, where, above 700 hPa, the wind speeds are opposite to the jet, with similar magnitudes, in the form of a jet at a higher level. This explains why, despite the fact that the direction of the subject indicates moisture transport towards the continent, the net value of the calculated boundary heads towards the ocean.

Table 6. Moisture transport values at the cores of the jets in comparison with the boundaries in which they are (the negative value for the ChJ indicates an opposite direction to the mean value of the boundary).

According to Table 6, 91 % of the moisture transported by the CLLJ is taken towards the Pacific by means of the Central American jets (Papagayo and Panama). Furthermore, the Chocó jet takes one third of the CLLJ's moisture towards the Caribbean catchment area. It has been recognized that the CLLJ is not only a moisture-bearing structure, but also a

también un mecanismo capaz de aumentar la evaporación y el gradiente de humedad (Amador, 2008; Durán-Quesada *et al.*, 2017) y que los chorros de Papagayo y Panamá canalizan el transporte de humedad desde el Caribe (Chelton *et al.*, 2000a, 2000b; Amador *et al.*, 2006). El ChJ, a su vez, está controlado por gradientes de presión y la fuerza de Coriolis (Amador *et al.*, 2006) y recibe humedad desde el Pacífico tropical norte y sur, así como desde el flanco oriental de los Andes tropicales y la cuenca amazónica (Hoyos *et al.*, 2018).

Los balances resultantes dependen de la altura de las fronteras para el cálculo de la advección de humedad. La altura seleccionada en este caso (entre 300 y 1000 hPa) contiene todos los chorros de bajo nivel que se presentan en el área. Aunque los chorros del Caribe, Panamá y Chocó tienen su núcleo en 950 hPa, ejercen influencia hasta 800 hPa, y el chorro de Papagayo tiene un núcleo a 800 hPa influyendo hasta 400 hPa (Figura 2). Otra característica importante de la altura seleccionada es que comprende la mayor parte de la troposfera, que es la capa donde se desarrollan todos los procesos meteorológicos y climáticos y por tanto ocurre todo el transporte de agua en la atmósfera. Así, aunque por debajo de 800 hPa el ChJ transporta humedad hacia el interior de Colombia, el efecto neto sobre toda la frontera de la vertiente Pacífico al occidente de Colombia hasta 300 hPa muestra que domina el transporte desde la vertiente Caribe. Es decir, el transporte de humedad en la troposfera superior de esta frontera hacia el océano es mayor que el transporte hacia el continente por debajo de 800 hPa (Figura 2d).

Diversos estudios han comparado la estacionalidad de los chorros del Caribe y Chocó, indicando que cuando uno se refuerza, el otro se debilita (Cook y Vizy, 2010; Morales *et al.*, 2017; Hoyos *et al.*, 2018). Aunque el transporte de humedad por el ChJ es relativamente pequeño comparado con el del CLLJ, su estacionalidad es un forzamiento clave del ciclo anual de la precipitación de Centroamérica (Durán-Quesada *et al.*, 2017) y norte de Suramérica (Poveda y Mesa, 1999). En la vertiente Caribe, la variación anual del balance neto de humedad muestra que esta pierde (gana) más humedad en DEF (SON). Mientras que en la vertiente Pacífico, la máxima y mínima ganancia de humedad ocurre en JJA y SON, respectivamente. De esta manera, no ocurre que cuando el Caribe pierde más humedad, el Pacífico gane más, y viceversa. En DEF, la mayor salida de la vertiente Caribe es hacia la vertiente Pacífico, pero esta última exporta más humedad hacia el Océano Pacífico abierto. En JJA la vertiente Pacífico gana más humedad que en otros trimestres, mientras que la vertiente Caribe también gana humedad. En esta época

mechanism capable of increasing evaporation and the moisture gradient (Amador, 2008; Durán-Quesada *et al.*, 2017), and that the Papagayo and Panama jets funnel the moisture transport from the Caribbean (Chelton *et al.*, 2000a, 2000b; Amador *et al.*, 2006). The ChJ, in turn, is controlled by pressure gradients and the Coriolis force (Amador *et al.*, 2006), and it receives moisture from the Northern and Southern Tropical Pacific, as well as from the eastern flank of the tropical Andes and the Amazon basin (Hoyos *et al.*, 2018).

The resulting balances depend on the altitude of the boundaries in order to calculate the moisture advection. In this case, the selected altitude (between 300 and 1000 hPa) contains all the low-level jets occurring in the area. Even though the cores of the Caribbean, Panama, and Chocó jets are at 950 hPa, they exert an influence down to 800 hPa. The Papagayo jet has a core at 800 hPa, with an influence reaching 400 hPa (Figure 2). Another important characteristic of the selected altitude is that it comprises most of the troposphere, which is the layer where all meteorological and climatic processes take place, hence including the entirety of the water transport in the atmosphere. Thus, even though the ChJ transports moisture below 800 hPa towards the interior of Colombia, the Pacific catchment area's net effect down to 300 hPa on the whole boundary west of Colombia shows that it dominates the transport from the Caribbean catchment area. That is to say that the moisture transport in the upper troposphere from this boundary towards the ocean is higher than the transport towards the continent below 800 hPa (Figure 2d).

Several studies have compared the seasonality of the Caribbean and Chocó Jets, indicating that, when one is reinforced, the other one weakens (Cook and Vizy, 2010; Morales *et al.*, 2017; Hoyos *et al.*, 2018). Although the moisture transported by the ChJ is relatively low when compared to that of the CLLJ, its seasonality is a key forcing of the annual precipitation cycle in Central America (Durán-Quesada *et al.*, 2017) and Northern South America (Poveda and Mesa, 1999). The annual variation in the net moisture balance shows that the Caribbean catchment area loses (gains) more moisture in DEF (SON), whereas, in the Pacific catchment area, the maximum and minimum moisture gains occur in JJA and SON, respectively. Thus, it does not happen that, when the Caribbean loses more moisture, the Pacific gains more, and *vice versa*. In DEF, the higher exit of water from the Caribbean catchment area heads towards the Pacific catchment area, but the latter exports more moisture towards the open Pacific Ocean. In JJA, the Pacific catchment area gains more moisture than in other quarters, while the

la vertiente Caribe recibe importantes aportes de agua desde la cuenca Venezuela y Suramérica. En SON, cuando la ITCZ está en su posición más al norte, el ChJ es máximo y el CLLJ mínimo (Morales *et al.*, 2021), la vertiente Caribe gana más humedad y la vertiente Pacífico gana menos, esto se explica porque hay un menor transporte de humedad desde el Caribe al Pacífico y el Pacífico está transportando más humedad hacia el continente al nivel del ChJ.

Los trabajos de transporte de humedad en la región han considerado alturas cercanas a los núcleos de los chorros, por lo que las climatologías que ellos presentan no son del todo comparables con los resultados aquí presentados. Por ejemplo, Cook y Víz (2010) afirman que entre mayo y septiembre la humedad del Caribe es llevada hacia Centroamérica y el Pacífico, mientras que entre octubre y abril se transporta hacia el norte (C. Caimán). En los balances aquí presentados, el mayor transporte de humedad de la vertiente Caribe hacia Centroamérica y el Pacífico es en DEF y hacia la cuenca Caimán es en JJA. Por otro lado, Hoyos *et al.* (2018) indican que en JJA la región Andina muestra divergencia de humedad y en SON convergencia, debida a la mayor y menor ganancia de humedad en la baja atmósfera desde el océano Pacífico, lo que coincide con los resultados en la frontera de la cordillera occidental, que muestra un paso de humedad mayor por esta frontera hacia el Pacífico en JJA que en SON.

En los balances calculados, el resultado neto en la vertiente Caribe es negativo, mientras que el de la vertiente Pacífico es positivo. Esto indica que, en condiciones medias, la cuenca Colombia aumenta la salinidad superficial del mar, mientras que en la cuenca de Panamá en el Pacífico disminuye. La salinidad es un buen indicador de las condiciones de precipitación y evaporación dentro de una cuenca oceánica (Delcroix y Hénin, 1999). Efectivamente, las condiciones medias de salinidad en estas cuencas (Figura 3) son mayores para el Caribe que para el Pacífico. En el ciclo anual, mientras que en la vertiente Caribe el balance neto de transporte de humedad es negativo en la primera parte del año y positivo en la segunda, en la vertiente Pacífico el balance neto es siempre positivo. En términos de la salinidad superficial del mar, estos resultados indicarían que la cuenca Colombia alterna entre ganancias (pérdidas) de agua dulce durante la primera (segunda) parte del año, en tanto que la vertiente Pacífico gana agua dulce durante todo el año. Los resultados de las anomalías estacionales de salinidad encontrados en este trabajo son comparables con los presentados por Beier *et al.* (2017) para el Caribe y Fiedler y Talley (2008) y Alory *et al.* (2012) para el Pacífico. Pero claramente la salinidad

Caribbean catchment area also gains moisture. During this time, the Caribbean catchment area receives important water contributions from the Venezuelan basin and South America. In SON, when the ITCZ is in its northernmost position, the ChJ is maximal and the CLLJ minimal (Morales *et al.*, 2021), the Caribbean catchment area gains more moisture, and the Pacific catchment area gains less. This is explained by the fact that there is a lower moisture transport from the Caribbean to the Pacific, and the Pacific is transporting more moisture towards the continent at the level of the ChJ.

The works on moisture transport in the region have considered altitudes close to the cores of the jets, which is why the weather conditions exhibited by them are not fully comparable to the results presented herein. For example, Cook and Víz (2010) state that, between May and September, the moisture of the Caribbean is taken towards Central America and the Pacific, while, between October and April, it is transported towards the north (Caimán B.). In the balances presented herein, the Caribbean catchment area's highest moisture transport towards Central America and the Pacific takes place in DEF, and that towards the Caimán basin occurs in JJA. On the other hand, Hoyos *et al.* (2018) indicate that, in JJA, the Andean region shows moisture divergence, as well as convergence in SON, due to the higher and lower moisture gains from the Pacific Ocean in the lower atmosphere, which coincides with the results for the Western Mountain Range, showing a higher moisture passing through this boundary towards the Pacific in JJA when compared to SON.

As for the calculated balances, the net result for the Caribbean catchment area is negative, whereas that of the Pacific catchment area is positive. This indicates that, under average conditions, the Colombian basin increases the sea surface salinity, which decreases in the Panama basin in the Pacific. Salinity is a good indicator of the precipitation and evaporation conditions of an oceanic basin (Delcroix and Hénin, 1999). Indeed, the average salinity conditions in these basins (Figure 3) are higher for the Caribbean than for the Pacific. In the annual cycle, while the Caribbean catchment area's net moisture transport balance is negative during the first part of the year and positive during the second one, in the Pacific catchment area, the net balance is always positive. In terms of the sea surface salinity, these results would indicate that the Colombian basin alternates between freshwater gains (losses) during the first (second) part of the year, while the Pacific catchment area gains freshwater throughout the year. The results found in this work regarding the seasonal salinity anomalies are comparable to those presented by Beier *et al.*,

estacional de estas dos cuencas no sigue siempre los balances del transporte de humedad atmosférico. Esto es debido a que las cuencas no están cerradas y la salinidad superficial está influenciada por la atmósfera, pero también por la advección de agua en la circulación.

Para el caso del Caribe, las anomalías más bajas de salinidad se presentan en SON, cuando el balance atmosférico tiene su valor máximo positivo, mostrando una coherencia con la atmósfera. Pero las anomalías más altas de salinidad se presentan en MAM, mientras el balance más negativo del transporte atmosférico de humedad se presenta en DEF. En el mapa de anomalías de salinidad durante MAM se ve que la máxima anomalía proviene del Caribe oriental. Así que posiblemente lo que se está presentando en los resultados es el efecto de agua con mayor salinidad traída en la corriente Caribe. De acuerdo con Yoo and Carton (1990) y Hu *et al.* (2004) la masa de agua influenciada por el Amazonas y el Orinoco que penetra a la cuenca Caribe, tiene menor aporte de agua dulce entre noviembre y abril.

Para el caso del Pacífico, las anomalías más positivas de salinidad se presentan en MAM, cuando el balance atmosférico tiene valores cercanos al mínimo positivo. Pero en SON, cuando precisamente se produce el mínimo positivo, es cuando se presentan las anomalías más negativas de salinidad. Tanto en MAM como en SON las anomalías más fuertes de salinidad se dan cerca de la costa. Sin embargo, en JJA, cuando la ganancia de humedad atmosférica es mayor, se ve una anomalía negativa de salinidad en toda la cuenca, que indica una respuesta coherente del océano a la atmósfera. Las fuertes anomalías negativas de salinidad en SON cerca de la costa deben ser producto de las fuertes lluvias locales en el flanco occidental de la cordillera occidental con un ChJ más intenso.

Las variables hidrometeorológicas involucradas en los balances tienen alta correlación con el ENSO. La intensificación del CLLJ durante eventos El Niño ha sido ampliamente reconocida (e.g. Amador *et al.*, 2006; Hoyos *et al.*, 2019; Morales *et al.*, 2020). De acuerdo con Durán-Quesada *et al.* (2017), la intensificación del CLLJ bajo condiciones El Niño aumenta el transporte de humedad y contribuye al aumento de la inestabilidad atmosférica. Adicionalmente, en condiciones La Niña aumenta el transporte de humedad en el ChJ (e.g. Amador *et al.*, 2006; Sakamoto *et al.*, 2011; Morales *et al.*, 2020). En función de esta relación, este trabajo se basó en la hipótesis de que los balances atmosféricos en las dos vertientes tendrían igualmente alta correlación con el ENSO. Sin embargo, los resultados

(2017) for the Caribbean and by Fiedler and Talley (2008) and Alory *et al.*, (2012) for the Pacific. However, it is clear that the seasonal salinity of these two basins does not always follow the atmospheric moisture transport balances. This is due to the fact that the basins are not closed and the surface salinity is influenced by the atmosphere, as well as by the advection of water during circulation.

For the case of the Caribbean, the lowest salinity anomalies occur in SON, when the atmospheric balance reaches its maximum positive balance, showing coherence with the atmosphere. However, the highest salinity anomalies take place in MAM, while the most negative atmospheric moisture transport balance occurs in DEF. In the salinity anomalies map for MAM, it is observed that the highest anomaly stems from the eastern Caribbean. Thus, what likely appears in the results is the effect of higher-salinity water brought in the Caribbean current. According to Yoo and Carton (1990) and Hu *et al.* (2004), the water mass influenced by the Amazon and the Orinoco Rivers which penetrates the Caribbean basin reports less freshwater contributions between November and April.

In the case of the Pacific, the most positive salinity anomalies occur in MAM, when the atmospheric balance shows values close to the positive minimum. However, it is in SON, precisely when the positive minimum occurs, that the most negative salinity anomalies take place. Both in MAM and SON, the strongest salinity anomalies occur near the coast. Nevertheless, in JJA, when the atmospheric moisture gains are higher, a negative salinity anomaly is observed in the whole basin, which indicates a coherent response by the ocean to the atmosphere. The strong negative salinity anomalies that occur near the coast in SON must be a product of the strong local rains in the western flank of the Western Mountain Range, with a more intense ChJ.

The hydrometeorological variables involved in the balances are highly correlated with the ENSO. The intensification of the CLLJ during El Niño events has been widely recognized (e.g., Amador *et al.*, 2006; Hoyos *et al.*, 2019; Morales *et al.*, 2020). According to Durán-Quesada *et al.* (2017), the intensification of the CLLJ under El Niño conditions increases the moisture transport and contributes to an increment in atmospheric instability. Additionally, under La Niña conditions, the moisture transport in the ChJ increases (e.g., Amador *et al.*, 2006; Sakamoto *et al.*, 2011; Morales *et al.*, 2020). Given this relationship, this work was based on the hypothesis that the atmospheric balances in the two catchment areas are also highly correlated with the ENSO. However, the results showed the opposite. In both catchment

mostraron lo contrario. En ambas vertientes, los balances y sus componentes principales tuvieron una correlación baja con el ONI. Esto se puede explicar, en primera instancia, por el efecto de agregación espaciotemporal, donde distintas manifestaciones localizadas pueden contrarrestarse unas con otras en el periodo de tiempo analizado. No obstante, la explicación física merece un estudio más detallado.

La salinidad en el Caribe bajo condiciones El Niño muestra anomalías positivas de salinidad cerca de la costa centroamericana. Durante condiciones La Niña hay anomalías negativas muy marcadas en toda la cuenca. En el Pacífico se presentan anomalías positivas de salinidad en condiciones El Niño y negativas en La Niña. Durante La Niña, las anomalías positivas se presentan alejadas de la costa, mientras que cerca de la costa se ven anomalías negativas. A pesar de que los balances atmosféricos no se encontraron correlacionados con el ENSO, sí se observan respuestas claras de la salinidad, especialmente en el Pacífico. Esto indicaría que el papel de la advección de salinidad por las corrientes marinas es muy importante.

Así, la anomalía positiva de salinidad alejada de la costa durante La Niña en el Pacífico puede ser explicada por aguas más saladas en el Pacífico central debido a evaporación y surgencias. Las anomalías negativas cerca de la costa en la misma condición se explicarían por la retención de humedad del ChJ por parte de la cordillera occidental y alta precipitación en el flanco occidental de esta hacia la costa. A su vez, la anomalía negativa de salinidad durante El Niño en la cuenca Pacífico provendría de agua menos salada del Pacífico Central. En el caso del Caribe, las anomalías de salinidad negativa durante La Niña pueden ser aumentadas por flujos de agua dulce desde el Orinoco y Amazonas.

Hoyos *et al.* (2019) afirman que el ENSO tiene efectos asimétricos sobre la hidroclimatología del norte de Suramérica, es decir, que los efectos de El Niño no necesariamente son opuestos a los de La Niña, y que esta diferencia se acentúa cuando se tienen en cuenta los tipos de ENSO: Canónico y Modoki. Al respecto, Serna *et al.* (2018) indican que el impacto durante los eventos El Niño Modoki es menor que durante los eventos El Niño Canónico. Para este trabajo, no se calcularon las diferencias de los balances entre los eventos El Niño Canónico y Modoki y su relación con las anomalías de salinidad, ya que en el periodo de análisis no se presentaron suficientes casos para una muestra representativa. Un alcance futuro al respecto sería la estimación de los flujos de humedad entre las tres regiones considerando los distintos tipos de eventos ENSO.

areas, the balances and their principal components showed a low correlation with the ONI. This could be first explained by the effect of spatial-temporal aggregation, where different, localized manifestations may counter each other during the analyzed period of time. Nevertheless, the physical explanation warrants a more detailed study.

Salinity in the Caribbean under El Niño conditions shows positive salinity anomalies near the Central American coast. Under La Niña conditions, there are very strong negative anomalies across the basin. In the Pacific, there are positive salinity anomalies under El Niño conditions and negative anomalies during La Niña, when positive anomalies occur far from the coast while negative anomalies are observed close to it. Despite the fact that the atmospheric balances were not found to be correlated with ENSO, clear responses are observed on the part of salinity, especially in the Pacific. This would indicate that the role of salinity advection through the currents is very important.

Thus, the fact that a positive salinity anomaly occurs far from the coast in the Pacific during La Niña may be explained by saltier waters in the Central Pacific, due to evaporation and upwellings. The negative anomalies near the coast under the same conditions would be explained by the retention of moisture in the ChJ by the Western Mountain Range and the high precipitation in its western flank towards the coast. In turn, the negative salinity anomaly during El Niño in the Pacific basin would stem from less salty water in the Central Pacific. In the case of the Caribbean, the negative salinity anomalies during La Niña may be increased by freshwater flows from the Orinoco and the Amazon Rivers.

Hoyos *et al.* (2019) state that the ENSO has asymmetrical effects on the hydroclimatology of Northern South America. That is to say that the effects of El Niño are not necessarily opposite to those of La Niña, and that this difference increases when considering the types of ENSO: Canonical and Modoki. In this regard, Serna *et al.* (2018) indicate that the impact during Modoki El Niño events is lower than that during Canonical El Niño events. This work did not calculate the balance differences between Canonical and Modoki El Niño events and their relation to salinity anomalies, since, in the period analyzed, there were not enough cases for a representative sample. A future work in this regard would be the estimation of the moisture flows between the three regions, considering the different types of ENSO events.

CONCLUSIONES

Los resultados de los balances del transporte de humedad realizados en este estudio confirman que los núcleos de los chorros son sitios de altos transportes de humedad en las fronteras. No obstante, la máxima advección de humedad puede estar desplazada del núcleo de máxima velocidad del viento, como en los chorros Caribe y Papagayo, como resultado de variaciones en la concentración de la humedad en la atmósfera.

El transporte de humedad al interior de los núcleos de los chorros no representa una fracción del transporte de humedad sobre la pared vertical en toda la atmósfera. Incluso el transporte neto sobre la misma puede ocurrir en sentido contrario al del chorro, como es el caso del ChJ. Esto es debido a que hay transporte de humedad contrario a los chorros en regiones altas de la atmósfera.

El análisis del transporte de humedad en el núcleo de las corrientes en chorro muestra que la mayor parte de la humedad transportada por el CLLJ es llevada hacia el Pacífico a través de los chorros centroamericanos (Papagayo y Panamá) y el ChJ lleva a la vertiente Caribe un tercio de la humedad del CLLJ. El paso de humedad desde la vertiente Caribe hacia el Pacífico no se limita a los chorros centroamericanos de bajo nivel, existiendo un importante transporte por la frontera de la cordillera occidental colombiana en la alta atmósfera.

La altura seleccionada en este caso (entre 300 y 1000 hPa) contiene todos los chorros de bajo nivel que se presentan en el área. No obstante, la altura sobre la que cada corriente ejerce influencia sobre el transporte de humedad es distinta: los chorros del Caribe, Panamá y Chocó tienen su núcleo en 950 hPa y ejercen influencia hasta 800 hPa, mientras que el chorro de Papagayo tiene un núcleo en 800 hPa influyendo hasta 400 hPa.

En la vertiente Caribe, la variación anual del balance neto de humedad muestra que esta pierde (gana) más humedad en DEF (SON). Mientras que en la vertiente Pacífico, la máxima y mínima ganancia de humedad ocurre en JJA y SON, respectivamente. No ocurre que cuando el Caribe pierde más humedad, el Pacífico gane más, y viceversa, debido a las interacciones con otras fronteras. Estos resultados son sensibles a la selección de la altura de las fronteras que delimitan la región, por tanto, no son comparables con resultados de otros autores que han trabajado únicamente la baja atmósfera.

En los balances calculados, el resultado neto en la vertiente Caribe es negativo, mientras que el de la vertiente Pacífico es positivo. Esto indica que, en condiciones medias, la cuenca Colombia aumenta la salinidad superficial del mar,

CONCLUSIONS

The results obtained in this study regarding the moisture transport balances confirm that the cores of the jets are places with high moisture transports at the boundaries. Nevertheless, the maximum moisture advection may be offset from the maximum wind speed core, as in the Caribbean and Papagayo jets, as a result of variations in the concentration of moisture in the atmosphere.

The transport of moisture within the cores of the jets does not represent a fraction of the moisture transport over the vertical wall in the entire atmosphere. Moreover, the net transport over it may occur opposite to the jet, as is the case of the ChJ. This is due to the fact that there is a moisture transport opposite to the jets in high regions of the atmosphere.

The analysis performed on the moisture transport at the cores of the jet currents shows that most of the moisture transported by the CLLJ is taken towards the Pacific via the Central American jets (Papagayo and Panama), and that the ChJ takes a third of the CLLJ's moisture towards the Caribbean catchment area. The passage of moisture from the Caribbean catchment area to the Pacific is not limited to the Central American low-level jets, as there is a significant transport through the Colombian Western Mountain Range boundary in the high atmosphere.

The altitude selected in this case (between 300 and 1000 hPa) contains all the low-level jets that occur in the area. Nevertheless, each current exerts an influence on the moisture transport at different altitudes: the Caribbean, Panama, and Chocó jets have cores at 950 hPa and their influence reaches 800 hPa, while the Papagayo jet's core is at 800 hPa, with an influence reaching 400 hPa.

The annual variation in the net moisture balance shows that the Caribbean catchment area loses (gains) more moisture in DEF (SON). Meanwhile, in the Pacific catchment area, the maximum and minimum moisture gains occur in JJA and SON, respectively. It does not happen that, when the Caribbean loses more moisture, the Pacific gains more, and *vice versa*, given the interactions with other boundaries. These results are sensitive to the selected altitude of the boundaries delimiting the region. Hence, they are not comparable to the results of other authors who have only worked with the lower atmosphere.

In the calculated balances, the net result for the Caribbean catchment area is negative, whereas that of the Pacific catchment area is positive. This indicates that, under average conditions, the Colombian basin increases the sea



mientras que en la cuenca de Panamá en el Pacífico disminuye, lo cual se representa en las condiciones medias de salinidad de las dos cuencas oceánicas en la región de análisis.

La salinidad estacional de las cuencas de Colombia (Caribe) y Panamá (Pacífico) no siempre responde directamente a los balances estacionales del transporte de humedad atmosférico. En el Caribe, en SON las más bajas salinidades superficiales concuerdan con los balances atmosféricos más positivos, pero en MAM las más altas salinidades superficiales no coinciden con los balances atmosféricos más negativos. En el Pacífico, las máximas salinidades en MAM coinciden con el valor más bajo del balance positivo, pero las mínimas salinidades en SON no coinciden con el valor más alto del balance positivo. En el caso del Caribe la respuesta en MAM se explica por advección de aguas más saladas desde el Atlántico y en el caso del Pacífico en SON por el efecto de las lluvias que existen en el flanco occidental de la cordillera occidental.

A pesar de que se ha reconocido que las variables hidroclimatológicas en la región están altamente relacionadas con el ENSO, los balances del transporte de humedad en las dos vertientes y sus dos componentes principales tuvieron correlaciones bajas con el ONI. Esto podría explicarse por un efecto de agregación espaciotemporal, pero merece un estudio más detallado. De esta manera, la relación de la salinidad en las dos cuencas oceánicas colombianas con el ENSO parece ser mejor explicada por la advección de aguas superficiales que por los balances atmosféricos.

surface salinity, which decreases in the Panama basin in the Pacific. This is reflected in the mean salinity conditions of both oceanic basins in the analyzed region.

The seasonal salinity of the Colombian (Caribbean) and Panama (Pacific) basins does not always directly respond to the seasonal atmospheric moisture transport balances. In the Caribbean, during SON, the lower surface salinities agree with the more positive atmospheric balances. However, during MAM, the higher surface salinities do not agree with the more negative balances. In the Pacific, the maximum salinities in MAM coincide with the lowest positive balance value, but the minimum salinities in SON do not coincide the highest positive balance value. In the case of the Caribbean, the response in MAM is explained by the advection of saltier waters from the Atlantic. The case of the Pacific during SON is due to the rains in the western flank of the Western Mountain Range.

Even though it has been recognized that the hydroclimatological variables of the region are highly related to the ENSO, the moisture transport balances in the two catchment areas and their two principal components showed low correlations with the ONI. This could be explained by a spatial-temporal aggregation effect, but it requires a more detailed study. Thus, the relationship between salinity in the two Colombian oceanic basins and the ENSO seems to be better explained by the advection of surface waters than by atmospheric balances.

BIBLIOGRAFÍA / LITERATURE CITED

- Algarra, I., J. Eiras-Barca, G. Míguez-Macho, R. Nieto and L. Gimeno. 2019. On the assessment of the moisture transport by the Great Plains low-level jet. *Earth Syst. Dyn.*, 10, 107-119. doi:<https://doi.org/10.5194/esd-10-107-2019>, 2019
- Alory, G., C. Maes, T. Delcroix, N. Reul and S. Illig. 2012. Seasonal dynamics of sea surface salinity off Panama: the Far Eastern Pacific Fresh Pool. *JGR.*, 117. doi:<https://doi.org/10.1029/2011JC007802>, 2012
- Amador, J. 2008. The Intra-Americas Sea low-level jet: overview and future research. *Ann. New York Acad. Sci.*, 1146, 153-188. doi:<https://doi.org/10.1196/annals.1446.012>, 2008
- Amador, J., E. Alfaro, O. Lizajo and V. Magaña, 2006. Atmospheric forcing of the eastern tropical Pacific: a review. *Prog. Oceanogr.*, 69, 101-142. doi:<https://doi.org/10.1016/j.pocean.2006.03.007>, 2006
- Behringer, D. and Y. Xue. 2004. Evaluation of the global ocean data assimilation system at NCEP: The Pacific Ocean. Eighth Symposium on Integrated Observing and Assimilation Systems for Atmosphere, Oceans, and Land Surface. AMS 84th Annual Meeting, Washington State Convention and Trade Center, (págs. 11-15). Seattle, WA.
- Beier, E., G. Bernal, M. Ruiz-Ochoa and E.D. Barton. 2017. Freshwater exchanges and surface salinity in the Colombian basin, Caribbean Sea. *PLOS ONE*, 12. doi:<https://doi.org/10.1371/journal.pone.0182116>, 2004
- Benway, H. and A. Mix. 2004. Oxygen isotopes, upper-ocean salinity and precipitation sources in the eastern tropical Pacific. *EPSL.*, 224, 493-507. doi:<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.05.014>, 2004
- Chelton, D., M. Freilich and S. Esbensen. 2000a. Satellite Observations of the Wind Jets off the Pacific Coast of Central America. Part I: Case Studies and Statistical Characteristics. *MWR*, 128, 1993-2018. doi:[https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2000\)128<1993:SOOTWJ>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2000)128<1993:SOOTWJ>2.0.CO;2), 2000
- Chelton, D., M. Freilich and S. Esbensen. 2000b. Satellite Observations of the Wind Jets off the Pacific Coast of Central America. Part II: Regional Relationships and Dynamical Considerations. *MWR*, 128, 2019-2043. doi:[https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2000\)128<2019:SOOTWJ>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2000)128<2019:SOOTWJ>2.0.CO;2), 2000

- Cook, K. and E. Vizy. 2010. Hydrodynamics of the Caribbean Low-Level Jet and its Relationship to Precipitation. *JCLI*, 23, 1477-1494. doi:<https://doi.org/10.1175/2009JCLI3210.1>, 2010
- Copernicus Climate Change Service (C3S). 2017. ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate. Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (CDS). Obtenido de <https://www.ecmwf.int/en/forecasts/dataset/ecmwf-reanalysis-v5>, 2017
- Cuartas, L. A. y G. Poveda. 2002. Balance atmosférico de humedad y estimación de la precipitación reciclada en Colombia según el Reanálisis NCEP/NCAR. *Meteorol. Colomb.*, 57-65. Obtenido de <https://repositorio.unal.edu.co/handle/unal/7936>, 2002
- Delcroix, T. and C. Hénin. 1999. Seasonal and interannual variations of sea surface salinity in the Tropical Pacific Ocean. *JGR*, 96, 135-150. doi:<https://doi.org/10.1029/91JC02124>, 1999
- Durán-Quesada, A. M., L. Gimeno and J.A Amador-Astúa. 2017. Role of moisture transport for Central American precipitation. *Earth Syst. Dyn.*, 8, 147-161. doi:<https://doi.org/10.5194/esd-2016-66>, 2017
- Eiras-Barca, J., F. Domínguez, H. Hu, D. Garaboa-Paz and G. Miguez-Macho, G. 2017. Evaluation of the Moisture Sources in two Extreme Landfalling Atmospheric River Events using an Eulerian WRF-Tracers tool. *Earth Syst. Dyn.*, 8, 1247-1261. doi:<https://doi.org/10.5194/esd-8-1247-2017>, 2017
- Fiedler, P. and L. Talley. 2008. Hydrography of the eastern tropical Pacific: A review. *Prog. Oceanogr.*, 69, 143-180. doi:<https://doi.org/10.1016/j.pocean.2006.03.008>, 2008.
- Hersbach, H., B. Bell, P. Berrisfor, S. Hiraha, A. Horányi, J. Muñoz-Sabater and J-N. Thépaut. 2020. The ERA5 global reanalysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*
- Hoyos, I. A. Martínez, F. Domínguez and R. Nieto. 2018. Moisture origin and transport processes in Colombia, northern South America. *Clim. Dyn.*, 50. doi:<https://doi.org/10.1007/s00382-017-3653-6>, 2018.
- Hoyos, I., J. Cañón-Barriga, F. Arenas-Suárez, F. Domínguez and B-A. Rodríguez. 2019. Variability of regional atmospheric moisture over Northern South America: patterns and underlying phenomena. *Clim. Dyn.*, 52, 893-911. doi:<https://doi.org/10.1007/s00382-018-4172-9>, 2019.
- Hu, C., E. Montgomery, R.W. Schmitt and F. Müller-Karger. 2004. The dispersal of the Amazon and Orinoco River water in the tropical Atlantic and Caribbean Sea: Observation from space and S-PALACE floats. *Deep-sea Res.*, 51, 1151-1171. doi:<https://doi.org/10.1016/j.dsr.2004.04.001>, 2004.
- Kessler, W. 2006. The circulation of the eastern tropical Pacific: A review. *Prog. Oceanogr.*, 69, 181-217. doi:<https://doi.org/10.1016/j.pocean.2006.03.009>, 2006.
- Martins, M. S. and D. Stammer. 2015. Pacific Ocean surface freshwater variability underneath the double ITCZ as seen by satellite sea surface salinity retrievals. *JGR*, 120, 5870-5885. doi:<https://doi.org/10.1002/2015JC010895>, 2015.
- Morales, J., P. Arias and A. Martínez. 2017. Role of the Caribbean low-level jet and the Choco jet in the patterns of atmospheric moisture transport towards Central America. *CHyCle-2017*. doi:<https://doi.org/10.3390/CHyCle-2017-04861>, 2017.
- Morales, J., P. Arias, A. Martínez and A. Durán-Quesada. 2020. The role of low-level circulation on water vapour transport to central and northern South America: Insights from a 2D Lagrangian approach. *Int. J. Climatol.*, 41, E2801-E2819. doi:<https://doi.org/10.1002/joc.6873>, 2020.
- Poveda, G. y O. Mesa. 1999. La Corriente de Chorro Superficial del Oeste (“del CHOCÓ”) y otras dos corrientes de chorro atmosféricas sobre Colombia: Climatología y Variabilidad durante las fases del ENSO. *Revista Acad. Colomb. Ci. Exact.*, 23, 517-528, 1999.
- Poveda, G. and O. Mesa. 2000. On the existence of Lloró (the rainiest locality on earth): Enhanced Ocean-land-atmosphere interaction by a low-level jet. *Geophys. Res. Lett.*, 27, 1675-1678. doi:<https://doi.org/10.1029/1999GL006091> doi:<https://doi.org/10.1002/2013WR014087>, 2000.
- Poveda, G., P. Waylen and R. Pulwarty. 2006. Annual and inter-annual variability of the present climate in northern South America and southern Mesoamerica. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 234, 3-27. doi:<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.10.031>, 2006.
- Poveda, G., L. Jaramillo-Moreno and L.F. Vallejo. 2014. Seasonal Precipitation Patterns Along Pathways of South American Low-Level Jets and Aerial Rivers. *Water Resour. Res.*, 16, 1-21, 2014.
- Rahmstorf, S. 1996. On the freshwater forcing and transport of the Atlantic thermohaline circulation. *Clim. Dyn.*, 12, 799-811. doi:<https://doi.org/10.1007/s003820050144>, 1996.
- Sakamoto, M. S., T. Ambrizzi and G. Poveda. 2012. Moisture Sources and Life Cycle of Convective Systems over Western Colombia. *Adv. Meteorol.*, 2011. doi:<https://doi.org/10.1155/2011/890759>, 2012.
- Schumacher, D., J. Keune and D. Miralles. 2020. Atmospheric heat and moisture transport to energy- and water-limited ecosystems. *Ann. New York Acad. Sci.*, 123-138. doi:[10.1111/nyas.14357](https://doi.org/10.1111/nyas.14357), 2020.
- Serna, L. M., P. Arias y S. Vieira. 2018. Las corrientes superficiales de chorro del Chocó y el Caribe durante los eventos de El Niño y El Niño Modoki. *Revista Acad. Colomb. Ci. Exact.*, 42, 410-421. doi:<https://doi.org/10.18257/raccefyn.705>, 2018
- Yoo, J.-M., J. Carton. 1990. Annual and Interannual Variation of the Freshwater Budget in the Tropical Atlantic Ocean and the Caribbean Sea. *JPO*, 831-845. doi:[https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1990\)020%3C0831:AAIVOT%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1990)020%3C0831:AAIVOT%3E2.0.CO;2), 1990.
- Zaucker, F., T.F. Stocker, and B. Wallace. 1994. Atmospheric freshwater fluxes and their effect on the global thermohaline circulation. *JGR.*, 99, 12443-12457. doi:<https://doi.org/10.1029/94JC00526>, 1994.

RECIBIDO / RECEIVED: 18/12/2021

ACEPTADO / ACCEPTED: 05/01/2023