

Universidad de Antioquia

Transporte de humedad atmosférica en Colombia: origen, variabilidad y acople con fenómenos climáticos globales

Tesis de Doctorado
Ingeniería Ambiental

Isabel Cristina Hoyos Rincón

Asesor:
Julio Eduardo Cañón Barriga

ISABEL CRISTINA HOYOS RINCÓN

TRANSPORTE DE HUMEDAD ATMOSFÉRICA EN COLOMBIA:

ORIGEN, VARIABILIDAD Y ACOPLE CON FENÓMENOS CLIMÁTICOS GLOBALES

UNIVERSIDAD DE ANTIOQUIA, FACULTAD DE INGENIERÍA

ISABEL CRISTINA HOYOS RINCÓN

TESIS DE DOCTORADO, INGENIERÍA AMBIENTAL

UNIVERSIDAD DE ANTIOQUIA

ASESOR

PHD. JULIO EDUARDO CAÑÓN BARRIGA, UNIVERSIDAD DE ANTIOQUIA

Contenido

Introducción 17

Objetivos 19

Estructura del texto 19

1. Caracterización regional de los procesos de transporte de humedad atmosférica 23

1.1 Contexto hidroclimático regional 23

1.2 Estructura regional de la precipitación y humedad atmosférica 25

1.3 Transporte atmosférico de bajo nivel 35

1.4 Síntesis 35

2. Origen de la humedad atmosférica regional 39

2.1 Identificación de fuentes de humedad 41

2.2 Variabilidad estacional de las fuentes de humedad 46

2.3 Contribución de humedad por transporte de bajo nivel atmosférico 51

2.4 Catálogo de fuentes de humedad regional 51

2.5 Tiempos característicos en el transporte de humedad atmosférica 53

2.6 Síntesis 57

3. Variabilidad espacio-temporal en los procesos atmosféricos regionales 59

3.1 Variabilidad espacio-temporal de la humedad regional 60

3.2 Fuentes de variabilidad de la humedad regional 62

3.3 Variabilidad regional asociada a las fases del ENSO 66

3.4 Síntesis 74

4. Conclusiones 77

4.1 Patrones estacionales de los procesos de transporte de humedad regional 77

4.2 Fuentes de humedad regional 79

4.3 Estructura espacio-temporal de la variabilidad regional de la humedad atmosférica 80

Referencias 85

Índice de Figuras

1 Área de estudio. Orografía regional (m) del Global Land One-kilometer Base Elevation (GLOBE, *Hastings and Dunbar* [1998]. Macrocuencas colombianas delimitadas en contornos: 1. Caribe, 2. Pacífico, 3. Amazonas y 4. Orinoco. Cauce de los ríos Cauca y Magdadelana, principales tributarios de la macrocuenca del Caribe, en línea azul. La estrella roja indica la ubicación de la estación Calamar de donde se obtiene las observaciones del caudal. 24

2 Ubicación de las estaciones meteorológicas. Los datos, proporcionados por el IDEAM, corresponden al ciclo anual de cada estación en el periodo 1981-2010. 26

3 Orografía de los Andes colombianos. Los datos de reanálisis de primera generación NCEP/NCAR [*Kalnay et al.*, 1996] y ERA-40 [*Uppala et al.*, 2005], ambos con una resolución espacial de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$), muestran una orografía regional plana y sin detalles, mentras los datos ERA-Interim capturan los rasgos más importantes de los Andes Tropicales y su bifurcación en el terrritorio colombiano. Modificado de *Hoyos et al.* [2014]. 27

4 Ciclo anual de precipitación (PP) en las macrocuencas colombianas. Datos provenientes de observaciones (OBS), imágenes de satélite (TRMM) y reanálisis (ERA-Interim). 27

5 Precipitación regional (mm/mes) para el mes central representativo de cada estación. Fuentes: *IDEAM* [2005] (izquierda), Tropical Rainfall Measuring Mission TRMM (centro) y ERA-Interim (derecha). 29

6 Hidrología en la Cuenca del Caribe colombiano. Precipitación (PP) en la cuenca representada por ERA-Interim y las observaciones de caudal (Q) del río Magdalena en la estación Calamar, con un mes de respuesta hidrológica. a. Ciclo anual b. Anomalías estandarizadas mensuales. 30

7 Comportamiento estacional de la humedad atmosférica regional. En el fondo, la divergencia del flujo de humedad (mm/día). El campo vectorial (y las líneas de flujo) corresponden al flujo de vapor de agua integrado verticalmente (kg/m/s). Cada estación está representada por el mes central. 33

8 Flujo zonal de humedad sobre la porción de los Andés tropicales con alturas mayores a 0.5 km, región coloreada en el panel a. b. Elevación promedio de los Andes sobre la región delimitada en a. Promedio del flujo de humedad zonal en lon niveles atmosféricos: c. 950 hPa, d. 850 hPa, e. 750 hPa, f. 650 hPa y g. 550 hPa. Datos ERA-Interim. 34

9 Campo estacional del flujo de humedad a 925 hPa (kg m kg^{-1} s^{-1}), representado por ERA-Interim. Valores menores a 0.04 (kg m kg^{-1} s^{-1}) se muestran en blanco. 36

10 Contribución climatológica de humedad a la región NOSA, representada por a. DRM, fracción de la evapotranspiración *Rgc* que llega a NOSA desde cada celdilla del dominio (mm), b. QIBT, humedad evaporativa que precipita sobre NOSA (mm/mes) and c. FLEXPART, $E - P$ (mm/día) en modo *backward*. 42

11 Unidades hidrográficas seleccionadas como fuentes potenciales de humedad regional. *Northern South America* (NOSA, límite de la región de interés), *Subtropical North Pacific* (STNP), *Tropical North Pacific* (TNP), *Tropical South Pacific* (TSP), *Subtropical North Atlantic* (STNA), *Tropical North Atlantic* (TNA), *Tropical Atlantic* (TA), *Tropical South Atlantic* (TSA), *United States* (US), *Central America*, *Gulf of Mexico*, *Caribbean Sea* (CARS), *Orinoco Basin* (ORIC), *Guyanas* (GUY), porción occidental de Ecuador, Perú and Chile (PECH), *Northern Amazon Basin* (NAMZ), *Southern Amazon Basin* (SAMZ), *Tocantins Basin* (TOC), nordeste de Brazil (NEB), *La Plata River Basin* (LPRB) y África (Africa). La región objetivo para el modelo QIBT está limitada a la cuenca del río Magdalena (contorno blanco). Las regiones con una contribución anual importante de humedad se muestran en colores y las regiones con poca contribución de humedad (menos del 0.5% del agua precipitable anual) en tonos de gris. 43

12 Fuentes atlánticas de humedad para NOSA (mm/mes): Agua precipitable, fuente evaporativa y pérdida neta de humedad, de acuerdo con DRM, QIBT y FLEXPART (*forward*), respectivamente. a. Atlántico Tropical Norte - TNA, b. Atlántico Tropical - TA, c. Mar Caribe - CARS y d. Atlántico Tropical Sur - TSA. 47

13 Fuentes pacíficas de humedad para NOSA (mm/mes). La descripción es como en la Figura 12 para: a. Pacífico Tropical Norte - TNP b. Pacífico Tropical sur - TSP. 48

14 Fuentes terrestres de humedad para NOSA (mm/mes). La descripción es como en la Figura 12 para: a. Norte de Sur América - NOSA (región objetivo, reciclaje local) b. Norte de la Cuenca del Amazonas - NAMZ c. Cuenca del río Orinoco - ORIC. 49

15 Porcentaje mensual de humedad del total anual que cada fuente aporta a NOSA de acuerdo con la representación de los modelos a. DRM, b. QIBT y c. FLEXPART. En la columna izquierda, fuentes atlánticas. Columna central, fuentes pacíficas. Columna derecha, fuentes terrestres. 50

16 Resumen cualitativo de la evolución estacional de la contribución de las fuentes de humedad para NOSA (representada por el polígono). La ubicación relativa de la ZCIT respecto al área de estudio se muestra en color gris. Algunos rasgos del transporte de humedad están asociados con características de la circulación regional, previamente reportadas por otros autores. 52

17 Precipitación diagnóstico mensual $\bar{P} = E - P < 0$ en FLEXPART para diferentes tiempos de integración de las trayectorias de las partículas para las principales regiones fuentes de humedad para NOSA. 54

18 Ciclo anual de precipitación diagnóstico $\bar{P} = E - P < 0$ en FLEXPART para diferentes días de integración de las trayectorias de las partículas para las principales regiones fuentes de humedad para NOSA. 56

19 Mapas de correlación entre las anomalías y las tres primeras componentes principales del campo DFHV. Modificado de *Arenas-Suárez* [2013] 61

20 Extensión del área involucrada en el cálculo de cada índice climático. Área de estudio en color negro. **CAR** en azul. **PMM** en violeta. **Niño 3.4** en naranja. **AMM** en azul claro. **NTA** en verde. **TSA** en rojo. **TNA** en magenta. El índice **PDO** se calcula sobre el Océano Pacífico Norte y el **SOI** corresponde a las diferencias de presión sobre el nivel del mar entre Tahití y Darwin. 64

21 *Composites* de los patrones estacionales de las anomalías estandarizadas de precipitación durante los eventos El Niño (columna izquierda) y La Niña (columna derecha), respecto a los años ENSO neutros. Para cada uno de estos *Composites* se incluye en número de eventos que se identificaron en la Tabla 8, así: 9 eventos El Niño, 10 eventos La Niña y 12 periodos ENSO neutro. Se consideran eventos cuyo periodo es mayor o igual a 5 meses. 69

22 Procedimiento para generar vectores estacionales de estado de la respuesta de la precipitación bajo las fases cálida y fría del ENSO. Para cada celdilla del dominio espacial: a. Se inicia el procedimiento a partir de las anomalías estandarizadas de precipitación estacional en una fase particular del ENSO. b. Los valores de entrada se reclasifican de acuerdo con la respuesta estacional de la precipitación respecto a los años neutros de ENSO (-1 más seco, 0 regular, 1 más húmedo). c. Se genera un vector de estado ENSO para cada celdilla, de elementos a_1, a_2, a_3 y a_4 d. Se encuentra el índice de clasificación asociado al vector de estado ENSO, mediante la función generatriz: $3^3a_1 + 3^2a2 + 3^1a_3 + 3^0a_4$. 71

23 Distribución espacial de la clasificación de vectores de estado estacionales (índice de clasificación de estados estacionales) para las anomalías estandarizadas de precipitación durante eventos El Niño. 72

24 Distribución espacial de la clasificación de vectores de estado estacionales (índice de clasificación de estados estacionales) para las anomalías estandarizadas de precipitación durante eventos La Niña. 73

Índice de Tablas

1 Valores multianuales de la precipitación regional (mm/mes) en el periodo base 1981-2010 para las observaciones (OBS), 1998-2012 para los datos TRMM y 1980-2012 para ERA-Interim. 30

2 Escalas espacio-temporales asociadas a procesos atmosféricos. Compilado de *Trapp* [2013], *Dingman* [2008], *Jacobson* [2005] y *Barry and Carleton* [2002]. 31

3 Características de los modelos usados para determinar el origen de la humedad atmosférica regional. 41

4 Resumen climatológico del porcentaje de las contribuciones de humedad en NOSA a partir de fuentes locales y remotas, de acuerdo con los modelos DRM, QIBT y FLEXPART. 45

5 Día de integración en el que se alcanza la mayor contribución de las trayectorias de humedad en NOSA. Se consideran las principales regiones fuentes de humedad. Cada fuente de humedad tiene su tiempo característico y en algunas fuentes cambia de acuerdo a la temporada, en paréntesis. 55

6 Índices climáticos relacionados con los modos de variabilidad en los océanos Atlántico y Pacífico. Todos los datos fueron proporcionados por *The NOAA/ESRL Physical Sciences Division* a través de su portal *web* (http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/), de libre acceso para uso científico. 64

7 Tasa de flujo de información τ (nats/mes) de los modos de variabilidad oceánica (índices, idx) a las tres primeras Componentes Principales (PCs) del campo de DFHV y el correspondiente análisis de correlación lineal de Pearson (solamente se muestran valores del coeficiente de correlación r con p-value $< 1\%$). 65

8 Eventos ENSO analizados. Color rojo (azul) para eventos El Niño (La Niña). Esta clasificación se basa en el índice atmosférico SOI para el ENSO. La intensidad relativa de los eventos se índica con el tono del color, más oscuro (claro) para eventos más intensos (débiles). 67

9 Índice de clasificación de estados estacionales (ID) que asocia a cada vector de estado un valor numérico que lo identifica unívocamente. También se muestra el porcentaje de ocurrencia por área de cada vector de estado para El Niño y La Niña. 74

Agradecimientos

Esta investigación fue financiada por: USAID-NSF PEER program (Ciclo 1, proyecto 31 - PI 12-1-03), el CODI - Universidad de Antioquia (PRG 13-2-03), el Fondo de Pasajes Internacionales de la Universidad de Antioquia y el Programa Enlazamundos de la Alcaldía de Medellín.

Agradezco al Grupo GAIA de la Universidad de Antioquia, especialmente al profesor Francisco Molina y a mi asesor Julio Cañón por su apoyo y confianza. A los profesores Raquel Nieto y Luis Gimeno de la Universidad de Vigo quienes me acogieron en su laboratorio durante una de mis pasantías. A la profesora Francina Domínguez quien me ayudó a darle un norte académico a mi trabajo y sus aportes hicieron eco en el desarrollo de mi investigación.

Finalmente agradezco a mi familia y a mis compañeros de la vida Bruno y Boris.

A los hijos que no tuvimos

Introducción

El clima y la variabilidad del clima colombiano están determinados por diversos factores locales y globales que interactúan en diferentes escalas espacio-temporales, como lo son: La ubicación geográfica del país sobre el Globo Terrestre, el desplazamiento estacional de la Zona de Convergencia Inter-Tropical, la complejidad orográfica de los Andes Tropicales, la cercanía a las cuencas oceánicas del Pacífico y del Atlántico, la interacción directa con las cuencas de los ríos Amazonas y Orinoco y las transformaciones locales en el uso y tipo de cobertura vegetal del suelo. Estos factores en conjunto producen gran variabilidad espacial y alta complejidad en las características del clima regional [*Vuille et al.*, 2012; *Herzog et al.*, 2011; *Snow*, 1976].

Por su ubicación estratégica en el norte de Sur América, el territorio colombiano comprende una zona donde se conectan los procesos de circulación atmosférica de los hemisferios norte y sur, permitiendo la interacción *Inter-Américas* donde se transfieren servicios ecosistémicos desde las cuencas circundantes del río Amazonas, el río Orinoco, el Océano Pacífico y el Océano Atlántico mediante el intercambio de agua a través de la circulación atmosférica [*Poveda et al.*, 2014; *Durán-Quesada et al.*, 2012; *Sakamoto et al.*, 2012; *Durán-Quesada et al.*, 2010; *Garreaud*, 2009; *Amador*, 2008; *Poveda et al.*, 2006].

El desplazamiento estacional de la Zona de Convergencia Inter-Tropical y la diversidad de la orografía de los Andes Tropicales son los forzadores dominantes en la circulación regional y en la variabilidad espacial de los patrones de precipitación. Estos forzadores determinan en gran medida la estacionalidad subregional [*Insel et al.*, 2009], produciendo patrones de lluvias orográficas que se alimentan y regulan a partir de flujos convectivos y de mesoescala que interactúan con el relieve [*Poveda et al.*, 2014; *Bhushan and Barros*, 2007; *Roe*, 2005; *Lin et al.*, 2001; *Velasco and Fritsch*, 1987].

Las montañas y tierras altas contienen los ecosistemas más diversos y frágiles del planeta y representan alrededor del 20% de la superficie terrestre, distribuyéndose en todos los continentes y principales ecoregiones. Las montañas con apenas el 10% de la población mundial, proveen recursos y servicios importantes para más de la mitad de la población terrestre que vive en tierras bajas [*Price*, 1998]. En Colombia, la zonas de montaña tienen una especial importancia ya que alrededor del 80% de la población colombiana reside en la región inter-andina y los recursos hídricos y energéticos del país dependen casi por completo del sistema

hídrico continental compuesto por ríos, lagos y ciénagas, cuya formación está estrechamente ligada a la geomorfología de los Andes tropicales [*IGAC*, 2011].

La cercanía a los océanos Atlántico y Pacífico también amplifica la sensibilidad regional a fenómenos globales acoplados océano-atmósfera, con escalas de desarrollo estacional (La Oscilación Madden–Julian), inter-anual (El Niño - Oscilación del Sur), decadal (la Oscilación Multidecadal del Atlántico) y multidecadal (la Oscilación Multidecadal del Pacífico), entre otros [*Arenas-Suárez*, 2013; *Garreaud*, 2009; *IDEAM*, 2005; *Mesa et al.*, 1997].

La comprensión dinámica de la hidro-climatología colombiana y los mecanismos de interacción entre la circulación, el transporte de humedad y el relieve regional, es un asunto en construcción [*Garreaud*, 2009; *Célleri and Feyen*, 2009]. El trabajo de *Poveda et al.* [2006] es uno de los primeros en relacionar las características del clima colombiano con la dinámica de la circulación regional y discutir cómo los posibles mecanismos de transporte atmosférico pueden explicar en alguna medida los patrones espaciales de la precipitación regional (aunque en trabajos previos como los de *Mapes et al.* [2003], *Pabón et al.* [2001], *Mesa et al.* [1997], *Eslava* [1994], *Snow* [1976], entre otros, se presenta una descripción de la climatología regional o subregional en Colombia). Sin embargo, la riqueza dinámica de la hidro-climatología regional cubre una gran variedad de escalas espacio-temporales lo que supone un reto en la aproximación y comprensión de la evolución del clima. Esta situación se agudiza con la falta de información precisa que permita resolver adecuadamente las características de la orografía colombiana y su variabilidad espacial [*Hoyos et al.*, 2013a; *Buytaert and Biévre*, 2012] y con la escasez de información observacional en un periodo suficientemente largo para evaluar procesos de largo plazo, como se discute en *Durán-Quesada et al.* [2012].

En el estudio de los procesos dinámicos que subyacen en el clima regional, el transporte y contenido de humedad atmosférica tienen un lugar privilegiado en la comprensión de las interacciones entre los componentes del ciclo hidrológico, pues su distribución espacio-temporal regula los ciclos de vida y la transferencia de servicios ecosistémicos [*Bagstad et al.*, 2013; *III et al.*, 2011; *Wagener et al.*, 2010; *Jackson et al.*, 2001]. Por lo tanto, su evaluación es un aspecto clave en la conservación de la biodiversidad y la disponibilidad y manejo de los recursos hídricos en el país. El desarrollo de este trabajo de investigación se fundamenta en el estudio de los procesos de transporte de humedad atmosférica e intenta responder preguntas fundamentales en la comprensión del sistema climático colombiano, tales como: ¿Cuál es la estructura espacial del flujo de humedad regional y cuáles son las fuentes y sumideros de humedad?, ¿cómo estas estructuras se relacionan con los patrones espaciales de precipitación y con la hidrología regional?, ¿de dónde viene la humedad atmosférica que llega al territorio colombiano?, ¿cuáles son las regiones fuente de humedad para Colombia?, ¿cómo cambian las contribuciones de humedad de tales fuentes en una base estacional?, ¿cuáles son los modos de variabilidad espacio-temporal de los procesos de transporte de humedad atmosférica?, ¿cuáles fenómenos climáticos globales tienen el potencial de influenciar la variabilidad de los procesos de transporte

atmosférico regional y en qué proporción? Estas preguntas se estructuran en los objetivos que se presentan a continuación y se abordan en los tres primeros capítulos del presente texto, como se describe más adelante.

Objetivos

Objetivo general

Evaluar los procesos de transporte de humedad sobre el territorio colombiano y su relación con: el relieve regional, la circulación atmosférica, las fuentes y sumideros de humedad y los fenómenos climáticos globales con influencia regional.

Objetivos específicos

- Evaluar las características estacionales del los mecanismos de transporte de humedad sobre el territorio colombiano y su relación con los patrones subregionales de precipitación y la hidrología regional.
- Determinar las regiones fuente de humedad para Colombia y cuantificar su contribución porcentual relativa.
- Determinar el tiempo característico en el cual cada una de las regiones fuente transfiere la máxima contribución de humedad regional.
- Contrastar los mecanismos de transferencia de humedad regional derivados de este trabajo con hipótesis presentadas en trabajos previos, tales como: transferencia de humedad desde la cuenca del Amazonas, mecanismos de transporte de humedad por chorros de bajo nivel, refuerzo de la convergencia del flujo de humedad en la cuenca del Pacífico colombiano desde el mar Caribe, entre otros.
- Determinar los fenómenos globales que influencian los patrones espacio-temporales de variabilidad de la convergencia del flujo de humedad integrada verticalmente.

Estructura del texto

Esta tesis se compone de cuatro capítulos cuyo contenido se describe brevemente a continuación

- Capítulo 1: **Caracterización regional de los patrones de humedad atmosférica**. En este capítulo se evalúan las características de los procesos de transporte de humedad atmosférica en el contexto hidro-climático regional. Se estudia la estructura espacial de la humedad atmosférica y de la precipitación en una base estacional. Además se discuten los mecanismos de transporte de humedad atmosférica de acuerdo con los rasgos dominantes de la circulación, encontrando que los patrones espaciales de divergencia y convergencia del flujo de humedad reproducen las características regionales y subregionales de la

precipitación. La escorrentía en la cuenca del río Magdalena está significativamente correlacionada con la precipitación y agua precipitable en ERA-Interim, lo que puede considerarse como una señal de la bondad en la representación de la dinámica regional en este conjunto de datos de reanálisis. Adicionalmente, en este trabajo se identifica un paso orográfico a través del cual se transporta humedad desde el flanco oriental de los Andes hacia el borde occidental del Océano Pacífico Tropical, fortaleciendo la convergencia del flujo de humedad en la cuenca del Pacífico colombiano.

- Capítulo 2: **Origen de la humedad atmosférica regional**. En este capítulo, se estudia el origen de la humedad atmosférica para la subregión del país dominada por el relieve de los Andes, mediante el uso de tres modelos diferentes que rastrean el origen de la humedad atmosférica en una región definida: El DRM, el QIBT y el FLEXPART. Las diferencias en la formulación de estos modelos proporcionan herramientas de análisis complementarias para extraer las características robustas del origen de la humedad atmosférica regional, determinar regiones que son fuente de humedad y establecer la contribución relativa de cada una de ellas en una base estacional. Las contribuciones más importantes de la humedad regional provienen del Océano Atlántico, del Oceáno Pacífico, las cuencas de los ríos Amazonas y Orinoco y del reciclaje local. En general los tres modelos muestran un mejor acuerdo en la proporción de humedad que capturan a partir de fuentes terrestres respecto a las oceánicas, donde se encontraron diferencias importantes sobre todo en las contribuciones del Océano Pacífico. En los tres modelos, la contribución de humedad de la cuenca del río Orinoco es mayor que la contribución amazónica y para los modelos DRM y QIB, es también mayor que el reciclaje. El tiempo de máxima transferencia de humedad desde cada fuente, se determina con los resultados del modelo FLEXPART, donde se puede ver que hay variaciones importantes entre las regiones que son fuente de humedad regional.

- Capítulo 3: **Variabilidad espacio-temporal en los procesos atmosféricos regionales**. En este capítulo se describen los modos de variabilidad espacio-temporal de la convergencia del flujo de humedad integrada verticalmente y se determinan los fenómenos climáticos causales en cada modo mediante el uso de teoría de la información. En el primer modo de varibilidad, la mayor transferencia de información proviene de fenómenos que se desarrollan en el Océano Atlántico Tropical, mientras que en los siguientes dos modos de variabilidad, la mayor contribución del flujo de información proviene de fenómenos globales que se desarrollan en el Océano Pacífico, relacionados con ENSO. La estructura espacial de estos dos modos muestra que la influencia regional del ENSO está desagregada en modos ortogonales asociados con la fase cálida y fría.

- Capítulo 4: **Conclusiones**. Se presentan las conclusiones y aportes de nuevo conocimiento derivados de este trabajo, que ayudan en la comprensión de las características del clima regional y su variabilidad.

Los hallazgos que se describen en los capítulos 1 y 2 soportan el artículo ***Moisture origin and transport processes in Colombia, northern South America***, sometido a revisión en la revista ***Climate Dynamics*** el 19 de marzo de 2016. La discusiones sobre el clima regional en el norte de Sur América que se presentan a lo largo de esta tesis, soportan la contribución de la autora en el artículo ***Climate variability and human impact in South America during the last 2000 years: synthesis and perspectives from pollen records***, publicado en ***Climate of the Past*** 12, 483–523, 2016, doi:10.5194/cp-12-483-2016. Por último, reflexiones derivadas de este trabajo sobre la escala de varibilidad de los diferentes fenómenos que subyacen en el clima subregional, constituyen la contribución de la autora en el artículo **La estación meteorológica, el agricultor y la planeación urbana: Una reflexión para abordar estudios interdisciplinarios del clima**, aceptado el 8 de agosto de 2015 para publicación en la revista **Agua y Territorio** de la Universidad de Jaén, en el dossier: La interdisciplinariedad en el abordaje de la relación agua, territorio y sociedad.

1. Caracterización regional de los procesos de transporte de humedad atmosférica

1.1 Contexto hidroclimático regional

Colombia es el quinto país del mundo (y el primero de Suramérica) en disponibilidad de recursos hídricos [*Dorling et al.*, 2010]. Esta característica es el resultado de la interacción de factores locales, regionales y globales en diferentes escalas espacio-temporales, dejando como resultado una gran variedad de zonas de vida [*IDEAM*, 2005], corredores ecogeográficos [*Bass et al.*, 2010] y altas tasas de biodiversidad [*Myers et al.*, 2000]. El territorio colombiano recibe una tasa de radiación solar cuasi-constante a lo largo del año, y en consecuencia, la dinámica atmosférica de corto plazo está dominada por procesos convectivos y el rango de variación en el ciclo anual de la temperatura es mucho menor que en el ciclo diurno. La estacionalidad está definida principalmentente por el régimen anual de precipitación, que varía espacialmente de acuerdo con la migración de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT).

El territorio colombiano es atravesado por Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) que se originan en áreas marinas y continentales circundantes y cuyo ciclo de vida varía de unas cuantas horas a unos pocos días. De acuerdo con *Sakamoto et al.* [2012], *Serra et al.* [2010] y *Velasco and Fritsch* [1987], los SCM que encuentran su fin sobre el territorio son más frecuentes durante el verano y el otoño boreal y contribuyen con el ciclo anual de la precipitación regional en las cuencas del Pacífico y la zona inter-andina de la cuenca del Caribe colombiano.

La orografía juega un papel muy importante en la caracterización de la hidroclimatología regional. En el territorio colombiano, la cordillera de los Andes se ramifica en tres partes, dividiendo el área del país en cuatro macrocuencas hidrográficas (Figura 1), cada una con un régimen estacional bien diferenciado de acuerdo con la variabilidad espacial del paso de la ZCIT en el territorio: La macrocuenca del Caribe, con el río Magdalena que contribuye con el 30% del agua fresca que llega al mar Caribe. La macrocuenca del Pacífico que alberga una gran extensión de bosque súper-húmedo y se caracteriza por un régimen de altas precipitaciones a lo largo del año. La porción colombiana de la cuenca del río Amazonas que constituye un

territorio casi completamente indígena. Y por último, la porción colombiana de la cuenca del río Orinoco, que se caracteriza por un país aje de sabanas y grandes zonas de inundación.

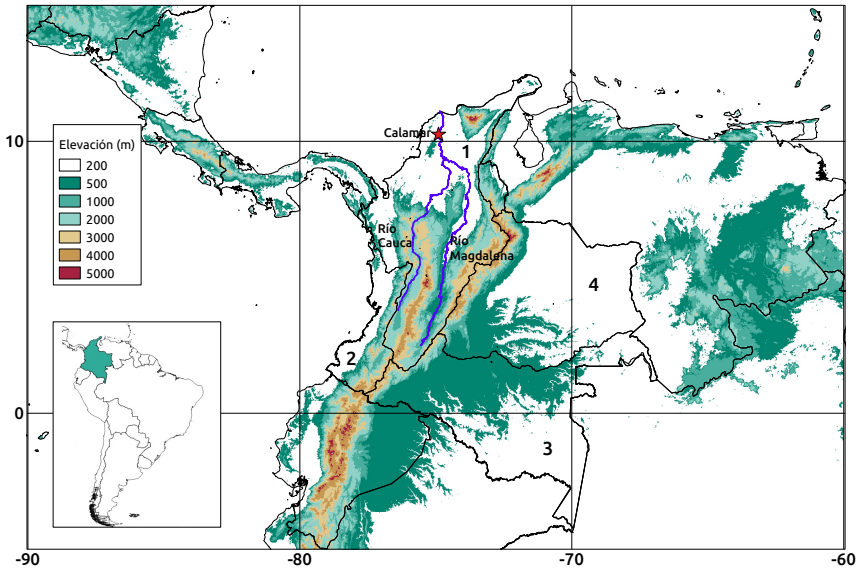


Figura 1: Área de estudio. Orografía regional (m) del Global Land One-kilometer Base Elevation (GLOBE, *Hastings and Dunbar* [1998]. Macrocuencas colombianas delimitadas en contornos: 1. Caribe, 2. Pacífico, 3. Amazonas y 4. Orinoco. Cauce de los ríos Cauca y Magdadelana, principales tributarios de la macrocuenca del Caribe, en línea azul. La estrella roja indica la ubicación de la estación Calamar de donde se obtiene las observaciones del caudal.

La influencia marina en el clima regional se evidencia a través de la transferencia de humedad que llega de los océanos Atlántico y Pacífico y del mar Caribe y de la sensibilidad del territorio a fenómenos climáticos globales acoplados tales como:

- Las Ondas del Este (*Tropical Easterly Waves*, TEWs), que afectan principalmente los regímenes de precipitación en el norte de Colombia [*IDEAM*, 2005; *Serra et al.*, 2010].
- La Oscilación del Atlántico Norte (*North Atlantic Oscillation* NAO), que también tiene influencia en la parte norte del país y que se evidencia en cambios hidrológicos importantes en la descarga de los ríos [*Mesa et al.*, 1997].
- El Niño - La Oscilación del Sur (*El Niño - Southern Oscillation*, ENSO), es el fenómeno de mayor influencia en la hidroclimatología de la región con fuertes impactos sobre la disponibilidad hídrica. Durante la fase cálida (El Niño), se reduce la temporada de lluvias y se incrementa la temperatura superficial, aumentando la probabilidad de estados de sequía, aumento de la ocurrencia de incendios forestales, pérdidas de cultivos, reducción de la pesca y déficit en la generación hidroeléctrica de energía. Por el contrario, durante la fase fría (La Niña), se fortalece la temporada de lluvias, con el aumento asociado de los caudales de los ríos, aumentando la probabilidad de deslizamientos, inundaciones y daños de la infraestructura [*Arias et al.*, 2015; *Córdoba-Machado et al.*, 2015, 2014; *Pabón*, 2003; *Waylen and Poveda*, 2002; *Poveda et al.*, 2001;

Restrepo and Kjerfve, 2000; *Carvajal et al.*, 1998]. Ambas fases del ENSO tienen relación directa con eventos hidroclimáticos extremos en la región [*Hoyos et al.*, 2013b; *Grimm and Tedeschi*, 2009].

A esta variabilidad natural se suma el efecto del cambio climático de origen antropogénico, cuyas consecuencias se están comenzando a sentir en el país: pérdida de área glaciar y de páramos, corrimientos en las zonas de vida y disminución de los corredores biológicos, susceptibilidad a la pérdida de biodiversidad e incremento en la frecuencia e intensidad de eventos extremos, entre otros [*Herzog et al.*, 2011; *Poveda and Pineda*, 2009; *Ruiz et al.*, 2008]. Además, se están dando importantes transformaciones ambientales en el territorio debidas a los cambios en el paisaje inducidos por el hombre. Por ejemplo, los cambios acelerados sobre la cobertura y el uso del suelo asociados con los procesos productivos regionales, la erosión y deforestación de especies nativas y el crecimiento y la migración de la población [*Etter et al.*, 2008, 2006b, a]. Estos factores de origen antropogénico generan estrés sobre los recursos hídricos [*Buytaert and Biévre*, 2012; *Buytaert et al.*, 2009; *Bradley et al.*, 2006; *Buytaert et al.*, 2006] y son factores potencialmente responsables de cambios estructurales y funcionales de los ecosistemas, entre los que se cuentan alteración en la distribución espacial de la cobertura vegetal, alteración de los ciclos hidrológicos locales y reducción de la capa productiva de los suelos [*Rodríguez-Eraso et al.*, 2010; *Etter et al.*, 2008; *Chacón-Moreno*, 2007; *Wassenaar et al.*, 2007; *Etter et al.*, 2006b].

En síntesis, tenemos una combinación de factores naturales y antropogénicos de los cuales depende el sistema hidroclimático y que son claves en la evaluación regional de las amenazas y la vulnerabilidad de los ecosistemas, la disponibilidad de los recursos hídricos, la oferta de servicios ambientales y el futuro de los recursos naturales [*Burkhard et al.*, 2014; *Jarvis et al.*, 2010].

1.2 Estructura regional de la precipitación y humedad atmosférica

A continuación se describen los procesos climáticos regionales, mediante el análisis de la precipitación y la humedad atmosférica como variables que integran el efecto acumulado de los procesos hidro-climatológicos de transporte, convección y convergencia del flujo de humedad en una escala espacial de macrocuenca. Su importancia ambiental se debe a que tanto la precipitación, como la humedad atmosférica, determinan los estados climatológicos que regulan los ciclos de vida de la gran variedad de ecosistemas que aquí se albergan y que constituyen la gran riqueza ecológica del país [*Bass et al.*, 2010; *Myers et al.*, 2000].

1.2.1 Datos

Con el objetivo de extraer las cualidades robustas y determinar la escala espacio-temporal de representatividad de la hidroclimatología regional, se consideran datos mensuales provenientes de estaciones meteorológicas,

imágenes de satélite y datos de reanálisis ERA-Interim. A continuación se describe brevemente cada conjunto de datos.

- Observaciones: Las observaciones provienen de datos de la red hidrometeorológica nacional a cargo del Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales IDEAM. Los datos corresponden al ciclo anual de precipitación para 2042 estaciones en el periodo 1981-2010, distribuidas a lo largo del país como se presenta en la Figura 2.

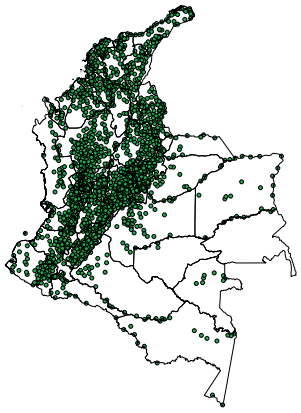


Figura 2: Ubicación de las estaciones meteorológicas. Los datos, proporcionados por el IDEAM, corresponden al ciclo anual de cada estación en el periodo 1981-2010.

- Datos de satélite: Los datos de satélite provienen del sistema de medición de lluvias tropicales *Tropical Rainfall Measuring Mission* TRMM. Este proyecto, desarrollado por *NASA's Earth Observing System*, tiene el objetivo de capturar la distribución y la variabilidad de la lluvia en la zona inter-Tropical. Los datos disponibles consisten en mapas mensuales de precipitación en una resolución espacial de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ y están disponibles desde 1998. Estos datos has sido previamente validados para Colombia en el periodo 2003-2005 en *Dinku et al.* [2010]).

- Datos de reanálisis: En este trabajo se incluyen datos del reanálisis ERA-Interim, como el conjunto de datos que reconstruyen la dinámica del clima regional a partir de la combinación de observaciones (directas e indirectas) con un modelo dinámico que integra el estado del arte del conocimiento teórico de los factores físicos que determinan el clima. En general, este conjunto de datos mejora significativamente la representación del clima tropical, el balance del ciclo hidrológico, la sobre-estimación de la precipitación y la representación de los procesos de transporte atmosférico respecto a los reanálisis de primera generación [*Dee et al.*, 2011] y son el conjunto de datos de reanálisis que mejor representan la componente atmosférica del ciclo hidrológico [*Lorenz and Kunstmann*, 2012; *Trenberth et al.*, 2011]. El trabajo de *Hoyos et al.* [2014], a través de la evaluación de la precipitación y la temperatura como variables diagnósticas y de la comparación de los estados atmosféricos recurrentes, muestra como los datos de reanálisis ERA-Interim tienen una mejor representación cualitativa y cuantitativa de las características del clima colombiano respeto a los reanálisis de primera generación NCEP/NCAR [*Kalnay et al.*, 1996] y ERA-40 [*Uppala et al.*, 2005]. En la Figura 3, se muestra cómo los datos ERA-Interim representan la orografía regional de una forma más realista que sus análogos de primera generación NCEP/NCAR y ERA-40. Esta mejor representación orográfica permite capturar rasgos en la humedad regional y el transporte atmosférico relacionados con la orografía en ERA-Interim, como se presenta a lo largo de este capítulo. Los datos ERA-Interim son distribuidos por el *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* ECMWF y están disponibles desde 1979 en una resolución de de $0.75^\circ \times 0.75^\circ$, en un amplío rango de niveles atmosféricos. En este capítulo se

revisan varias variables provenientes de este reanálisis: precipitación, divergencia del flujo de humedad integrada verticalmente, humedad y viento.

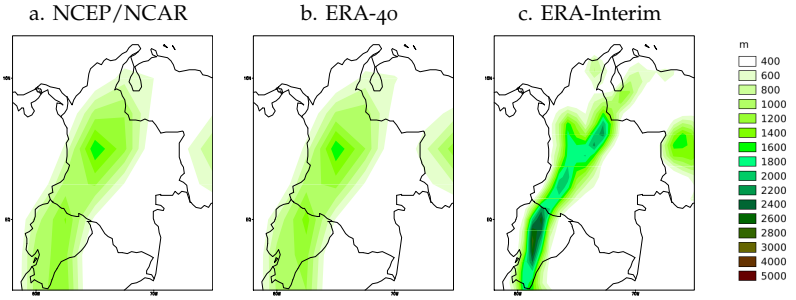


Figura 3: Orografía de los Andes colombianos. Los datos de reanálisis de primera generación NCEP/NCAR [*Kalnay et al.*, 1996] y ERA-40 [*Uppala et al.*, 2005], ambos con una resolución espacial de 2.5° × 2.5°), muestran una orografía regional plana y sin detalles, mentras los datos ERA-Interim capturan los rasgos más importantes de los Andes Tropicales y su bifurcación en el terrritorio colombiano. Modificado de *Hoyos et al.* [2014].

1.2.2 Precipitación

La estacionalidad del clima colombiano está determinada principalmente por el ciclo anual de la lluvia. La variación espacial de los regímenes de precipitación depende de la migración de la ZCIT, su interacción con la orografía regional y los aportes de humedad desde el océano Atlántico y el mar Caribe, el océano Pacífico y las cuencas de los ríos Orinoco y Amazonas.

Las macrocuencas colombianas (ver Figura 1) se han seleccionado como las unidades de análisis que integran las propiedades hidrológicas subregionales para la descripción de las características espaciales de la precipitación. Las macrocuencas del Caribe y el Pacífico presentan un ciclo anual de precipitación bimodal cuyos períodos más lluviosos van de marzo a mayo (MAM) y de septiembre a octubre (SON), mientras que las macrocuencas del Orinoco y el Amazonas tienen un ciclo anual de precipitación unimodal con valores máximos en mayo y junio, respectivamente. En la Fig. 4 se compara el ciclo anual de precipitación en cada una de estas macrocuencas de acuerdo con los datos provenientes de observaciones proporcionadas por el IDEAM, datos de satétilte del proyeccto TRMM y los datos de reanálisis ERA-Interim. Para las observaciones y los datos ERA-Interim, el periodo del ciclo anual corresponde a 1981-2010 mientras que para los datos TRMM, el periodo corresponde a 1998-2010, de modo que incluye el periodo más largo y consistente posible entre los tres conjuntos de datos de acuerdo

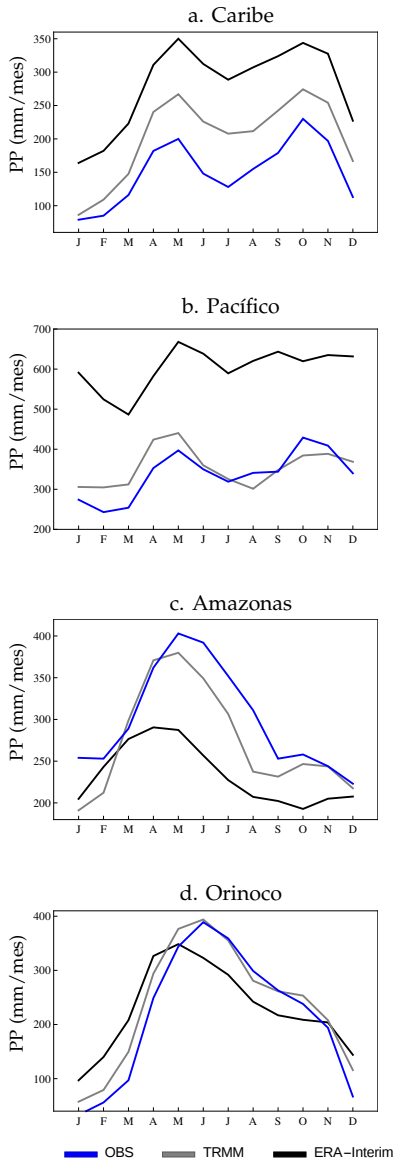


Figura 4: Ciclo anual de precipitación (PP) en las macrocuencas colombianas. Datos provenientes de observaciones (OBS), imágenes de satélite (TRMM) y reanálisis (ERA-Interim).

con su disponibilidad.

Respecto al consolidado nacional del Atlas Climatológico de Colombia [*IDEAM*, 2005], la estructura espacial de la precipitación (Fig. 5) es cualitativamente bien representada por ERA-Interim. Se destaca el régimen continuo de alta precipitación en la macrocuenca del Pacífico colombiano en contraste con las bajas precipitaciones en la parte norte de la macrocuenca del Caribe colombiano y la gran variabilidad de la cantidad de precipitación en la región inter-andina a diferencia de la homogeneidad espacial que se presenta en las cuencas colombianas de los ríos Orinoco y Amazonas, como lo describen también *IDEAM* [2005], *Pabón et al.* [2001] y *Snow* [1976]. De acuerdo con las observaciones, tanto TRMM como ERA-Interim, capturan las principales características del ciclo anual de precipitación en cada una de las macrocuencas colombianas. Sin embargo, ERA-Interim sobrestima la cantidad de precipitación en la macrocuenca del Caribe y el Pacífico (85% y 78%, respectivamente), las dos regiones del país de mayor complejidad orográfica y de mayor variabilidad espacial. Por el contrario, la cantidad de precipitación en el Amazonas colombiano es subestimada en un 22% aproximadamente y el período de lluvias comienza con un mes de antelación. En la macrocuenca del Orinoco colombiano, la cantidad de precipitación tiene una representación más cercana a las observaciones con una sobreestimación de apenas el 6%, pero el máximo de precipitación aparece un mes antes que en las observaciones. En la Tabla 1 se presenta una síntesis de la precipitación promedio en cada macrocuenca.

En los datos de reanálisis, la precipitación es una variable derivada principalmente de la respuesta del modelo dinámico [*Dee et al.*, 2011]. La diferencia más importante en la cantidad de precipitación en el reanálisis ERA-Interim, con respecto a los datos observacionales, se presenta en la macrocuenca del Caribe colombiano. Esta macrocuenca se caracteriza por tener altos gradientes en la elevación del terreno alternados con valles profundos y cerrados y los procesos de transporte de humedad están influenciados por las barreras orográficas de los Andes, como se discute en la siguente sección. Estas características suponen una dificultad en la modelación de los procesos de precipitación y puede ser que los datos de reanálisis aún no tienen una resolución espacial capaz de cerrar la brecha en la representación dinámica de la lluvia que mejore la diferencia entre la cantidad de lluvia modelada y la medida. Por el contrario, el contenido total de vapor de agua (o la cantidad total de agua precipitable), es una variable asimilada en la componente atmosféfica de ERA-Interim [*Dee et al.*, 2011], por lo que se espera que este campo sea incluso mejor representado que el de precipitación.

Una forma de validar la representación dinámica de la hidroclimatología en ERA-Interim es a través de la comparación con un conjunto de observaciones independientes. Para la macrocuenca del Caribe colombiano, se considera la serie de descarga del río Magdalena en la estación Calamar, donde se integran casi por completo, los procesos hidroclimatológicos que tienen lugar en la cuenca (ver Figura 1). En la Figura 6 se comparan las anomalías estandarizadas de la precipitación en ERA-Interim de la macrocuenca del Caribe con las anomalías estandarizadas de las observaciones de la descarga del río Magdalena para el periodo

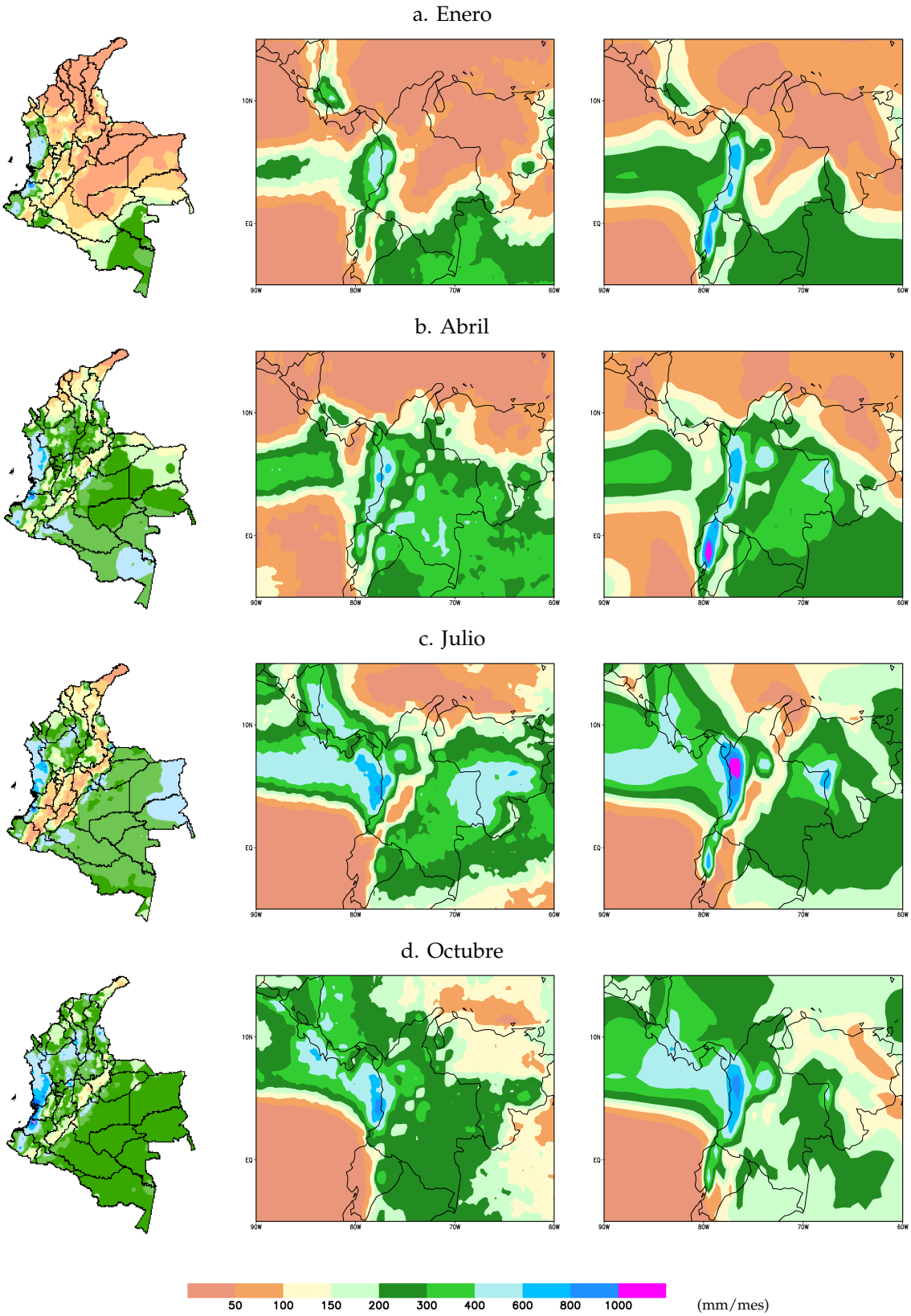


Figura 5: Precipitación regional (mm/mes) para el mes central representativo de cada estación. Fuentes: *IDEAM* [2005] (izquierda), Tropical Rainfall Measuring Mission TRMM (centro) y ERA-Interim (derecha).

1980-2012. Se puede ver como en la serie mensual y en el ciclo anual, la variabilidad de la descarga del río sigue muy de cerca la variabilidad de la precipitación con un mes de respuesta hidrológica. La prueba de correlación lineal de Pearson entre las anomalías estandarizadas de la serie de descarga del río y de la serie de precipitación y agua precipitable da como resultado r=0.43 (p-value $< 1\%$), lo cual indica una correlación con significancia estadística entre la variabilidad de la precipitación y la variabilidad de la hidrología de la cuenca, a pesar del *bias* encontrado en los valores medios.

Cuenca	OBS	TRMM			ERA-Interim		
		Promedio	Stdv	*Bias* (%)	Promedio	Stdv	*Bias* (%)
Caribe	151	188	73	34	300	218	85
Pacífico	338	328	128	5	554	187	78
Amazonas	299	272	29	-9	233	28	-22
Orinoco	215	233	30	9	238	74	6

Tabla 1: Valores multianuales de la precipitación regional (mm/mes) en el periodo base 1981-2010 para las observaciones (OBS), 1998-2012 para los datos TRMM y 1980-2012 para ERA-Interim.

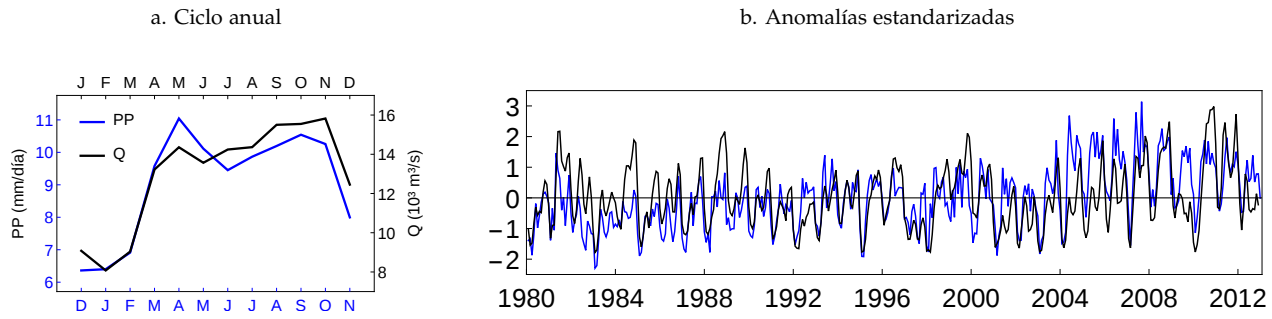


Figura 6: Hidrología en la Cuenca del Caribe colombiano. Precipitación (PP) en la cuenca representada por ERA-Interim y las observaciones de caudal (Q) del río Magdalena en la estación Calamar, con un mes de respuesta hidrológica. a. Ciclo anual b. Anomalías estandarizadas mensuales.

1.2.3 Humedad atmosférica

La atmósfera, con tan sólo el 0.001% de agua del planeta Tierra [*Wells*, 2012], cumple con una función vital en el ciclo hidrológico, ya que es un medio de transporte de la humedad que cubre un rango espacial que va del orden de los metros hasta los miles de kilómetros y un rango temporal que va desde los segundos a los meses [*Trapp*, 2013]. Los procesos de transporte de humedad atmosférica se refieren a todas las formas posibles mediante las cuales la humedad presente en la atmósfera se transporta de un lugar a otro mediante algún mecanismo. Los mecanismos de transporte de humedad incluyen diferentes procesos físicos cuyo dominio depende de la escala de observación, como se ilustra en Tabla 2.

En esta sección se revisa la climatología mensual de variables relacionadas con el transporte de humedad

atmosférico. En esta escala de observación se integran procesos que ocurren en periodos menores pero no pueden resolverse ni desagregarse, como es el caso del ciclo de vida de los Sistemas Convectivos de Meso-escala, las tormentas tropicales, los cluster de nubes, etc.

Escala	Dimensiones horizontales (km)	Dimensiones temporales (hr)	Fenómenos atmosféricos
Planetaria	$> 10^4$	$10^2 - 10^3$	Ondas estacionarias, ondas de marea, ondas ecuatoriales y ondas del este, circulación global.
Sinóptica	$200 - 10^4$	$10 - 10^2$	Ondas baroclínicas, huracanes, frentes, ciclones tropicales.
Meso	$2 - 200$	$1 - 10$	Ondas gravitatorias, tornados, sistemas convectivos, *cluster* de nubes, influencia urbana.
Micro	$2 \times 10^{-1} - 2$	$10^{-1} - 1$	Convección profunda, tormentas, formación de cumulus.
Molecular	$10^{-3} - 10^{-1}$	$10^{-2} - 10^{-1}$	Difusión molecular, viscosidad molecular, turbulencia.

Tabla 2: Escalas espacio-temporales asociadas a procesos atmosféricos. Compilado de *Trapp* [2013], *Dingman* [2008], *Jacobson* [2005] y *Barry and Carleton* [2002].

La concentración de vapor de agua en la atmósfera depende de los procesos superficiales que originan la evaporación. En general, las regiones más cercanas a los mares tropicales presentan concentraciones mayores de vapor de agua respecto a las zonas más septentrionales o australes. Verticalmente, el vapor de agua tiene mayor concentración en la superficie y disminuye gradualmente con la altura, de tal modo que la humedad total queda prácticamente contenida en la tropósfera.

El balance hidrológico atmosférico en la columna de vapor de agua está dado por:

$$\frac{\partial W}{\partial t} + \nabla \cdot Q = E - P, \tag{1}$$

donde W es la cantidad de vapor de agua contenida en la columna de aire, Q el flujo horizontal de vapor de agua integrado verticalmente, P la precipitación y E la evapotranspiración. De esta ecuación se puede observar que el flujo vertical de agua en la superficie ($E - P$) equilibra el cambio en la variación local del vapor de agua ($\frac{\partial W}{\partial t}$) y la divergencia del flujo de humedad ($\nabla \cdot Q$). A continuación se analiza el término $\nabla \cdot Q$ (divergencia del flujo de humedad integrado verticalmente DFHV), ya que proporciona información no sólo de la cantidad de vapor de agua que se transporta advectivamente (es decir, nos da información sobre el proceso de transporte advectivo), sino que también da información local sobre la dirección del transporte, lo que permite tener una descripción de los procesos dinámicos e identificar fuentes y sumideros de humedad.

En la Fig. 7 se presentan los patrones estacionales de la DFHV regional. Valores negativos indican conver-

gencia del flujo de humedad, es decir la humedad está llegando o se está acumulando (región sumidero), mientras que valores positivos indican divergencia del flujo de humedad, es decir, la humedad está saliendo o se está escapando (región fuente). Para identificar plenamente la dirección del transporte se presentan el campo vectorial y las líneas de flujo en la misma figura.

Las regiones tropicales se caracterizan por una importante convergencia de bajo nivel y una mayor temperatura superficial respecto a regiones localizadas en medias y altas latitudes. También, la convergencia del flujo de humedad sigue los patrones espaciales de la precipitación, mostrando una conexión directa entre el vapor de agua en la atmósfera y la lluvia [*Krishnamurti et al.*, 2013; *Hastenrath*, 1991]. En consecuencia, es conveniente analizar los patrones espaciales de la humedad regional en las mismas unidades hidrológicas en las que se analizó la precipitación y que corresponden a las macrocuencas colombianas.

El ciclo estacional de la humedad en la macrocuenca del Caribe responde al estado de la ZCIT, con divergencia del flujo de humedad en las estaciones secas (DEF y JJA) y convergencia del flujo de humedad durante las estaciones húmedas (MAM y SON). La humedad en esta macrocuenca puede ser de origen terrestre o de transporte oceánico. Parte de esta humedad abandona el territorio en forma de Sistemas Convectivos de Mesoescala que viajan a través del mar Caribe, cruzan Centro América y se precipitan sobre la parte norte de la cuenca del Pacífico colombiano (*Sakamoto et al.* [2012] y *Mapes et al.* [2003]). En la transición entre zona de montaña y tierras bajas, al norte de la región interandina, se puede distinguir una zona de permanente convergencia del flujo de humedad, centrada alrededor de 7°N, 74°W. (Figuras 5 y 7).

La macrocuenca del Pacífico presenta el patrón espacial más complejo con los mayores valores anuales de precipitación. Esta región se caracteriza por ser una zona de permanente convergencia del flujo de humedad atmosférico, gracias a las contribuciones que llegan desde el Atlántico tropical, el mar Caribe y el costado occidental del Océano Pacífico. El flanco oriental de los Andes tropicales impide el paso directo de la humedad que viene del este, desviándola en dirección al mar Caribe para llegar finalmente a la región de la macrocuenca del Pacífico colombiano, cruzando por Centro América. La humedad que proviene desde el Océano Pacífico tiene un efecto importante en el transporte atmosférico durante la temporada del Chorro de bajo nivel del Chocó (CHOCO *Jet*, *Poveda and Mesa* [2000]). Estas contribuciones cambian su intensidad a lo largo del año, pero gracias al efecto de pared orográfica del flanco occidental de los Andes [*López and Howell*, 1967], su efecto combinado neto deja un exceso significativo de humedad en esta zona.

En las macrocuencas del Orinoco y el Amazonas, con un régimen monomodal de precipitación, la convergencia del flujo de humedad se intensifica por los procesos evaporativos. En estas regiones, la ZCIT se desplaza más lento que en el resto del territorio colombiano con un solo máximo anual en la temporada DEF. La temporada seca ocurre cuando la ZCIT alcanza su punto más austral y la orografía regional re-dirige la humedad del este hacia el sur, dejando un fuerte flujo de humedad en dirección noreste que cruza las

macrocuencas del Orinoco y el Amazonas produciendo un patrón de convergencia del flujo de humedad débil muy localizado. A medida que la ZCIT avanza hacia el norte, la interacción de los Vientos del Este con los Andes tropicales se debilita produciendo un aumento en la convergencia del flujo de humedad y un fortalecimiento de los procesos convectivos, alcanzando su máximo durante la temporada JJA cuando la ZCIT está en su punto más septentrional.

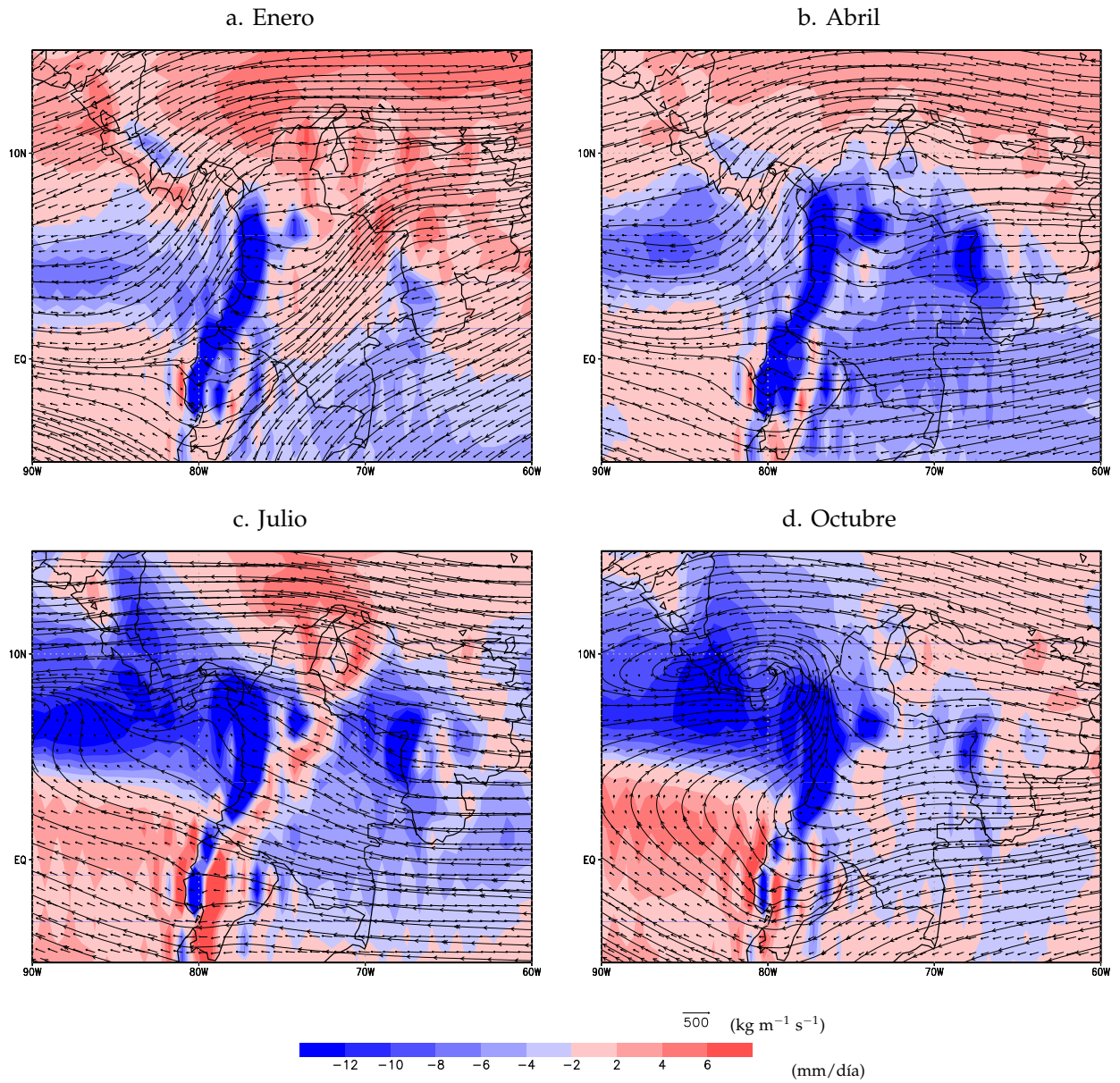


Figura 7: Comportamiento estacional de la humedad atmosférica regional. En el fondo, la divergencia del flujo de humedad (mm/día). El campo vectorial (y las líneas de flujo) corresponden al flujo de vapor de agua integrado verticalmente (kg/m/s). Cada estación está representada por el mes central.

En este trabajo se ha identificado claramente un paso orográfico de humedad al sur de la zona de estudio, caracterizado por una disminución de la elevación promedio de la cadena montañosa de los Andes, localizado alrededor de 4° S y 78° W. Este canal transporta humedad desde el flanco oriental de los Andes hacia el Océano Pacífico, fortaleciendo la convergencia del flujo de humedad en la costa del Pacífico colombiano, como se muestra en las figuras 7 y 8. En la Fig. 8 se muestra el promedio zonal del flujo de humedad sobre la porción de los Andes con elevación mayor a 500 m, que corresponde al área sombreada en la Figura 8 a. El efecto de pared orográfica de los Andes varía de acuerdo con su elevación promedio y el nivel de presión atmosférica. En los bajos niveles (950 hPa), se tiene bajo transporte zonal a través de los Andes, pero éste va aumentando a medida que el nivel de presión atmosférico disminuye, exhibiendo un aumento claro en el transporte zonal en el canal orográfico de humedad localizado entre 3 y 6 ° S, con un máximo estacional durante JJA en los niveles 850 a 650 hPa. El sentido de la componente zonal del flujo de humedad sobre los Andes tropicales, es predominantemente del este a lo largo del año. Esta característica combinada con el efecto de barrera de los Andes tropicales, tiene un efecto dinámico en el desarrollo de sistemas de transporte de bajo nivel de gran importancia en la circulación regional.

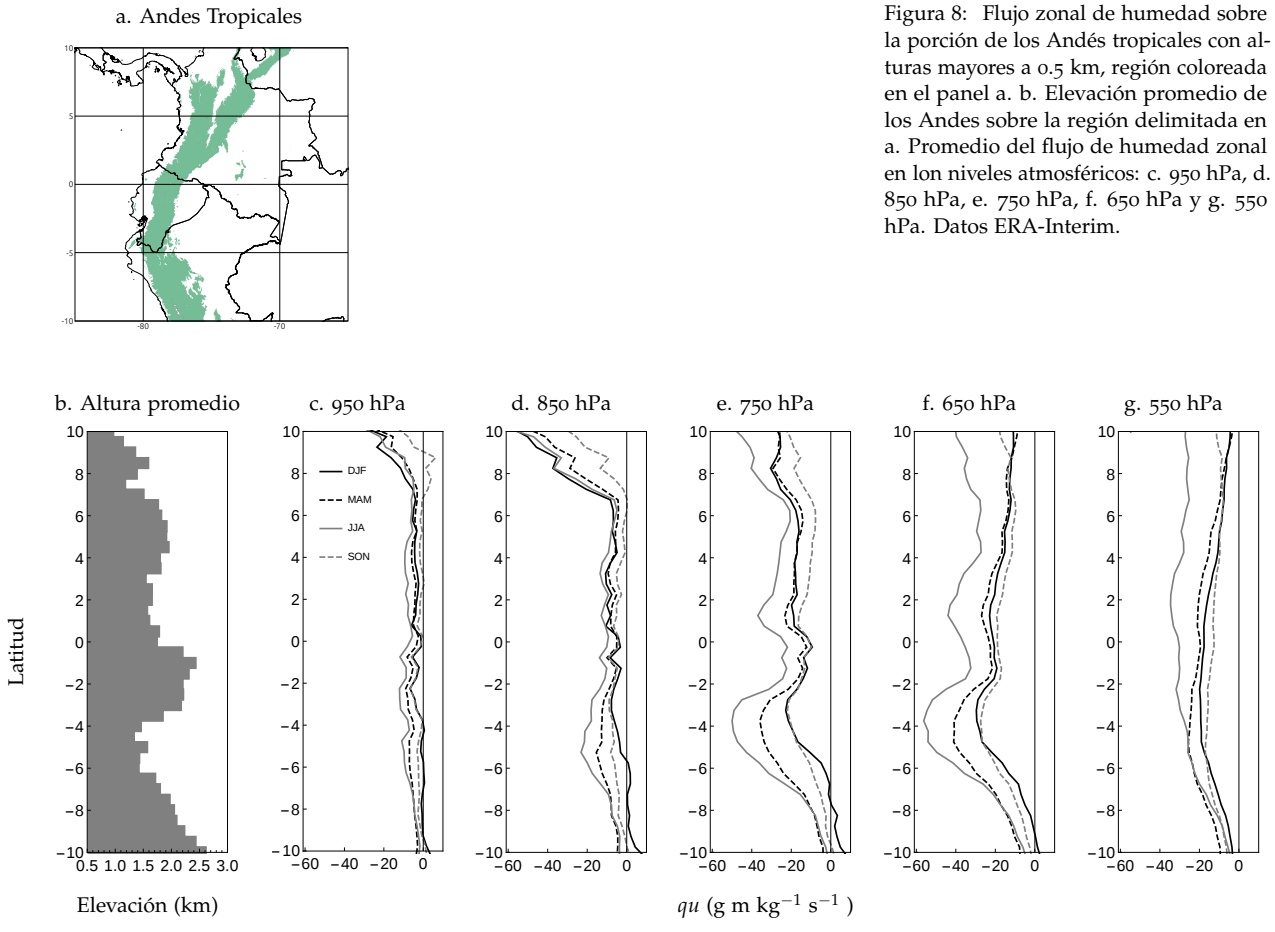


Figura 8: Flujo zonal de humedad sobre la porción de los Andés tropicales con alturas mayores a 0.5 km, región coloreada en el panel a. b. Elevación promedio de los Andes sobre la región delimitada en a. Promedio del flujo de humedad zonal en lon niveles atmosféricos: c. 950 hPa, d. 850 hPa, e. 750 hPa, f. 650 hPa y g. 550 hPa. Datos ERA-Interim.

1.3 Transporte atmosférico de bajo nivel

La humedad que proviene del Océano Pacífico y el mar Caribe está relacionada con estructuras de transporte atmosférico de bajo nivel con gran influencia en la dinámica atmosférica regional: El Chorro del Chocó y el Chorro del Caribe [*Poveda et al.*, 2014; *Sakamoto et al.*, 2012; *Poveda et al.*, 2006].

El chorro occidental del Chocó, conocido como CHOCO *Jet*, es un mecanismo de transporte regional que lleva una cantidad importante de humedad a la costa del Pacífico colombiano, una de las regiones más lluviosas del mundo [*Poveda and Mesa*, 2000]. Este chorro comienza su desarrollo durante el verano del hemisferio norte (JJA), cuando los vientos del este se localizan en su posición más septentrional sobre Centro América y la influencia de la estructura anticiclónica del centro de alta presión del Pacífico Sur (*South Pacific High*, SPH) se extiende más al norte. La humedad fría proveniente del Océano Pacífico se queda confinada sobre la costa del Pacífico colombiano alrededor de 5 ° N, con máximo desarrollo durante octubre.

El chorro del Caribe (*the Caribbean Low Level Jet* - CLLJ, *Amador* [2008], *Muñoz et al.* [2008] y *Wang* [2007]) se caracteriza por una estructura de vientos zonales del este a 925 hPa con un ciclo bimodal de dos máximos en julio y febrero. Este ciclo responde al cambio de presión al nivel del mar asociado con el sistema de Alta presión del Atlántico Norte (*North Atlantic Subtropical High*, NASH) en su excursión anual en sentido este-oeste [*Wang*, 2007; *Wang and Lee*, 2007]. El chorro del Caribe tiene mayor influencia regional durante la fase final de desarrollo del chorro del Chocó, cuando su efecto de barrera sobre el Pacífico colombiano se debilita y la componente meridional sur de bajo nivel se intensifica gracias a que la ZCIT está en su punto más austral. Como resultado, el transporte de bajo nivel cruza Centro América y se curva hacia la parte occidental de Colombia, fortaleciendo la convergencia del flujo de humedad en esta área. La humedad que llega a Colombia directamente desde el flanco oriental de los Andes experimenta una aceleración de su componente meridional tanto por la misma acción de la ZCIT como por la interacción con la configuración oblicua de la rama oriental de los Andes Tropicales.

En la Fig. 9 se presenta la evolución estacional de la estructura espacial de la circulación de bajo nivel y el transporte de humedad regional de acuerdo con la representación de los datos de reanálisis ERA-Interim, donde puede verse claramente la formación y evolución regional tanto del CHOCO *Jet* como del CLLJ.

1.4 Síntesis

En este capítulo se estudió la variabilidad estacional de los patrones espaciales de humedad regional sobre el territorio colombiano. La divergencia del flujo de humedad sigue la estructura de la precipitación regional a lo largo del año, cuyos patrones espaciales se explican en gran medida por la interacción de la circulación

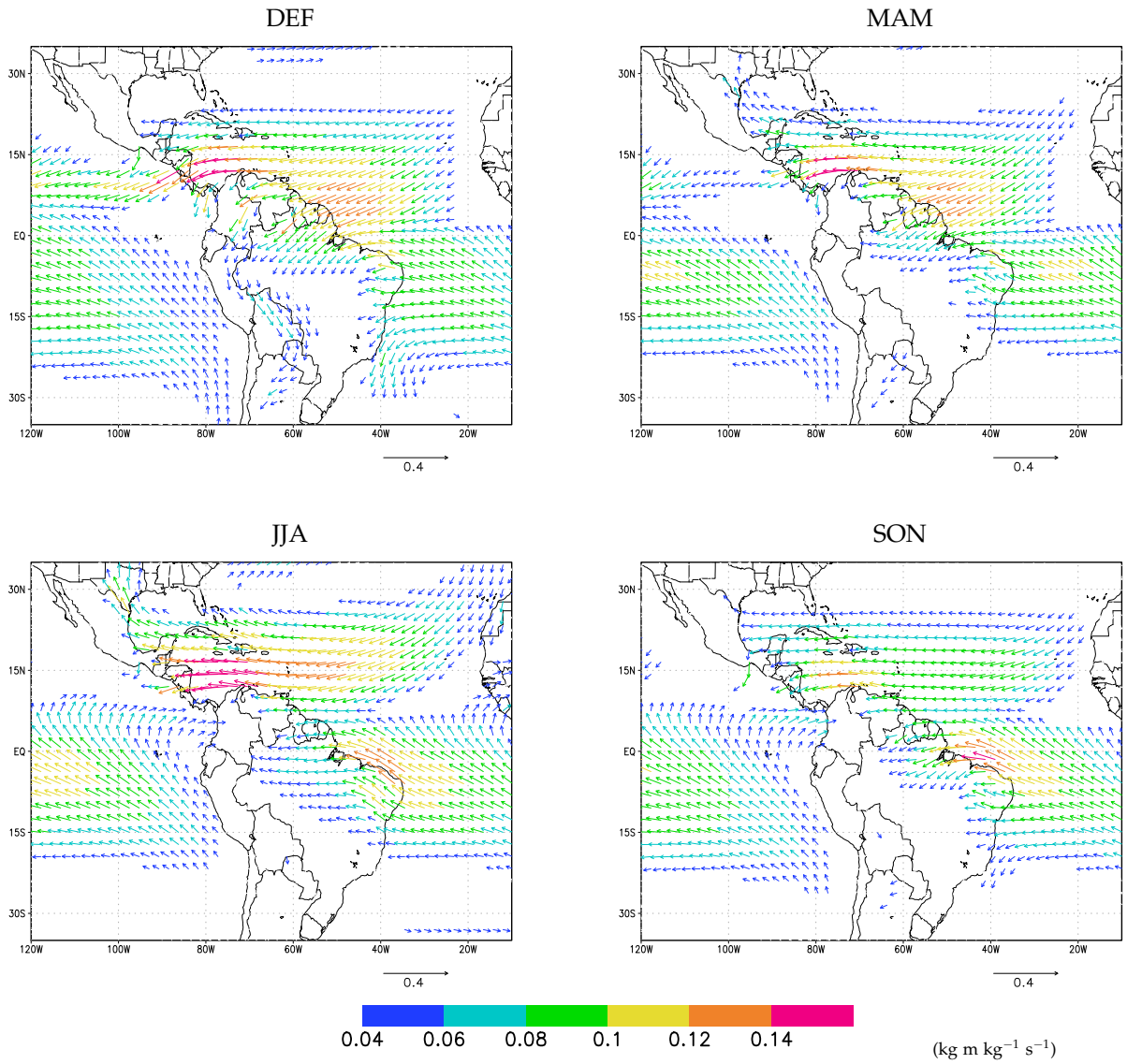


Figura 9: Campo estacional del flujo de humedad a 925 hPa (kg m kg^{-1} s^{-1}), representado por ERA-Interim. Valores menores a 0.04 (kg m kg^{-1} s^{-1}) se muestran en blanco.

regional con los Andes Tropicales. De acuerdo con la posición relativa de la ZCIT se establecen estructuras de transporte atmosférico relevantes en la zona de estudio, como lo son el CHOCO *Jet* y el CLLJ. Adicionalmente, en este trabajo se identificó un canal orográfico de humedad formado por una disminución significativa de la elevación de los Andes alrededor de 5° S y 78° W. A través de este canal se transporta humedad desde el flanco oriental de los Andes hacia el Océano Pacífico, fortaleciendo la convergencia del flujo de humedad en la costa del Pacífico colombiano especialmente durante la temporada JJA, cuando comienza a establecerse la estructura de bajo nivel del CHOCO *Jet*. Este hallazgo sugiere que la formación del CHOCO *Jet* es influenciada por la humedad que cruza a través de este canal orográfico.

En general, la dinámica del transporte atmosférico regional está bien representada en los datos ERA-Interim, aunque la magnitud de la precipitación tiende a ser sobre-estimada en algunas regiones más que en otras. Esto implica que el uso de estos datos en estudios climáticos basados en anomalías o porcentajes pueden conducir a conclusiones más precisas que cuando se trata de la cantidad de precipitación, ya que la bondad de su estimación depende de la sub-región de interés.

2. *Origen de la humedad atmosférica regional*

El análisis del capítulo anterior nos ofrece una descripción general de la climatología mensual de los procesos regionales de transporte de humedad, pero no nos permite conocer su origen específico. La transferencia de humedad atmosférica depende de interacciones entre los componentes del ciclo hidrológico a escala continental. Estas interacciones regulan los ciclos de vida y la transferencia de servicios ecosistémicos, por lo tanto, ejercen un control importante sobre la biodiversidad, la disponibilidad y la gestión de los recursos hídricos [*Wagener et al.*, 2010; *Jackson et al.*, 2001]. La humedad que llega a una región es a menudo determinada por las características termodinámicas de las masas de aire que estaban en otra región unos cuantos días atrás [*Pasini*, 2005]. De esta manera, se establecen conexiones hidro-climatológicas entre regiones remotamente separadas, que desbordan las divisiones político-administrativas demarcadas por los países.

En este capítulo se estudia, cuantifica y diferencia el origen de la humedad regional. Para tal fin se han empleado aproximaciones complementarias a partir de tres modelos que rastrean el origen de la humedad atmosférica: el modelo *Dynamical Recycling Model* (DRM), el *Quasi Isentropic Back-Trajectory* (QIBT) y el modelo de dispersión Lagrangiano FLEXPART. Los modelos DRM y FLEXPART utilizan los datos de entrada del reanálisis ERA-Interim, mientras que QIBT utiliza datos del reanálisis NCEP/DOE [*Kanamitsu et al.*, 2002] y un campo híbrido de precipitación descrito en *Dirmeyer and Brubaker* [2007]. Las particularidades de cada modelo se discuten a continuación y en la Tabla 3 se presenta un resumen de las principales características de cada uno.

- *Dynamical Recycling Model* (DRM): Este es un modelo semi-Lagrangiano en dos dimensiones que calcula la contribución de humedad de una región predefinida sobre una región objetivo, a partir de una solución analítica de la ecuación de conservación de vapor de agua en la atmósfera (Ec. 1). La variación temporal de la integral vertical del vapor de agua en una columna atmosférica en movimiento, es producida por el cambio de la precipitación y la evapotranspiración de acuerdo con la relación $dW/dt = E - P$. Para diferenciar entre fuentes de humedad locales y externas, el DRM asume que el vapor de agua está homogéneamente mezclado en la columna de aire sin importar su origen [*Burde and Zangvil*, 2001]. *Dominguez et al.* [2006] proponen una solución analítica de la Ec. 1 para calcular la contribución de humedad en la columna vertical de origen local y *Martinez and Dominguez* [2014] extienden la misma metodología para estimar y diferenciar las contribuciones de fuentes remotas.

- *Quasi Isentropic Model* (QIBT): Este modelo encuentra las fuentes evaporativas que aportan a la humedad atmosférica que se libera con la lluvia en un lugar determinado. Con cada evento de precipitación, se inicia la reconstrucción histórica de la trayectoria que siguió la humedad hasta el momento en que se presenta el evento de precipitación. Las parcelas de aire que se siguen se les asigna una probabilidad aleatoria deacuerdo con la distribución vertical de la humedad. Cada parcela es rastreada por no más de 15 días, acumulando la contribución de evaporación recogida durante la trayectoria, asumiendo que la fracción de agua precipitable en cada paso de tiempo, tiene su origen en la evaporación superficial, la cual es uniformemente distribuida en la columna atmosférica [*Dirmeyer and Brubaker*, 2007, 1999].

- *FLEXible PARTicle dispersion model (FLEXPART)*: Es un modelo Lagrangiano de transporte y dispersión que cubre un amplio rango de procesos de transporte atmosférico (incluyendo turbulencia en micro escala). Este modelo distribuye homogéneamente un gran número de partículas computacionales (más de 2 millones, a las que nos referiremos simplemente como partículas) que adoptan las propiedades del sistema físico, de tal modo que la posición de cada partícula en un tiempo posterior queda determinada por la dinámica atmosférica. La trayectoria de cada partícula situada en la región de interés, se reconstruye hacia atrás en el tiempo hasta por 10 días, que es el tiempo promedio de residencia del vapor de agua en la atmósfera [*Numaguti*, 1999]. FLEXPART calcula la pérdida o ganancia neta de la humedad advectiva $E - P$ en una región objetivo para un gran número de partículas, pero la evapotranspiración y la precipitación no pueden separarse en campos independientes [*Stohl and James*, 2004], sin embargo, regiones donde $E - P < 0$ representan pérdida neta de humedad (la precipitación excede la evaporación) y regiones con $E - P > 0$ representan ganancia neta de humedad (la evaporación excede a la precipitación). El modelo permite los modos de operación *backward* y *forward*. En el modo *backward* se reconstruye la trayectoria hacia atrás en el tiempo de las partículas ubicadas en la región de interés en un instante dado y se encuentran las fuentes de humedad estableciendo la posición de cada partícula unos días antes. En el modo *forward*, las partículas que se encuentran en una región fuente en un momento dado, se siguen hacia adelante en el tiempo hasta que alcanzan otras regiones, incluyendo la región de interés. En este estudio se usan ambos modos con el fin de generar campos de $E - P$ que sean comparables con los datos que se obtienen de los modelos DRM y QIBT, como se explica más adelante.

En este capítulo se estudian las fuentes de humedad en la región más septentrional de Sur América, que incluye la región inter-andina, la región de las planicies del Caribe y la cuenca del Pacífico, en el territorio colombiano, de aquí en adelante NOSA (Fig 1 y 11). Esta es la zona más densamente poblada de Colombia, con más del 80% de la población y con el mayor desarrollo agro-industrial y productivo. Esta área es exactamente la misma para los modelos DRM y FLEXPART, mientras que en el modelo QIBT se limita a la cuenca del río Magdalena, que es la región más comparable en el catálogo de fuentes de humedad para las cuencas del mundo del proyecto *Characterizing Land Surface Memory to Advance Climate Prediction* (`http://www.iges.org/wcr/`).

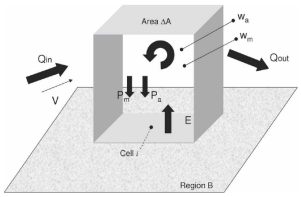
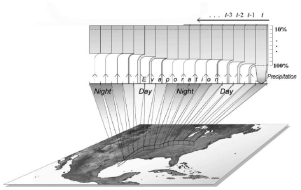
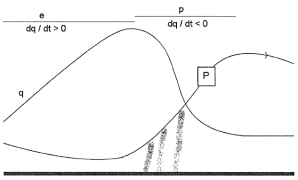
	DRM	QIBT	FLEXPART
Modelo			
Descripción	Contribuciones de vapor de agua que llegan desde fuentes predefinidas.	Fuente evaporativa que aporta humedad para cada evento de precipitación.	Pérdida o ganancia neta de humedad (E-P) a lo largo de la trayectoria de las partículas.
Marco	Semi-Lagrangiano	Lagrangiano	Lagrangiano
Periodo	1980 - 2012	1980 - 2004	1980 - 2012
Resolución	241 × 480	192 × 94	360 × 180
Referencia	*Dominguez et al.* [2006]	*Dirmeyer and Brubaker* [2007]	*Stohl and James* [2004]

Tabla 3: Características de los modelos usados para determinar el origen de la humedad atmosférica regional.

2.1 Identificación de fuentes de humedad

Cada modelo proporciona un indicador climatológico que permite identificar espacialmente las regiones que son fuente de humedad para la región de interés NOSA (Fig. 10). Para el modelo DRM (Fig 10 a) la expresión $R_{gc} = \varepsilon\, e^{-(\varepsilon/\omega)*t}\, \delta t$ es un indicador de la cantidad de humedad llega a NOSA desde cada cuadrícula del dominio, de acuerdo con la solución exponencial de la ecuación de balance hidrológico atmosférico en la columna de vapor de agua [*Dominguez et al.*, 2006; *Martinez and Dominguez*, 2014], donde ε y ω son la evaporación y el agua precipitable en cada cuadrícula del dominio durante el tiempo de integración $\delta t = 30$ min y t es el tiempo que la humedad de cada cuadrícula tarda en alcanzar la región objetivo. El mapa climatológico para el modelo QIBT corresponde a la cantidad de humedad evaporada de cada cuadrícula que se convierte en precipitación sobre NOSA (Fig 10 b). Para el modelo FLEXPART, el mapa climatológico corresponde al cambio neto de la humedad $E - P$ de las partículas que residen en la columna vertical en el modo *backward*, integrando la trayectoria 10 días atrás (Fig 10 c).

Los tres modelos muestran acuerdos y diferencias en las fuentes de humedad regionales que cada uno captura. Las contribuciones de humedad del Océano Atlántico Tropical están presentes en los tres modelos. DRM y FLEXPART capturan contribuciones tan lejanas como del Atlántico Subtropical Norte, mientras que las contribuciones que muestra el modelo QIBT están más concentradas en el Atlántico Tropical, alcanzando

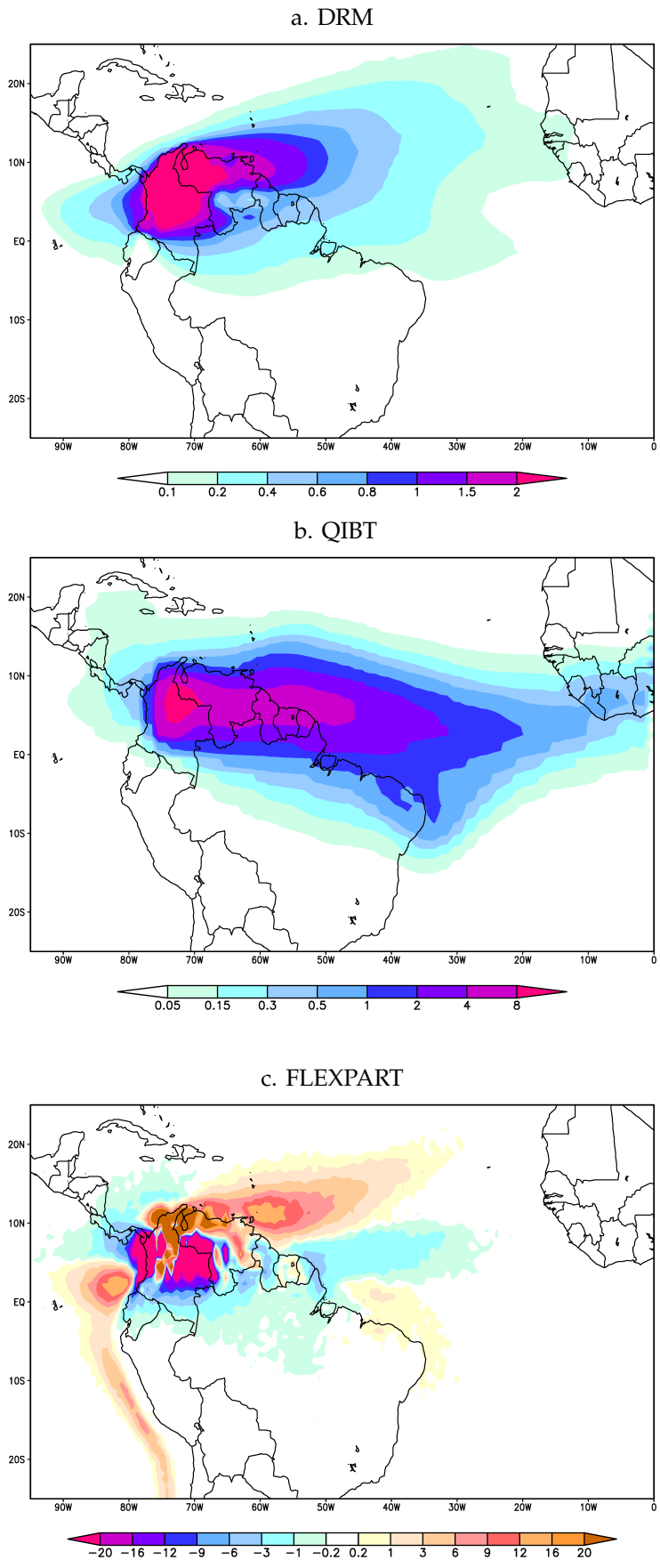


Figura 10: Contribución climatológica de humedad a la región NOSA, representada por a. DRM, fracción de la evapotranspiración Rgc que llega a NOSA desde cada celdilla del dominio (mm), b. QIBT, humedad evaporativa que precipita sobre NOSA (mm/mes) and c. FLEXPART, $E - P$ (mm/día) en modo *backward*.

la porción más occidental del África. En los modelos DRM y QIBT, la región fuente de humedad del Océano Pacífico está concentrada en el área tropical adyacente al continente, mientras que FLEXPART muestra una región fuente mucho más grande que se extiende sobre el Pacífico Tropical Sur. Las fuentes terrestres son contribuciones importantes en los tres modelos, donde se destacan el norte de la Amazonía, la cuenca del Orinoco y el reciclaje local de NOSA.

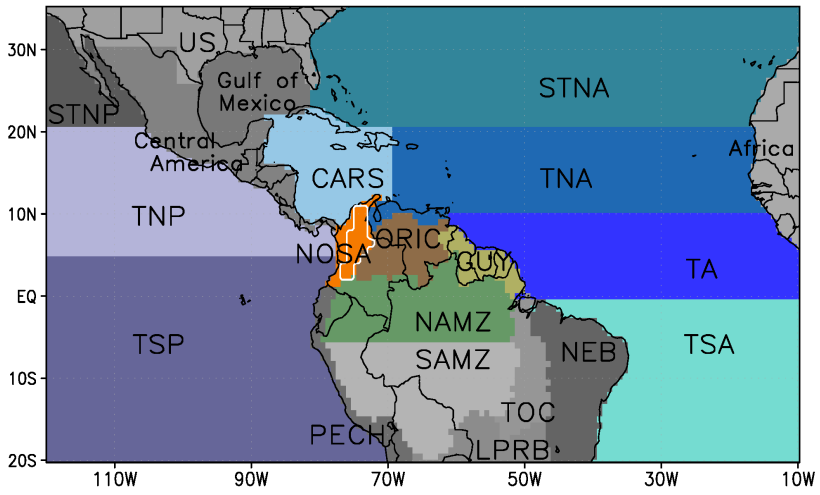


Figura 11: Unidades hidrográficas seleccionadas como fuentes potenciales de humedad regional. *Northern South America* (NOSA, límite de la región de interés), *Subtropical North Pacific* (STNP), *Tropical North Pacific* (TNP), *Tropical South Pacific* (TSP), *Subtropical North Atlantic* (STNA), *Tropical North Atlantic* (TNA), *Tropical Atlantic* (TA), *Tropical South Atlantic* (TSA), *United States* (US), *Central America*, *Gulf of Mexico*, *Caribbean Sea* (CARS), *Orinoco Basin* (ORIC), *Guyanas* (GUY), porción occidental de Ecuador, Perú and Chile (PECH), *Northern Amazon Basin* (NAMZ), *Southern Amazon Basin* (SAMZ), *Tocantins Basin* (TOC), nordeste de Brazil (NEB), *La Plata River Basin* (LPRB) y África (Africa). La región objetivo para el modelo QIBT está limitada a la cuenca del río Magdalena (contorno blanco). Las regiones con una contribución anual importante de humedad se muestran en colores y las regiones con poca contribución de humedad (menos del 0.5% del agua precipitable anual) en tonos de gris.

Con base en la descripción climatológica derivada de los resultados obtenidos de los tres modelos, se seleccionaron las regiones que potencialmente contribuyen con la humedad en la región de estudio (Fig 11). Las fuentes terrestres corresponden a las principales unidades hidrológicas, mientras que las regiones oceánicas se delimitaron de acuerdo con las fuentes generadas por FLEXPART ya que este modelo permite diferenciar entre fuentes donde las trayectorias ganan o pierden humedad neta. Esta selección de regiones permite capturar tanto la humedad que proviene de procesos regionales de circulación como la que proviene de procesos de evapotranspiración desde las cuencas terrestres circundantes y locales.

Las regiones fuentes de humedad para NOSA quedan definidas como: Norte de Sur América (NOSA), Pacífico Sobtropical Norte (*Subtropical North Pacific*, STNP), Pacífico Tropical Norte (*Tropical North Pacific*, TNP), Pacífico Tropical Sur (*Tropical South Pacific*, TSP), Atlántico Subtropical Norte (*Subtropical North Atlantic*, STNA), Atlántico Tropical Norte (*Tropical North Atlantic*, TNA), Atlántico Tropical (*Tropical Atlantic*, TA), Atlántico Tropical Sur (*Tropical South Atlantic*, TSA), Estados Unidos (US), Centro América (*Central America*), Golfo de México (*Gulf of Mexico*), Mar Caribe (*Caribbean Sea*, CARS), Cuenca del Orinoco (ORIC), Guyanas (GUYN), Región occidental de Ecuador, Perú y Chile (PECH), Norte de la Cuenca Amazónica (NAMZ), Sur

de la Cuenca Amazónica (SAMZ), Cuenca del río Tocantins (TOC), Nordeste de Brasil (NEB), la porción norte de la Cuenca del Río de la Plata (LPRB) y África (Africa). La delimitación de estas áreas fuentes de humedad permite considerar tanto los procesos de transporte de humedad asociados con la circulación atmosférica como los procesos relacionados con la evapotranspiración proveniente de las cuencas vecinas.

El porcentaje de contribución de humedad de cada fuente y su influencia relativa sobre NOSA se presenta en la Tabla 4. De acuerdo con los modelos DRM y QIBT, más del 80% de la humedad que llega a NOSA proviene del océano Atlántico, el océano Pacífico y el reciclaje de fuentes terrestres. En ambos modelos, el aporte de humedad más importante proviene del Océano Atlántico Tropical, con contribuciones del 49% y 52% respectivamente, seguido por las fuentes terrestres con contribuciones del 30.4% and 32.5%, mientras que las contribuciones del Océano Pacífico están por debajo del 3% en ambos modelos.

En FLEXPART, la relación $E - P$ se calcula en la integración *forward* solamente para aquellas áreas que se identifican como regiones fuente de humedad para NOSA a partir del mapa climatológico de la Figura 10 c, asumiendo que la contribución total de humedad regional está contenida en estas fuentes[1]. Sobre NOSA, todas las regiones fuente presentan valores negativos de $E - P$, lo que significa que las trayectorias que llegan hasta NOSA desde estas fuentes remotas pierden humedad en NOSA. Esto se evidencia por un exceso de precipitación sobre la evapotranspiración, diagnosticando precipitación neta a lo largo de la trayectoria. De acuerdo con *Stohl and James* [2004], E y P no pueden coexistir simultáneamente en un mismo lugar, se puede estimar entonces, un valor diagnóstico de precipitación promedio en el tiempo $\bar{P}$ cuando se promedian los valores negativos de $E - P$ por un periodo suficientemente largo (mayor a un año). De la misma manera, se puede dar un estimado de la evapotranspiración diagnóstico $\bar{E}$ cuando se promedian los valores positivos de $E - P$. Aunque estos valores diagnóstico subestiman los valores reales de los campos E y P, dan una medida de las contribuciones relativas al campo de precipitación. En este caso, el periodo para el modelo FLEXPART es de 33 años, suficiente para dar un valor estimado de $\bar{P}$. A diferencia de los modelos DRM y QIBT, en el modelo FLEXPART la mayor contribución de humedad oceánica para NOSA proviene del Océano Pacífico Tropical adyacente con una contribución anual del 36.5% de la precipitación diagnóstico $\bar{P}$, mientras que las fuentes del Océano Atlántico contribuyen con el 25.5% (casi la mitad de lo que registran los modelos DRM y QIBT). Al igual que los modelos DRM y QIBT, FLEXPART muestra contribuciones importantes de humedad que provenienen de fuentes terrestres con un porcentaje de 38% de la precipitación diagnóstico promedio estimada. El reciclaje local (NOSA) en FLEXPART es el doble de la contribución en DRM y QIBT.

[1] Nótese que el mapa climatológico que se obtiene con la integración *backward* ayuda a delimitar las regiones fuente. Para cada región identificada como fuente se diseña una corrida en modo *forward* para calcular cuanta humedad llega a la región NOSA, lo que permite un análisis cualitativamente más cercano a los otros dos modelos.

Es evidente la importancia regional de las fuentes de humedad terrestres en los tres modelos. Estos resultados muestran una interacción muy importante de transferencia de humedad de las cuencas de los

Fuente	Región	DRM Agua precipitable (%)	QIBT Fuente evaporativa (%)	FLEXPART Precipitación diagnóstico (%)
Atlántico	TNA	23.42	8.86	14.98
	TA	12.10	36.05	5.86
	TSA	8.17	5.41	0.19
	STNA	4.68	0.09	1.66
	CARS	0.68	1.60	2.86
	Gulf of Mexico	0.02	0.03	-
	Total	49.07	52.04	25.55
Pacífico	TSP	2.00	0.34	28.79
	TNP	0.64	0.42	7.69
	STNP	0.00	0.10	-
	Total	2.64	0.86	36.48
Terrestre	ORIC	12.80	18.02	11.54
	NAMZ	7.50	5.78	7.54
	SAMZ	0.53	0.26	1.54
	NOSA	9.61	8.08	17.32
	Total	30.44	32.46	37.94
Otras	GUY	3.08	8.42	-
	NEB	0.69	2.53	-
	Africa	0.42	0.43	-
	TOC	0.33	0.52	-
	PECH	0.23	0.02	-
	Central America	0.09	0.19	-
	LPRB	0.01	0.00	-
	US	0.01	0.00	-
	Others	12.98	2.53	-
	Total	17.84	14.64	-

Tabla 4: Resumen climatológico del porcentaje de las contribuciones de humedad en NOSA a partir de fuentes locales y remotas, de acuerdo con los modelos DRM, QIBT y FLEXPART.

ríos Orinoco y Amazonas a la cuenca del río Magdalena (contenida en NOSA), poniendo de manifiesto la sensibilidad potencial a cambios en las características de las cuencas que puedan alterar los procesos evapotranspirativos que son la componente principal en regiones terrestres que son fuentes de humedad, como son por ejemplo, la deforestación de zonas de bosque, la desertificación de áreas productivas, el cambio en la vocación y el uso del suelo, entre otros.

2.2 *Variabilidad estacional de las fuentes de humedad*

Las fuentes de humedad tienen una estrecha relación con los patrones de circulación regional y tienen un comportamiento estacional bien marcado, revelando procesos de transporte de gran alcance espacial. En las Figuras 12, 13 y 14 se presentan las contribuciones estacionales de las principales fuentes de humedad de NOSA, proveniente de regiones atlánticas, pacíficas y terrestres, de acuerdo con la representación de los tres modelos. Cada modelo cuantifica los aportes de humedad en una variable diferente: Contribución de agua precipitable en DRM, fuente evaporativa contribuyendo a los eventos de precipitación en QIBT y pérdida neta de humedad ($E - P < 0$) para FLEXPART. Sin embargo, se espera que estas variables estén en el mismo rango de valores (mismo orden de magnitud) y tengan un comportamiento cualitativamente similar.

Las fuentes de humedad provenientes del Océano Atlántico (Fig 12) tienen un comportamiento estacional de acuerdo con la variación del patrón de circulación regional a lo largo del año. Durante el verano del sur, cuando la ZCIT se encuentra en su posición más austral, la principal contribución atlántica de humedad viene del Atlántico Tropical Norte (región TNA). Tanto el modelo DRM como el FLEXPART muestran una máxima contribución del TNA en esta temporada, mientras que QIBT exhibe un comportamiento cualitativamente similar pero con una contribución menor. El modelo DRM muestra contribuciones tan lejanas como del Atlántico Subtropical Norte STNA, lo que sugiere contribuciones de flujos lejanos cruzando el Ecuador como se propone en *Wang and Fu* [2002].

A medida que la ZCIT avanza hacia el norte, la contribución de humedad de la región TNA disminuye hasta encontrar su valor mínimo en agosto (FLEXPART muestra un pico mínimo prematuro). La contribución de humedad de la región TSA muestra un comportamiento contrario o complementario respecto a la región TNA, mostrando la influencia de la circulación global en las fuentes de humedad regional, mientras que el Atlántico Tropical se comporta como una zona de transición entre el Atlántico Tropical Norte y Sur, con un régimen bimodal cuyos picos coinciden con las temporadas de lluvia en NOSA (ver Sección 1.2). Los tres modelos muestran una menor contribución de humedad de la región del mar Caribe CARS, con dos picos: el primero durante el otoño austral y el segundo, de mayor contribución, durante la transición de la primavera al verano.

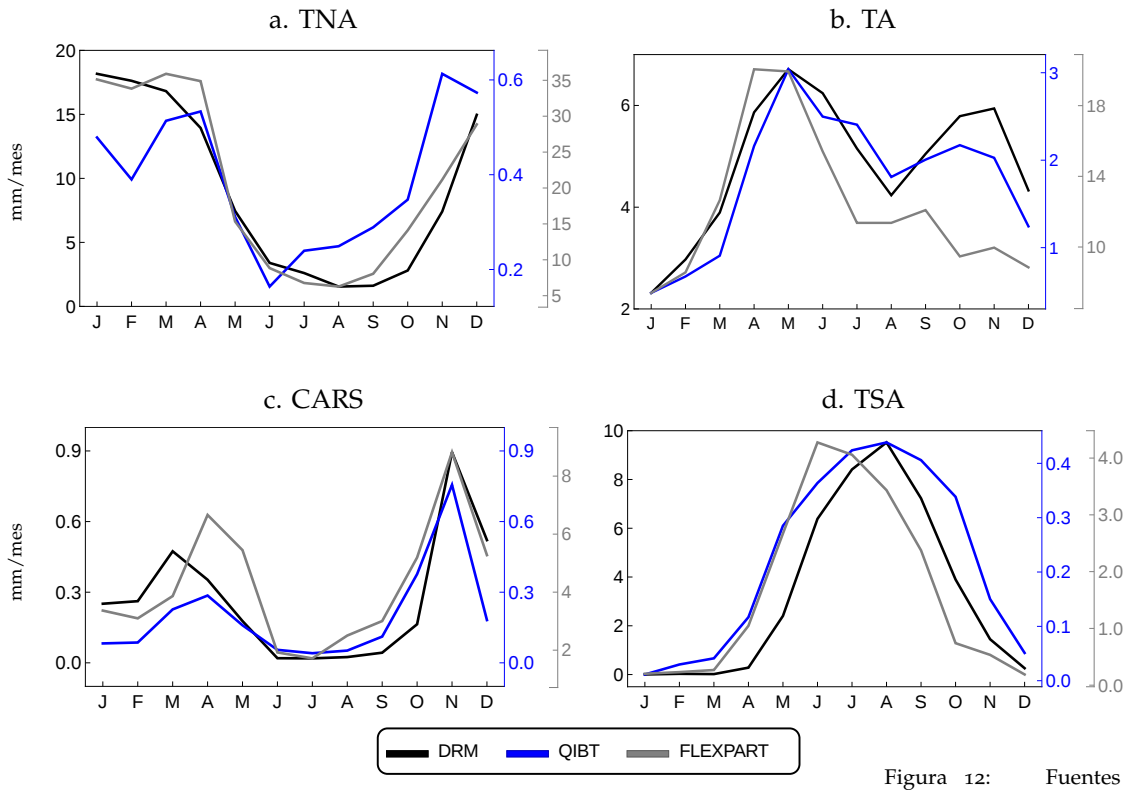


Figura 12: Fuentes atlánticas de humedad para NOSA (mm/mes): Agua precipitable, fuente evaporativa y pérdida neta de humedad, de acuerdo con DRM, QIBT y FLEXPART (*forward*), respectivamente. a. Atlántico Tropical Norte - TNA, b. Atlántico Tropical - TA, c. Mar Caribe - CARS y d. Atlántico Tropical Sur - TSA.

El Océano Pacífico contribuye significativamente a la cantidad de agua precipitable en NOSA (Fig 13). Las regiones TNP y TSP que corresponden respectivamente a la porciones norte y sur del Océano Pacífico Tropical adjacente al continente americano, muestran un régimen bimodal de contribución de humedad en NOSA, con dos picos durante las temporadas de lluvia MAM y SON. En la contribución estacional de humedad de la región TNP, el segundo pico estacional es significativamente mayor que el primero, de acuerdo con los modelos DRM y QIBT, mientras que el modelo FLEXPART muestra una diferencia menor entre los dos picos estacionales con una contribución que excede en dos ordenes de magnitud las contribuciones que capturan el DRM y el QIBT. Esta diferencia se puede explicar por el hecho de que la contribución de humedad desde esta fuente pacífica se transporta en niveles bajos de la tropósfera y el modelo DRM da una integración vertical de las contribuciones de humedad, lo que podría estar subestimando la contribución de humedad de esta región. Por otro lado, el modelo QIBT tiene una región objetivo limitada a la cuenca del río Magdalena y la contribución de humedad desde el Océano Pacífico se queda confinada en la cuenca del Pacífico Colombiano, por lo que subestima la contribución de humedad que llega a NOSA desde las regiones del Océano Pacífico. El primer pico en la contribución de humedad de la región TSP se presenta en mayo, de acuerdo con los modelos DRM y QIBT. En el modelo FLEXPART, este primer pico se extiende hasta junio. A diferencia del DRM y el FLEXPART, en el modelo

QIBT el primer pico es mayor que el segundo, pero los tres modelos muestran un acuerdo en que existe una contribución importante de humedad de esta región durante la temporada SON, que coincide con la segunda temporada de lluvias en NOSA. Este hecho está relacionado con una inversión de la componente zonal del valor promedio del flujo de vapor de agua, en la margen occidental de la costa pacífica colombiana y Panamá (~5 °N, Figuras 7 y 9). El incremento en el transporte en esta temporada ocurre como resultado del fortalecimiento del flujo que viene del occidente en los niveles bajos de la atmósfera, con un máximo alrededor de los 925 hPa [*Poveda et al.*, 2006; *Poveda and Mesa*, 2000]. Este mecanismo de transporte de humedad ayuda a la convergencia del flujo de humedad en la región inter-andina de NOSA cuando interactua con el flujo del este [*Mapes et al.*, 2003]. Este aumento en la convergencia del flujo de humedad en NOSA está asociado con el pico estacional de precipitación (Figuras 4 y 5) y agua precipitable (Fig 6). La región TSP muestra una contribución considerablemente mayor que la región TNP, evidenciando largo alcance espacial en los procesos de transferencia de humedad desde el Océano Pacífico.

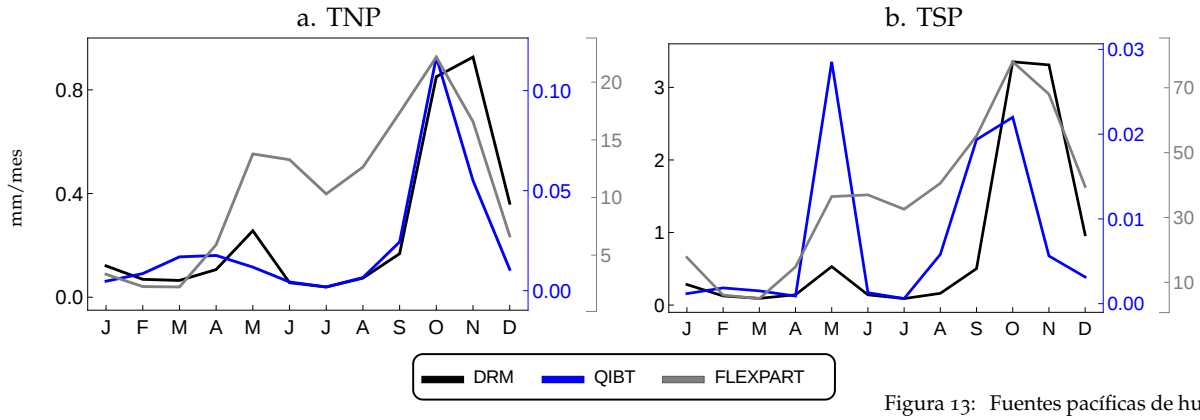


Figura 13: Fuentes pacíficas de humedad para NOSA (mm/mes). La descripción es como en la Figura 12 para: a. Pacífico Tropical Norte - TNP b. Pacífico Tropical sur - TSP.

En este trabajo se ha encontrado que las fuentes terrestres son de gran importancia en la transferencia de humedad en el área de estudio. Las fuentes terrestres que más contribuyen con el aporte de humedad atmosférica en NOSA son las cuencas de los ríos Amazonas y Orinoco y el reciclaje local de humedad, es decir humedad de NOSA que se queda allí (Fig. 14). Estas tres regiones aportan en conjunto, el 30%, 32% y 38% del total del agua precipitable en NOSA, de acuerdo con los modelos DRM, QIBT y FLEXPAR, respectivamente. El reciclaje local, que aporta casi del 10% de la humedad según los modelos DRM y QIBT y está alrededor del 17% para FLEXPART, muestra un régimen estacional bimodal con picos en marzo-abril (en FLEXPART se extiende hasta mayo) y en octubre-noviembre, que coinciden con los picos de mayor precipitación. Las contribuciones de la cuenca del río Orinoco (ORIC) son mayores que el reciclaje local en los modelos DRM y QIBT, pero menor en FLEXPART (12.80%, 18.02% y 11.54%, respectivamente), con un régimen estacional

bimodal ligado al paso de la ZCIT sobre el Orinoco. DRM y QIBT muestran que la influencia de la región ORIC sobre NOSA es mayor durante la primavera austral. Sin embargo, para FLEXPART esta región alcanza su valor máximo de contribución durante el otoño austral. La cuenca del río Orinoco está caracterizada por grandes áreas de inundación que permanecen saturadas de humedad de agosto a noviembre, después del pico de precipitación [*Lewis et al.*, 2000]. Durante este periodo, el suelo tiene gran disponibilidad de agua y los procesos evaporativos se fortalecen, luego en el cálculo de $E - P$ para esta temporada, el modelo FLEXPART muestra un pico relativamente menor que el primero.

En los tres modelos, la contribución de humedad Amazónica tiene una componente predominante de la parte norte de la cuenca (NAMZ), con una contribución de humedad notablemente mayor que el aporte de la parte sur de la cuenca (SAMZ) (ver Tabla 4). NAMZ muestra un ciclo anual cuasi-unimodal con los picos ubicados en diferentes meses para los tres modelos (de agosto a septiembre para el modelo DRM, en octubre para el modelo QIBT y de abril a mayo para FLEXPART), pero dentro del periodo abril a noviembre, con una pequeña disminución durante junio - julio (Figura 14 c). La temporada en la que la contribución del norte del Amazonas está más activa (de abril a noviembre), corresponde con el pico de actividad fotosintética del bosque [*Doughty and Goulden*, 2008] y podría tener su origen en el efecto de la transpiración del bosque Amazónico en los patrones de circulación regional [*Makarieva et al.*, 2013; *Spracklen et al.*, 2012]. En general, los tres modelos confirman las hipótesis previas (ver por ejemplo *Poveda et al.* [2006] e *IDEAM* [2005]) que establecen que la humedad proveniente de la cuenca del Amazonas es una fuente importante de humedad para la hidroclimatología colombiana y es un proveedor de servicios ecosistémicos a través de la transferencia de humedad atmosférica.

En la Figura 15 se muestra el porcentaje de la contribución de humedad total anual de cada fuente que se captura mensualmente. En términos de porcentajes, la descripción del comportamiento estacional es consistente con la descripción elaborada a lo largo de la presente sección, resaltando los rasgos estacionales expuestos para cada modelo.

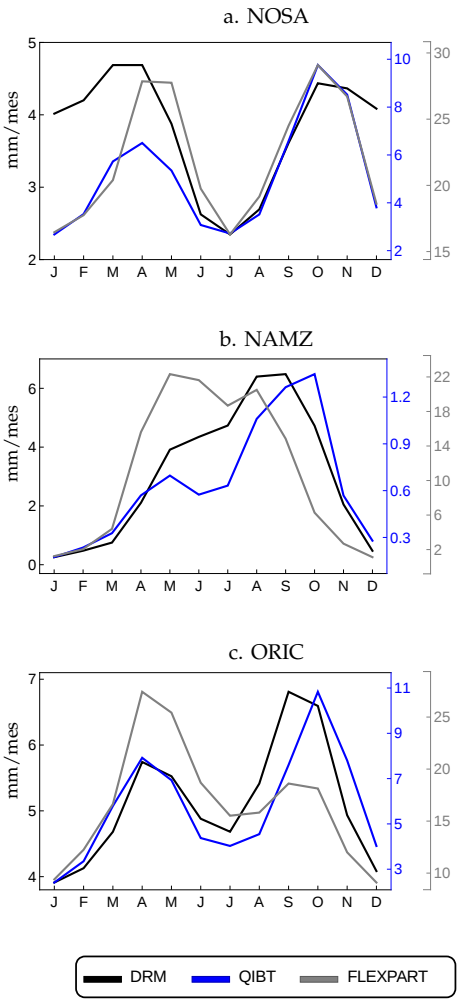


Figura 14: Fuentes terrestres de humedad para NOSA (mm/mes). La descripción es como en la Figura 12 para: a. Norte de Sur América - NOSA (región objetivo, reciclaje local) b. Norte de la Cuenca del Amazonas - NAMZ c. Cuenca del río Orinoco - ORIC.

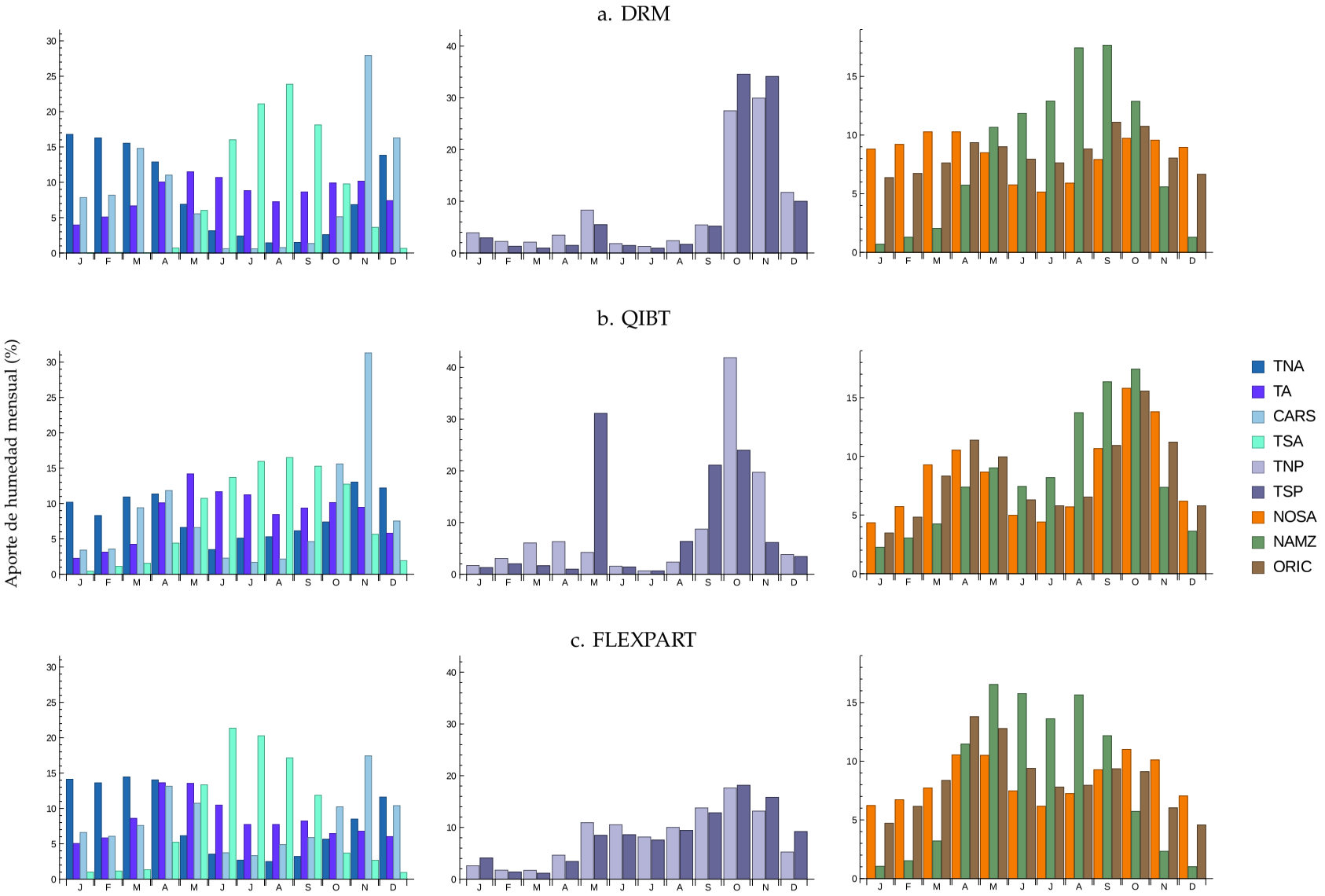


Figura 15: Porcentaje mensual de humedad del total anual que cada fuente aporta a NOSA de acuerdo con la representación de los modelos a. DRM, b. QIBT y c. FLEXPART. En la columna izquierda, fuentes atlánticas. Columna central, fuentes pacíficas. Columna derecha, fuentes terrestres.

2.3 Contribución de humedad por transporte de bajo nivel atmosférico

El Chorro del Caribe es un potencial mecanismo de transporte de humedad del mar Caribe y el océano Tropical Norte hacia NOSA. Los modelos DRM, QIBT y FLEXPART capturan una cantidad importante de humedad que proviene de estas regiones. La contribución de humedad de la región TNA es más activa de octubre a abril (Fig 12 a), cuando la posición de la ZCIT está migrando hacia su punto más bajo hasta alcanzarlo e iniciar de nuevo su retorno. Este periodo incluye el máximo del CLLJ, durante el invierno boreal. Esto indica que a través de NOSA (y áreas circundantes), el CLLJ trabaja como un mecanismo de transporte de humedad que contribuye con el desarrollo del sistema monzónico de Sur América [*Vuille et al.*, 2012; *Zhou and Lau*, 2001], lo que significa que NOSA es una región que enlaza flujos de humedad entre las Américas. Ninguno de los tres modelos muestra contribuciones de humedad asociadas con el CLLJ durante el verano boreal (temporada JJA, Fig. 7, 9 y 12 a). Durante esta temporada, el sistema de alta presión NASH está en su punto más septentrional, extendido hacia la parte más al norte del mar Caribe, luego el CLLJ tiene una infuencia preferencial sobre Centro América [*Durán-Quesada et al.*, 2010].

De acuerdo con los modelos DRM, QIBT y FLEXPART, el transporte de humedad proveniente del Océano Pacífico (regiones TNP y TSP) es más activo de septiembre a diciembre, con un desarrollo máximo en octubre, lo que coincide con las características de la evolución del CHOCO *Jet* en trabajos previos [*Sakamoto et al.*, 2012; *Poveda et al.*, 2006; *Poveda and Mesa*, 2000]. La humedad llega a NOSA desde tan lejos como el Pacífico Tropical Sur, lo que evidencia el desarrollo de un sistema de transporte que involucra un largo alcance espacial. En el mapa climatológico de FLEXPART (Fig 10 c) se puede apreciar una fuente de humedad que se extiende a lo largo de la costa occidental de Sur América, siguiendo la trayectoria del CHOCO *Jet*. Las simulaciones de los modelos DRM y QIBT (Fig 10 a y b) no capturan este patrón espacial.

Como se encontró en el Capítulo 1, el CHOCO *Jet* es precedido por un flujo de humedad que proviene del flanco oriental de los Andes y que pasa a través de un canal orográfico de humedad, en la margen occidental de Sur América, entre Ecuador y Perú (Fig 8). Este flujo de humedad, proveniente de las regiones NAMZ y TSA, atraviesa los Andes por encima de 850 hPa y llega hasta la región del Océano Pacífico Tropical, produciendo un fortalecimiento de la contribución de humedad en NOSA que llega a través del Océano Pacífico como resultado de un forzamiento de las contribuciones de la cuenca del Amazonas y el océano Atlántico Tropical Sur.

2.4 Catálogo de fuentes de humedad regional

De acuerdo con las características más importantes de la contribución de humedad regional desde fuentes remotas, en los tres modelos estudiados, la evolución estacional de las fuentes de humedad para NOSA se puede resumir en el esquema de la Fig 16. Durante el verano austral (DEF), la ZCIT se encuentra en su

posición más austral y la humedad que llega a NOSA proviene principalmente del Océano Atlántico, con las fuentes TNA y CARS muy activas. A medida que la ZCIT se desplaza hacia el norte de Sur América y comienza la primera estación de lluvias en NOSA, las contribuciones de las fuentes terrestres de la cuenca del río Orinoco -ORIC- y el reciclaje local se vuelven más importantes junto con el Atlántico Tropical -TA-. En el verano boreal, cuando la ZCIT está en su punto más septentrional, aparecen contribuciones importantes provenientes del norte de la cuenca del río Amazonas y del Atlántico Tropical Sur -TSA-. La primavera austral (SON) corresponde con el segundo paso de la ZCIT sobre el norte de Sur América. Durante esta temporada, el reciclaje local y las contribuciones de humedad de la cuenca del río Orinoco se vuelven otra vez importantes, mientras que las contribuciones Amazónicas decrecen. También las contribuciones del Océano Pacífico TSP y TNP se convierten en proveedores importantes de humedad en la costa occidental de Colombia gracias al transporte atmosférico de bajo nivel, particularmente durante octubre y noviembre.

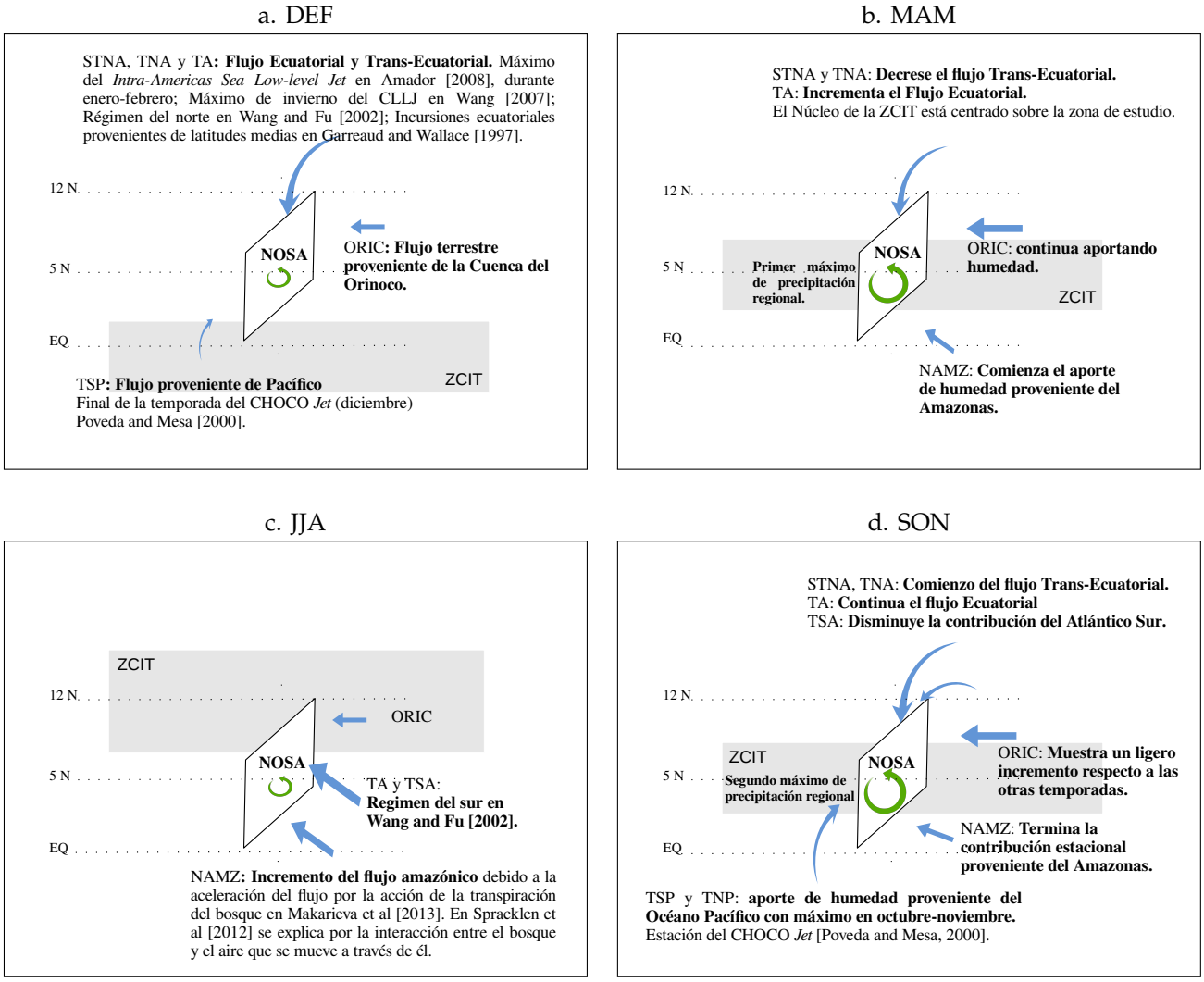


Figura 16: Resumen cualitativo de la evolución estacional de la contribución de las fuentes de humedad para NOSA (representada por el polígono). La ubicación relativa de la ZCIT respecto al área de estudio se muestra en color gris. Algunos rasgos del transporte de humedad están asociados con características de la circulación regional, previamente reportadas por otros autores.

El esquema cualitativo que resume la variabilidad estacional de los aportes de humedad regional que se presenta en la Fig. 16 está de acuerdo con los resultados previos encontrados por *Arias et al.* [2015] y *Sakamoto et al.* [2012] en donde analizaron periodos más cortos. En este estudio, se delimitan las regiones fuente con mayor precisión, teniendo en cuenta los resultados climatológicos de los tres modelos. Además, las características estacionales de las fuentes de humedad regional emergen como una propiedad robusta del análisis multidecadal, sin embargo, existen limitaciones en la representación espacial del transporte atmosférico regional relacionadas con la representación de la topografía en la resolución espacial de los modelos, lo que se convierte en una restricción importante dadas las complejas características orográficas del área de estudio.

2.5 Tiempos característicos en el transporte de humedad atmosférica

El tiempo en el cual se alcanza la contribución máxima de humedad que proviene de una región remota depende de la distancia hasta la región objetivo y de la intensidad de los procesos advectivos y de los mecanismos que originan la precipitación. De modo que el tiempo de residencia del vapor de agua que llega a una región de interés, cambia sustancialmente entre regiones fuentes de humedad y es un factor importante para determinar el tiempo de integración de las trayectorias de la humedad desde regiones fuente.

De acuerdo con los resultados que se han presentado a lo largo de este capítulo, la zona de estudio, presenta alta variabilidad estacional en las fuentes de humedad. Se tienen contribuciones importantes de fuentes remotas que cambian y se alternan de acuerdo con las características de la circulación regional y su interacción con la orografía de los Andes Tropicales.

La pregunta que aparece naturalmente se refiere a cuál es el tiempo óptimo para la integración de las trayectorias en las que se rastrean las contribuciones de humedad provenientes de las diferentes fuentes para la región de interés. Para el análisis de las secciones anteriores, en los modelos DRM y QBIT el tiempo de integración de las trayectorias se determina por la ubicación espacial de la parcela humeda que se sigue atrás en el tiempo, de tal modo que una región aporta humedad únicamente si la trayectoria está dentro de su dominio espacial con un criterio de límite de tiempo de 10 días para el modelo DRM y de 15 para QIBT. En el modelo FLEXPART se ha adoptado el tiempo promedio de residencia del vapor de agua en la atmósfera de 10 días [*Numaguti*, 1999] para integrar las trayectorias de las partículas. Sin embargo, el modelo FLEXPART nos permite integrar la trayectoria de las partículas en un intervalo de tiempo dentro de la ventana del tiempo máximo de la corrida.

En la Fig. 17 se presenta la integración temporal de $E - P < 0$ para las trayectorias provenientes de las principales regiones fuentes de humedad para NOSA, en el modo *forward* del modelo FLEXPART. El tiempo de integración para el cual el aporte de humedad desde una región dada es máximo, depende de la relación

dinámica de la región fuente con NOSA y por eso es diferente para cada mes en particular. Se espera que a medida que se aumentan los días de integración de las trayectorias de la humedad, el aporte de cada región fuente va aumentando hasta alcanzar un valor de máxima contribución después del cual, la contribución de humedad muestra un comportamiento asintótico decreciente. Este comportamiento cualitativo se puede ver claramente en las fuentes CARS, NAMZ, ORIC, TNP y TSP, donde se puede determinar el día de integración de mayor contribución de humedad para cada mes. Las regiones fuente más alejadas de NOSA en el Océano Atlántico TNA, TA, TSA, no alcanzan a llegar a ese valor máximo de contribución de humedad en los 10 días de la corrida del modelo FLEXPART y puede ser la razón por la cual el modelo FLEXPART muestra una porcentaje disminuido de la contribución de las fuentes Atlánticas respecto a los resultados de los modelos DRM y QIBT (Tabla 4). En el reciclaje local de NOSA se puede ver que el tiempo de residencia de la humedad en la atmósfera es de a penas un día, donde se alcanza la máxima transferencia de humedad proveniente de evaporación terrestre.

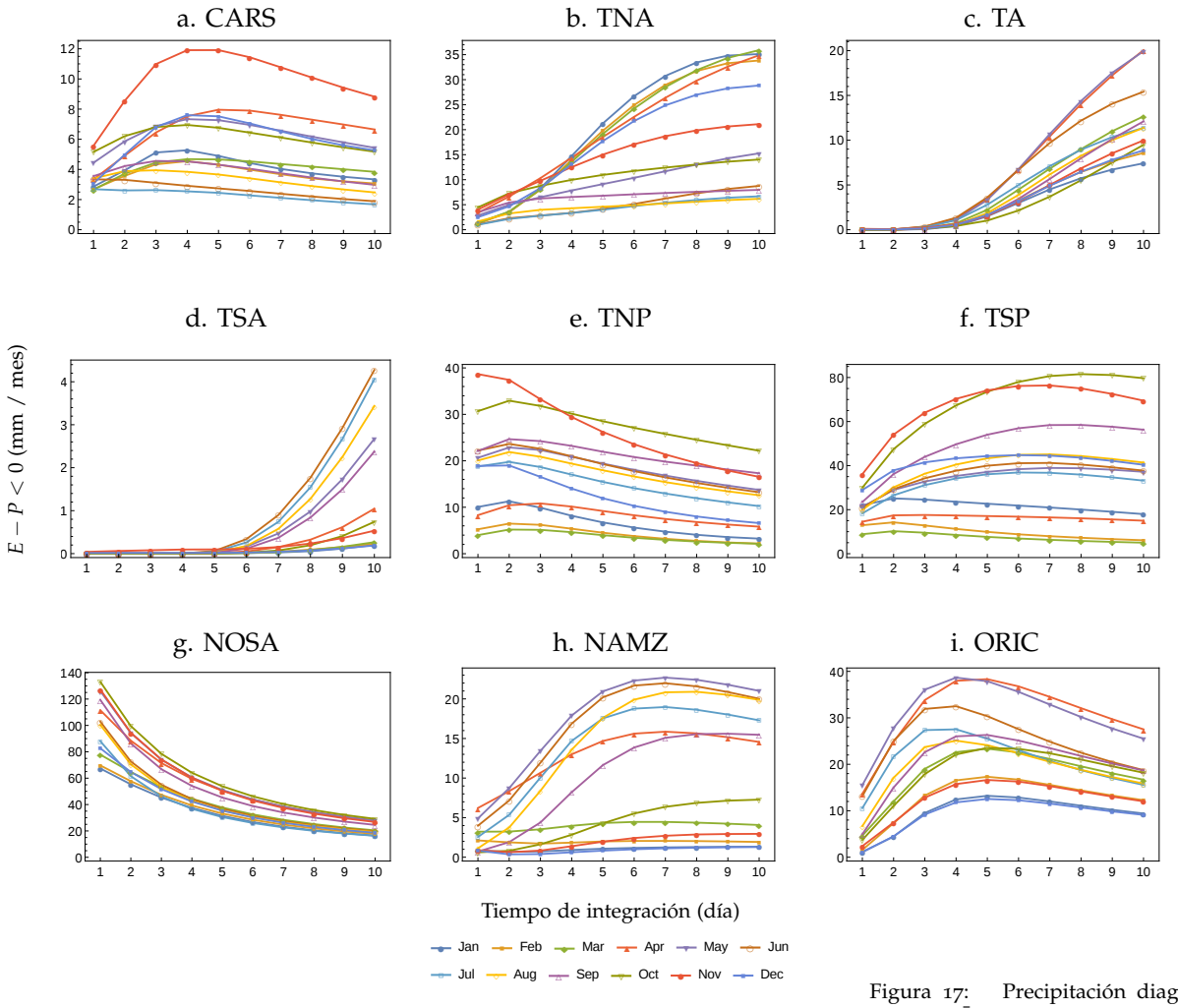


Figura 17: Precipitación diagnóstico mensual $\bar{P} = E - P < 0$ en FLEXPART para diferentes tiempos de integración de las trayectorias de las partículas para las principales regiones fuentes de humedad para NOSA.

En la Tabla 5 se registra el día de integración para el cual el aporte de humedad es máximo en NOSA desde las regiones fuentes más importantes. Se puede ver como este tiempo varía sustancialmente entre regiones fuente y solo coincide con el tiempo promedio de residencia del vapor de agua en la atmósfera (10 días) para la región del Atlántico Tropical Norte - TNA. Las regiones CARS, TNP, TSP, NOSA, NAMZ y ORIC, alcanzan la máxima contribución de humedad en un tiempo inferior a 10 días, mientras que las regiones TA y TSA no alcanzan la máxima contribuión de humedad en los 10 días de integración en la corrida analizada.

Región	día de integración
CARS	3 a 5
TNA	10
TA	$>$ 10
TSA	$>$10
TNP	2
TSP	2 (EFMA), 6-7 (MJJASOND)
NOSA	1
NAMZ	5 (NDEFM), 7 (AMJJAS)
ORIC	4

Tabla 5: Día de integración en el que se alcanza la mayor contribución de las trayectorias de humedad en NOSA. Se consideran las principales regiones fuentes de humedad. Cada fuente de humedad tiene su tiempo característico y en algunas fuentes cambia de acuerdo a la temporada, en paréntesis.

La selección de un tiempo de integración de la trayectoria de las partículas húmedas tiene un papel muy importante en el cálculo de la cantidad de humedad con la que contribuye una región fuente sobre una región objetivo. Como se puede ver en la Fig. 18 el tiempo de integración de la trayectoria es un parámetro determinante en la cantidad de humedad que el modelo FLEXPART captura en NOSA a partir de las fuentes remotas, incluso, en algunos casos la forma del ciclo anual tiene diferencias importantes a medida que se cambian los días de integración de las trayectorias de humedad. Para el caso de estudio, las regiones terrestres fuentes de humedad NAMZ y ORIC muestran un régimen estacional altamente sensible a los días de integración, con un tránsito de monomodal a bimodal a medida que éstos se aumentan. Las regiones oceánicas fuentes de humedad, muestran una forma más robusta del régimen estacional al variar el tiempo de integración de las trayectorias, sin embargo, la cantidad en la contribución de humedad presenta variaciones importantes. Este resultado indica que el tiempo promedio de residencia del vapor de agua en la atmósfera de 10 días, puede no ser el óptimo en algunos casos de estudio y puede ser un factor limitante en la representación de las contribuciones de humedad para una región de estudio en particular.

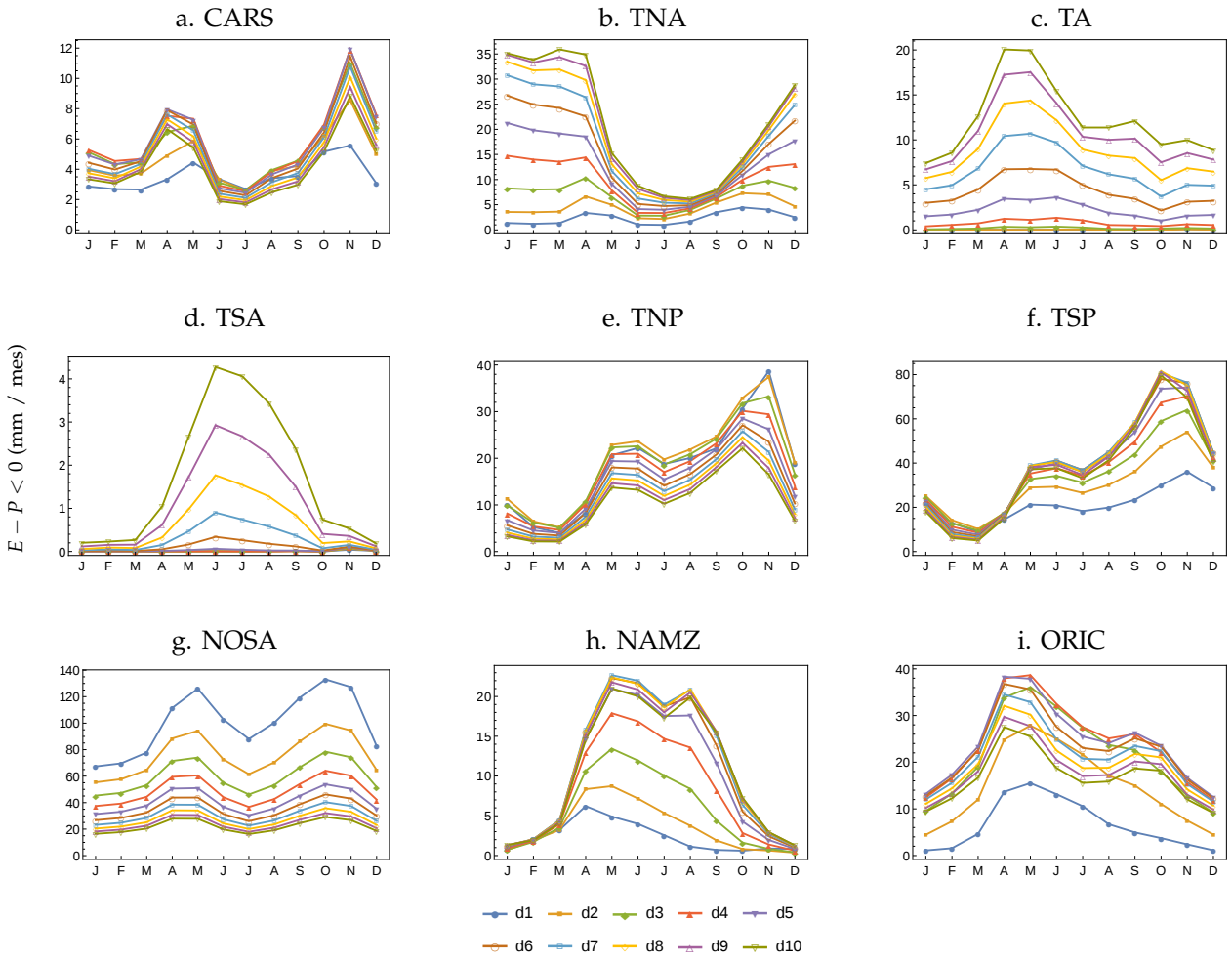


Figura 18: Ciclo anual de precipitación diagnóstico $\bar{P} = E - P < 0$ en FLEXPART para diferentes días de integración de las trayectorias de las partículas para las principales regiones fuentes de humedad para NOSA.

2.6 Síntesis

Es este capítulo se determinaron las regiones fuentes de humedad para la porción del territorio colombiano que comprende las cuencas del Pacífico y del Caribe, mediante los modelos DRM, QIBT y FLEXPART que permiten cuantificar estos aportes en una escala estacional y climatológica. Los resultados de los tres modelos se han usado complementariamente para extraer las propiedades estacionales de las fuentes terrestres y oceánicas de la humedad regional.

Existen diferencias importantes entre los tres modelos respecto a la cuantificación de la humedad de las regiones fuentes. Los modeos DRM y QIBT en general muestran resultados más consistentes en todas las regiones fuentes, mientras que el FLEXPART presenta diferencias importantes sobre todo en las regiones marinas. A pesar de las diferencias entre los tres modelos, emergen características comunes en la composición de los aportes de humedad regional en los tres modelos. Se destacan las siguientes:

- Las contribuciones oceánicas más importantes en la región de estudio provienen de fuentes atlánticas (concentradas en el Atlántico Tropical) y las fuentes pacíficas (concentradas en el Pacífico Tropical Occidental).
- Los modelos DRM y QIBT muestran una contribución de las fuentes atlánticas de casi el doble de lo que muestra FLEXPART, mientras que para las fuentes pacíficas, FLEXPART muestra una contribución porcentual de humedad de un orden de magnitud mayor que DRM y QIBT.
- Las contribución de humedad proveniente de fuentes terrestres está concentrada, casi en su totalidad, en las Cuencas de los ríos Orinoco, Amazonas y Magdalena (esta última, incluida en el reciclaje). Las fuentes terrestres representan un porcentaje importante en el aporte de humedad, evidenciando una potencial sensibilidad regional a factores que puedan modificar los procesos de intercambio de agua atmosférica en estas cuencas. Por ejemplo, deforestación, cambio en el uso y vocación del suelo, erosión, entre otros.
- Para las fuentes terrestre de humedad, el aporte de humedad proveniente de de la Cuenca del Orinoco tienen una contribución porcentual mayor que el aporte amazónico en los tres modelos. También es mayor que el reciclaje en los modelos DRM y QIBT.

La evolución estacional de las contribuciones de humedad en la zona de estudio se resume en el catálogo de fuentes de humedad regional, donde se describe, de manera cualitativa de acuerdo con los resultados obtenidos de los tres modelos.

De acuerdo con FLEXPART, el tiempo característico en el cual cada una de las regiones fuente transfiere la máxima contribución de humedad a la zona de estudio, cambia sustancialmente entre regiones fuente y en algunos casos, difiere del tiempo promedio de residencia del vapor de agua en la atmósfera (10 días), convirtiéndose en un parámetro importante en el cálculo de la cantidad de humedad que el modelo captura

desde una región fuente específica. Para el problema de estudio, casi todas las regiones fuente tienen un tiempo de máxima transferencia de humedad inferior a 10 días, excepto las regiones TNA, TA y TSA.

3. *Variabilidad espacio-temporal en los procesos atmosféricos regionales*

Los procesos de transporte atmosférico en el territorio colombiano y áreas circundantes, pueden definirse como genuinamente complejos dado el gran número de interacciones presentes en la dinámica regional, como se ha discutido en los capítulos 1 y 2. El asunto que trataremos ahora consiste en evaluar la variabilidad espacio-temporal de los procesos de transporte de humedad atmosférica representados en la divergencia del flujo de humedad. Esta variable tiene cualidades dinámicas muy interesantes porque vincula la circulación regional con el transporte de agua en la atmósfera y permite identificar zonas en donde llega la humedad (converge) y zonas de donde sale (diverge).

La variabilidad de los procesos de transporte de humedad regional es influenciada por fenómenos climáticos globales que se desarrollan en diferentes escalas temporales [*Martínez*, 2011; *Poveda et al.*, 2006]. El Niño - la Oscilación del Sur (ENSO), es el fenómeno acoplado océano-atmósfera de mayor influencia en la variabilidad inter-anual de la hidroclimatología regional. Sus efectos sobre el territorio colombiano son ampliamente reconocidos y comúnmente se relacionan con estados más húmedos y más secos bajo las fases de La Niña y El Niño, respectivamente [*Córdoba-Machado et al.*, 2015; *Arias et al.*, 2015; *Córdoba-Machado et al.*, 2014; *Pabón*, 2003; *Waylen and Poveda*, 2002; *Restrepo and Kjerfve*, 2000; *Carvajal et al.*, 1998]. La importancia de sus efectos en Colombia radica en el hecho de que los suministros de agua y energía dependen casi por completo de la red hídrica nacional y su escala de variabilidad afecta directamente los calendarios agrícolas del país. Sin embargo, existen otros fenómenos climáticos globales, fuentes de variabilidad de la hidroclimatología regional, cuyos efectos y escalas temporales de interacción en el territorio, han sido menos estudiados. Por ejemplo, aquellos fenómenos relacionados con oscilaciones de largo plazo en los océanos Atlántico y Pacífico.

En este capítulo se discuten los modos de variabilidad espacio-temporal de la divergencia del flujo de humedad regional y se identifican los procesos dominantes que subyacen en los modos más importantes a través de la medida de transferencia de información.

3.1 Variabilidad espacio-temporal de la humedad regional

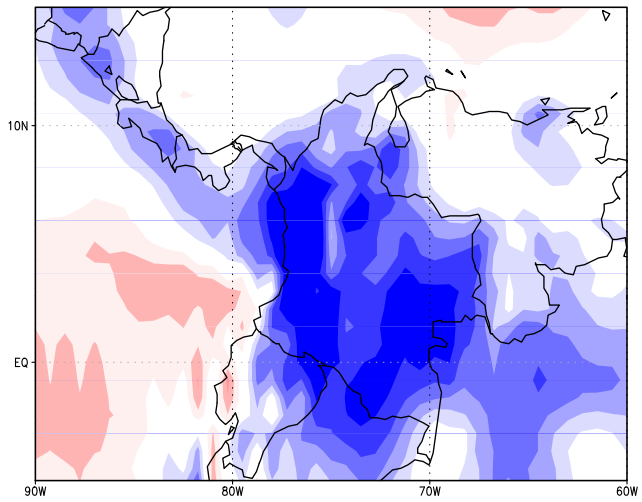
Para analizar la variabilidad espacio-temporal de la humedad regional, se utilizan los resultados del trabajo de *Arenas-Suárez* [2013], donde se desarrolla el análisis por componentes principales de la divergencia del flujo de humedad vertical (DFHV) en los datos de reanálisis ERA-Interim. Este método consiste en una transformación lineal-ortogonal de la matriz de covarianza de los datos que genera un nuevo sistema de coordenadas, donde la mayor variabilidad del campo espacio-temporal se captura en la primera coordenada o componente principal (PC1, el autovector asociado al autovalor de mayor valor) y las siguientes coordenadas explican gradualmente la variabilidad restante (PC2, PC3, ...) [*Wilks*, 2011]. En *Arenas-Suárez* [2013], los tres primeros modos ortogonales de variabilidad del campo de anomalías estacionales de la DFHV en el período 1980-2012, se seleccionaron como físicamente significativos de acuerdo con la regla-N, con base en el método de Monte Carlo [*Overland and Preisendorfer*, 1982]. Las varianzas explicadas por estos modos son 24.06 $\pm$ 3.37 %, 8.83 $\pm$ 1.23 % and 6.77 $\pm$ 0.95 %, respectivamente, donde se captura cerca del 40% del total de la variabilidad en el área de estudio.

En la Fig 19, se presentan los mapas de correlación entre las tres primeras componentes principales (PC1, PC2, PC3) y el campo de anomalías de la DFHV. El mapa de correlación MC-PC1 (Fig 19 a) muestra una estructura espacial que separa la porción de área terrestre de la marina. Los valores más grandes se encuentran sobre la cuenca del Pacífico colombiano, considerada una de las regiones más lluviosas del mundo [*Poveda and Mesa*, 2000; *Eslava*, 1994; *Snow*, 1976], y la porción de la cuenca del Amazonas incluida en el área de estudio, que constituye un sumidero cuasi-permanente de humedad (ver Fig. 7).

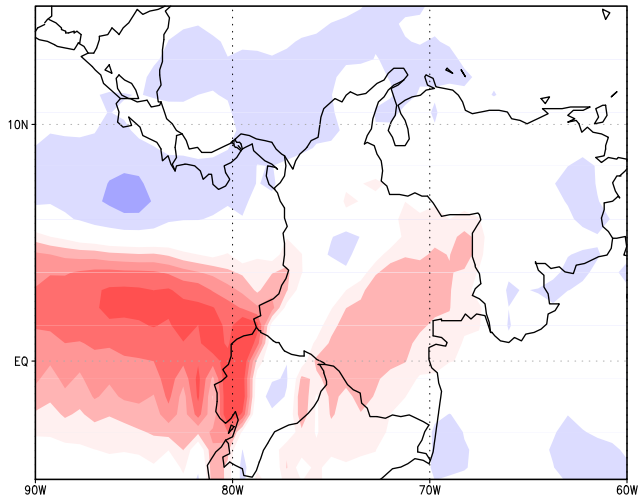
El mapa de correlación lineal entre la PC2 y el campo de anomalías de la DFHV (MC-PC2) muestra una estructura espacial que separa las áreas del Pacífico Tropical sur, adyacente al continente (región de la Lengua Fría del Pacífico) y de las Cuencas de los ríos Orinoco y Amazonas (Fig 19 b), del resto del área de estudio, especialmente de la parte del Pacífico Tropical norte adyacente al continente que limita con Centro América, Centro América y la parte occidental del Mar Caribe, mostrando una relación contraria en la variabilidad. Esto significa que la PC2 es un vector de estado representativo de la variabilidad temporal de la DFHV en estas subregiones, con respuestas opuestas de varibilidad.

Por último, el MC-PC3 agrupa la cuenca del mar Caribe colombiano, incluyendo zonas de la parte alta de la cuenca, la parte del mar Caribe contenida en el área de estudio y la parte nororiental de Venezuela, que muestra un comportamiento opuesto con la cuenca del Pacífico colombiano y la porción del Océano Pacífico adyacente a las costas ecuatorianas (Fig 19 c).

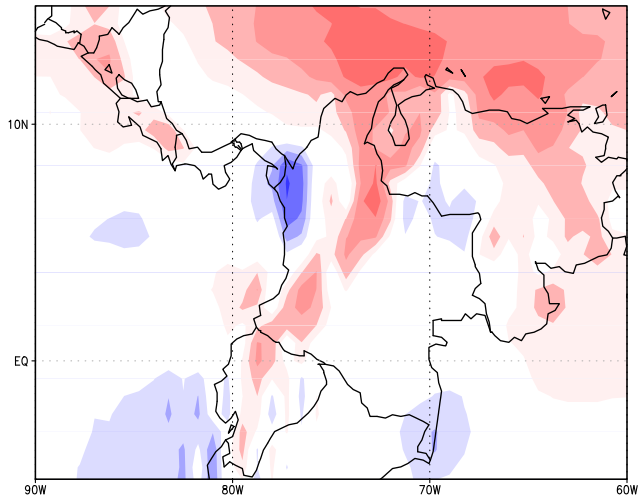
a. MC-PC1



b. MC-PC2



c. MC-PC3



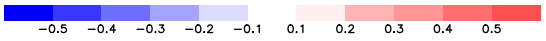


Figura 19: Mapas de correlación entre las anomalías y las tres primeras componentes principales del campo DFHV. Modificado de *Arenas-Suárez* [2013]

3.2 Fuentes de variabilidad de la humedad regional

Una vez conocemos la estructura espacial de la varibilidad de la humedad regional, el siguiente paso es responder cuáles son los procesos dinámicos que originan tal estructura. En este trabajo, se aborda este problema a través de la teoría de la información como se describe a continuación.

La información es una propiedad de los sistemas complejos que proporciona un recurso físico esencial tal como lo son la energía, la materia o el momentum [*Mitchell*, 2009; *Sole and Manrubia*, 2000]. Esto significa que la información que se produce en el sistema y en su relación con el entorno puede usarse para transformar, controlar, caracterizar y definir dinámicamente el sistema mismo. De acuerdo con *Volkenstein* [2009], el concepto de información se caracteriza por el siguiente par de postulados:

1. Información significa una selección de ciertos acontecimientos de una gran colección de eventos, que de otra manera, serían equipropables.
2. La selección de tales acontecimientos se considera información sólo si pueden ser recibidos y recordados (decodificados y convertidos en estructuras dinámicas).

En un sistema formado por dos subsistemas en interacción, la transferencia de información entre los dos componentes establece qué tanto uno de los subsistemas determina el estado o influencia la evolución del otro. El flujo de información o transferencia de información es un concepto fundamental en física y en sistemas dinámicos. Sin embargo, la construcción teórica para la cuantificación de este concepto se ha desarrollado alrededor de formalismos empíricos como transferencia de entropía y transferencia de información con retraso temporal (formas diferentes de la evolución temporal de la entropía, *Liang* [2013], *Liang and Kleeman* [2007], *Schreiber* [2000]). Recientemente, *Liang* [2014], propuso un formalismo teórico para medir el flujo de información entre series de tiempo donde se incluye la dirección causal de los procesos representados en las series. Esto representa una ventaja significativa sobre los análisis típicos de correlación (y sus muchas variantes lineales), en donde no puede establecerse una relación dinámica de causalidad. Usando un concepto tradicional en estudios de clima, esta transferencia de información puede servir para definir teleconexiones de una manera dinámica (causal, determinista) más robusta que las teleconexiones basadas en correlaciones lineales.

El método de *Liang* [2014], proporciona una medida de causalidad a través de la tasa de información que fluye de una serie de tiempo a otra, cuya forma funcional se escribe en términos de estadísticos comunes y covarianzas. Esta causalidad es una noción local que se observa en los sistemas dinámicos complejos y que implica la redistribución de información en el estado del sistema. Esta metodología constituye una herramienta de análisis fundamental para series hidroclimáticas, ya que permite establecer por ejemplo, cuándo la influencia de un fenómeno climático global (medido a través de la serie de tiempo del índice que lo representa), influencia un proceso local, ya sea aumentando la incertidumbre del proceso, es decir

incrementando su variabilidad o por el contrario estabilizándolo, es decir acotando o disminuyendo su variabilidad. El colorario inmediato que aparece a partir de esta teoría establece que causalidad implica correlación pero correlación no implica necesariamente causalidad.

Un sistema dinámico estocástico bi-dimensional $\mathbf{S} = \{X, Y\}$, compuesto por los procesos X y Y, se puede describir en forma matricial como:

$$d\mathbf{S} = \mathbf{F}(\mathbf{S};\theta)dt + \mathbf{B}(\mathbf{S};\theta)d\mathbf{W} \tag{2}$$

donde **F** es el vector diferenciable de flujo, θ es el vector de parámetros, $\mathbf{B} = b_{ij}$ es la matriz de coeficientes de difusión y **W** es el vector de ruido blanco. La tasa de información que fluye de la componente Y a la componente X es la tasa de cambio de la entropía marginal de X menos la misma tasa de cambio pero removiendo el efecto instantáneo de Y en el sistema y está dada por el estimador $\tau_{Y\to X}$:

$$\tau_{Y\to X} = -E\left[\frac{1}{\rho_x}\frac{\partial(F_x\rho_x)}{\partial x}\right] + \frac{1}{2}E\left[\frac{1}{\rho_x}\frac{\partial^2(b_{xx}^2 + b_{xy}^2)\rho_x}{\partial x^2}\right] \tag{3}$$

donde ρ_x es la densidad de probabilidad marginal de X y E es el valor esperado. Si $\tau_{Y\to X} \neq 0$, significa que Y es causal de X. Esta medida del flujo de información es asimétrica, es decir que $\tau_{Y\to X}$ no tiene implicaciones sobre el flujo de información en la otra dirección $\tau_{X\to Y}$.

Las relaciones de causalidad dependen de las reglas de evolución del sistema dinámico dado. En el caso de interés, el sistema dinámico es desconocido, lo único que se tiene son un par de series de tiempo para las que se necesita encontrar el correspondiente flujo de información. Para comenzar suponemos un modelo lineal simplificado del sistema **S** con matrices y vectores constantes, donde **F** es de la forma **F = f + A S**, con **f**$= (f_1, f_2)^T$, **A**$= (a_{ij})$, y **B** es una matriz diagonal de valores b_1 y b_2. Este sistema tendrá una distribución de densidad Gausiana si el sistema **S** tiene una distribución bivariada Gausiana, de tal modo que, en la versión lineal del sistema de la ec. 3, la tasa del flujo de información de Y a X, es:

$$\tau_{Y\to X} = \frac{C_{XX}C_{XY}C_{Y\dot{X}} - C_{XY}^2 C_{X\dot{X}}}{C_{XX}^2 C_{YY} - C_{XX}C_{XY}^2} \tag{4}$$

donde C es la covarianza entre las series. Los parámetros de **f, A y B** se determinan mediante el método de máxima verosimilitud (*Maximum Likelihood*) a partir de los datos de las series de tiempo. Un valor cero de $\tau_{Y\to X}$ significa que Y no es causal de X, mientras un valor diferente de cero significa que Y es causal de X y la información dinámica fluye de Y a X. Un valor positivo indica que el flujo de información proveniente del proceso Y hace más incierto el proceso X, mientras que un valor negativo lo estabiliza.

De acuerdo con la dinámica regional del transporte de humedad atmosférica que se estudió en el Capítulo 2, se han seleccionado los fenómenos climáticos relacionados con la variabilidad del los océanos Atlántico y Pacífico con el potencial de causar varibilidad en los procesos de transporte de la humedad regional. Estos

fenómenos se incluyen en el presente análisis a través de sus respectivos índices. La extensión espacial involucrada en el cálculo de cada índice se presenta en la Fig. 20. Cada índice se describe en la Tabla 6.

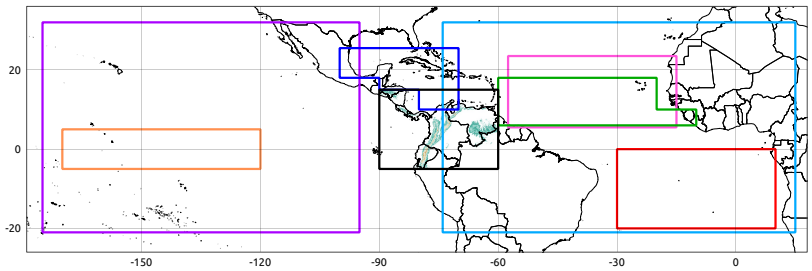


Figura 20: Extensión del área involucrada en el cálculo de cada índice climático. Área de estudio en color negro. **CAR** en azul. **PMM** en violeta. **Niño 3.4** en naranja. **AMM** en azul claro. **NTA** en verde. **TSA** en rojo. **TNA** en magenta. El índice **PDO** se calcula sobre el Océano Pacífico Norte y el **SOI** corresponde a las diferencias de presión sobre el nivel del mar entre Tahití y Darwin.

Modo de variabilidad	Índice
Variabilidad de la temperatura superficial del mar (SST) en el Océano Atlántico Tropical Norte y Sur (índices **TNA** y **TSA**, respectivamente).	**TNA** y **TSA**: Promedio espacial de las anomalías mensuales de la temperatura superficial del mar respecto al periodo climatológico 1971-2000 [*Enfield et al.*, 1999].
Variabilidad de la temperatura superficial del mar en el Océano Atlántico Tropical y el mar Caribe.	La función de Green de las 20 primeras Componentes Principales de las anomalías de la temperatura superficial del mar en una media móvil de tres meses, promediada espacialmente sobre el Océano Atlántico Tropical Norte (**NTA**) y el mar Caribe (**CAR**), respecto al periodo climatológico 1951-2000 [*Penland and Matrosova*, 1998].
Modo Meridional del Atlántico (*Atlantic Meridional Mode* **AMM**).	Índice **AMM**: El modo principal de variabilidad acoplado entre la temperatura superficial del mar y vientos a 10 m en el Océano Atlántico Meridional [*Chiang and Vimont*, 2004].
Variabilidad de largo plazo en el Océano Atlántico Norte.	Oscilación Multidecadal del Atlántico **AMO**: Promedio espacial de la temperatura superficial del mar en el Océano Atlántico entre 0°y 70°N [*Enfield et al.*, 2001]. Oscilación del Atlántico Norte **NAO**: Gradiente espacial de las anomalías de presión entre altas latitudes y el Atlántico Norte Central para las alturas superiores a las normales [*Chelliah and Bell*, 2004; *Hurrell*, 1995].
Variabilidad inter-anual en el Océano Pacífico Tropical.	Oscilación del Sur **SOI**: Índice atmosférico de El Niño - Oscilación del Sur, que relaciona las diferencias de presión al nivel del mar entre Tahiti y Darwin. **Niño 3.4**: Anomalías de la SST en la región central del Pacífico Tropical Este.
Variabilidad de largo plazo en el Océano Pacífico.	Oscilación Decadal del Pacífico **PDO**, Modo principal de variabilidad de la serie de anomalias sin tendencia de la SST en el Pacífico Norte.
Modo Meridional del Pacífico PMM.	Índice **PMM**: El modo principal de la variabilidad acoplada entre la SST y vientos a 10 metros en el Océano Pacífico Maridional [*Chiang and Vimont*, 2004].

Tabla 6: Índices climáticos relacionados con los modos de variabilidad en los océanos Atlántico y Pacífico. Todos los datos fueron proporcionados por *The NOAA/ESRL Physical Sciences Division* a través de su portal *web* (http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/), de libre acceso para uso científico.

En la Tabla 7 se consignan los valores de la tasa de transferencia de información de los modos de variabilidad, compilados en la Tabla 6, hacia las tres primeras componentes principales PC1, PC2 y PC3 del campo de la DFHV y los respectivos coeficientes de correlación de Pearson.

Para la PC1, la mayor transferencia de información proviene de fenómenos que se desarrollan en el Océano Atlántico Tropical de acuerdo con los índices **CAR**, **NTA** y **TNA**. Lo que indica que el primer modo de variabilidad de la DFHV está relacionado principalmente con cambios en las fuentes de humedad del Océano Atlántico. Un flujo significativo de información desde el Océano Pacífico, representado por el índice **PDO** sugiere que este modo también está relacionado con un proceso dinámico que involucra el Océano Atlántico con el Océano Pacífico en una escala de interacción temporal de largo plazo [*Latif*, 2001; *Enfield et al.*, 1999]. Los valores positivos en la tasa de transferencia de información indican que el Océano Atlántico es una fuente regional de variabilidad y estos resultados están de acuerdo con el análisis de correlación como puede verse en la Tabla 7.

Índice	PC1		PC2		PC3	
	$\tau_{idx \to PC1}$	r	$\tau_{idx \to PC2}$	r	$\tau_{idx \to PC3}$	r
TNA	34.15	0.38	11.71	-0.19	24.09	-0.14
TSA	13.62	0.22	0.98		11.30	
NTA	37.87	0.43	8.39	-0.20	20.92	-0.14
CAR	56.74	0.46	6.02	-0.22	-0.02	
AMM	14.59	0.31	0.08		29.62	-0.16
AMO	16.22	-0.35	3.33		-0.58	
NAO	1.79		5.07		-1.57	
SOI	5.29	0.26	50.57	0.30	39.82	-0.32
Niño 3.4	6.57	-0.20	94.15	-0.43	43.50	0.27
PDO	19.58	-0.36	9.70		12.09	0.16
PMM	1.07	-0.04	63.73	0.46	19.64	0.18

Tabla 7: Tasa de flujo de información τ (nats/mes) de los modos de variabilidad oceánica (índices, idx) a las tres primeras Componentes Principales (PCs) del campo de DFHV y el correspondiente análisis de correlación lineal de Pearson (solamente se muestran valores del coeficiente de correlación r con p-value $<$ 1%).

El segundo y tercer modo de variabilidad de la DFHV (PC2 y PC3) están principalmente relacionados con fenómenos acoplados océano-atmósfera en el Océano Pacífico. Para la PC2, los procesos dominantes en la tasa de transferencia de información están asociados con el ENSO (índices **SOI** y **Niño 3.4**) y con el Modo Meridional del Pacífico (índice **PMM**). Estos índices también muestran los mayores valores en los coeficentes de correlación de Pearson (Tabla 7). Para la PC3, los índices **SOI** y **Niño 3.4** muestran la mayor tasa de flujo de información (también los valores más grandes del coeficiente de correlación de Pearson), con una estructura espacial que agrupa el mar Caribe y los Andes colombianos y ecuatorianos, en contraste con la cuenca del Pacífico colombiano y la porción sur del Océano Pacífico Tropical Occidental (Fig 19 c).

3.3 Variabilidad regional asociada a las fases del ENSO

El fenómeno climático global El Niño - Oscilación del Sur o ENSO, se desarrolla en el Océano Pacífico Tropical como resultado del acople dinámico entre el océano y la atmósfera. Su componente atmosférica, la Oscilación del Sur, se manifiesta con un cambio en el régimen de vientos sobre el Pacífico ecuatorial asociado con cambios en los centros de alta y baja presión superficial en esta zona. Producto del cambio de la circulación superficial, aparece la componente oceánica, que consiste en el calentamiento (o enfriamiento) anómalo de la temperatura superficial del mar en la región oriental del Pacífico ecuatorial. Cuando se presentan anomalías cálidas (mayores a 0.5 °C) sostenidas por un periodo mayor a 5 meses, se establece la fase cálida del ENSO o El Niño, mientras que las anomalías frías (menores a -0.5 °C) dan lugar a la ocurrencia de la fase fría o La Niña [*Trenberth et al.*, 1998; *Trenberth*, 1997]. Un ciclo ENSO típico se caracteriza por un evento El Niño, seguido de un evento La Niña y el retorno a condiciones normales, aunque un evento El Niño no siempre es seguido por un evento La Niña y esta se presenta algunas veces independiente de la ocurrencia de un episodio del El Niño. El ciclo ENSO usualmente comienza después de finalizado el invierno del norte a intervalos irregulares con una frecuencia media de 3 a 7 años.

La ocurrencia de El Niño se caracteriza por un debilitamiento de los vientos superficiales del este, baja presión superficial y aumento de la convección profunda sobre la región centro-oriental del Pacífico Tropical y alta presión superficial y subsidencia en la región del Pacífico Tropical Occidental. Estas características se invierten durante eventos La Niña [*Kousky et al.*, 1984]. El ENSO desencadena cambios en la circulación general que producen efectos espacialmente diferenciados del clima continental, por ejemplo, debilitamiento, intensificación o desplazamiento de la circulación atmosférica a gran escala [*Ambrizzi et al.*, 2005; *Wang*, 2005; *Wang and Picaut*, 2004; *Kousky et al.*, 1984].

El fenómeno global ENSO es la fuente más importante de variabilidad interanual en el clima regional. En Colombia, sus impactos se suelen generalizar sin considerar la variabilidad espacio-temporal subregional. El Niño (la fase cálida del ENSO) está asociada con estados regionales más secos, mientras que La Niña (la fase fría del ENSO) con estados más humedos. A continuación, se analizan los impactos del ENSO en la precipitación regional en una base estacional. Los eventos se seleccionaron de acuerdo con el índice atmosférico **SOI**. La duración y la intensidad relativa de los eventos El Niño y La Niña considerados en este análisis, se presentan en la Tabla 8.

La respuesta regional relacionada con el ENSO se analiza a través del mapa compuesto (o *composites*) de las anomalías estandarizadas (de aquí en adelante anomalías) de la precipitación estacional en ERA-Interim respecto a los años neutros (Fig 21). La característica más notable de la precipitación, derivada de este análisis, es que las dos fases del ENSO tienen patrones espaciales distinguibles sobre el área continental. Claramente los efectos en las anomalías de precipitación no siguen patrones espaciales opuestos durante las fases fría y

cálida del ENSO. Es decir, una región (o subregión) caracterizada por anomalías positivas de precipitación durante alguna temporada de la fase fría del ENSO, no muestra necesariamente anomalías negativas durante la fase cálida. Las anomalías de la precipitación tienen una estructura espacial en cada fase del ENSO que depende del desarrollo estacional. Los eventos bajo observación (Tabla 8), comienzan su desarrollo durante la transición de la primavera al verano boreal, que coincide con el comienzo de la temporada de lluvias en la región (Capítulo 1). Los principales efectos del ENSO sobre la región podrían estar más relacionados con esta sincronización temporal que con los efectos localizados sobre el territorio, pues la oferta hídrica y el nivel de los ríos y lagos depende de la respuesta hidrológica acumulada bajo las diferentes fases del ENSO. Esta consideración es muy importante en el manejo ambiental del riesgo por el fenómeno ENSO, ya que por un lado, la producción de energía y el suministro de agua dependen en gran medida de la disponibilidad del agua, que a su vez depende directamente de los cambios en los regímenes de precipitación. Pero, por otro lado, el riesgo asociado con inundaciones y deslizamientos depende también de la intensidad y persisitencia de periodos más lluviosos de lo regular.

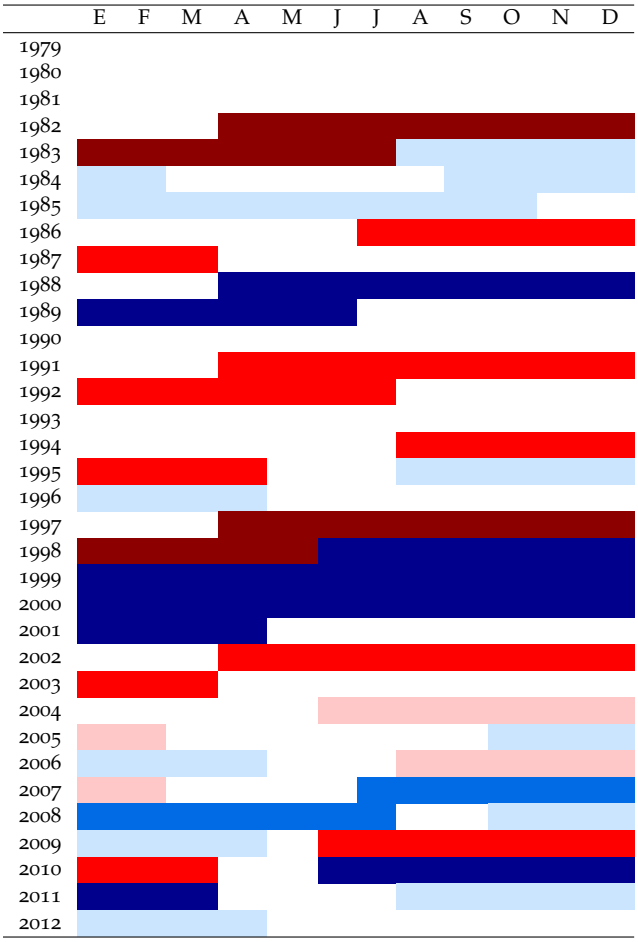


Tabla 8: Eventos ENSO analizados. Color rojo (azul) para eventos El Niño (La Niña). Esta clasificación se basa en el índice atmosférico SOI para el ENSO. La intensidad relativa de los eventos se índica con el tono del color, más oscuro (claro) para eventos más intensos (débiles).

En la fase cálida del ENSO (El Niño), la respuesta regional de la precipitación depende de su avance estacional. En la temporada MAM, el Océano Pacífico Tropical muestra un patrón de contraste en las anomalías de precipitación, con una frontera divisoria alrededor de 5°N. Por debajo de esta frontera, las anomalías de precipitación muestran una marcada tendencia a valores positivos, que se extiende hasta la porción ecuatoriana de la cuenca del Pacífico, mientras que al norte de esta frontera (por encima de los 5°N), se tienen valores negativos, que cubren Centro América, el borde occidental del mar Caribe, la porción colombiana de la cuenca del Océano Pacífico, el suroccidente colombiano y el flanco oriental de los Andes ecuatorianos. La parte nororiental del mar Caribe y Venezuela muestran un comportamiento más humedo respecto al estado neutro del ENSO durante esta temporada, con un canal seco que los separa. En la temporada JJA, la región del mar Caribe y la mayor parte de Venezuela exhiben un patrón espacial seco (caracterizado por anomalías negativas de precipitación), mientras que la región adyacente del flanco oriental de los Andes tiene un patrón más húmedo (con anomalías positivas de precipitación). En la parte norte del Océano Pacífico Tropical, la región inter-andina y la cuenca del Pacífico colombiano, el patrón espacial de precipitación permanece prácticamente sin perturbaciones respecto a la misma estación en los años ENSO neutro, mientras que la parte sur del Océano Pacífico Tropical es ligeramente más húmeda. Durante la temporada SON, la región permanece con un patrón espacial similar al de la temporada JJA, sin embargo, las anomalías tanto positivas como negativas se atenúan en el área, excepto en la zona sur del Océano Pacífico, donde se fortalece el patrón húmedo y en la zona inter-andina colombiana, donde las anomalías negativas se extienden en dirección sur. La temporada DEF se caracteriza por una diferenciación norte-sur en las zonas continental y marina. Por encima de 5°N, la región es dominada por un patrón seco que cubre hasta la margen oriental de la zona de estudio. Por el contrario, por debajo de 5°N, se tiene un patrón húmedo con una pequeña porción seca en el medio de los Andes ecuatorianos.

La estructura espacial dominante de junio a febrero de las anomalías estandarizadas de precipitación durante El Niño es cualitativamente similar al MC-PC2 (Fig 19 b), lo que está de acuerdo con los resultados obtenidos para la tasa de transferencia de información, donde se encontró que el ENSO (índices **SOI** y **El Niño 3.4**), es el fenómeno subyacente dominante para este modo de variabilidad de la DFHV, con un estado más húmedo sobre el sur del Océano Pacífico Tropical y un estado más seco sobre Centro América y el mar Caribe, de acuerdo con las anomalías de precipitación. Esta estructura es especialmente evidente durante la temporada DEF (Fig. 21), cuando El Niño está en su fase madura de desarrollo [*Wang and Picaut*, 2004].

Análogamente, durante La Niña se puede ver un comportamiento subregional diferenciado que permite hacer una descripción del comportamiento regional de la precipitación en una base estacional (Fig 21). Durante la temporada MAM predominan anomalías negativas de precipitación con un patrón más seco que en la misma temporada de los años neutros. Sin embargo, se pueden distinguir algunas zonas más húmedas respecto a los años neutros, principalmente sobre Venezuela y en general, en la parte sur de la zona de estudio. Durante la temporada JJA el patrón espacial de las anomalías de precipitación muestra un cambio

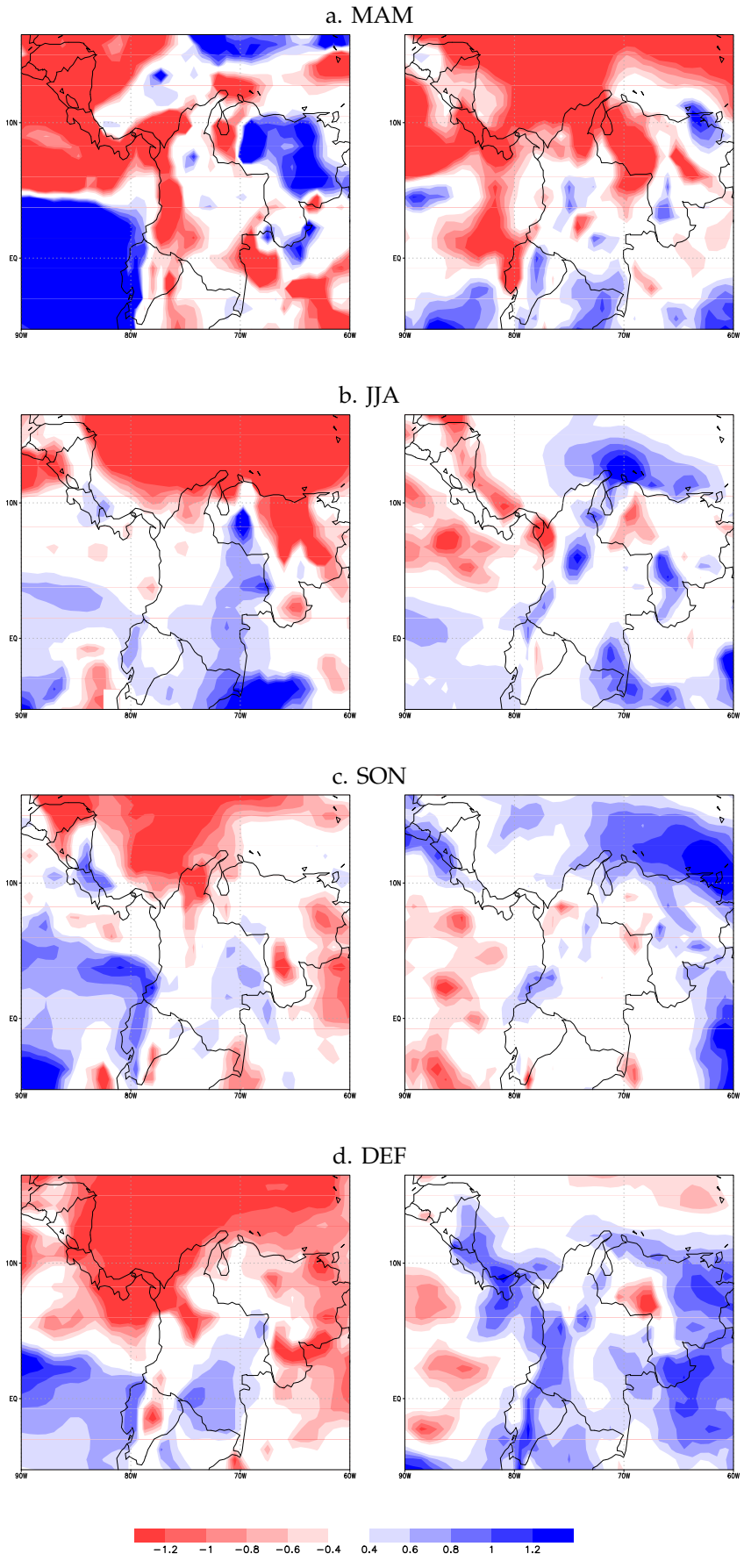


Figura 21: *Composites* de los patrones estacionales de las anomalías estandarizadas de precipitación durante los eventos El Niño (columna izquierda) y La Niña (columna derecha), respecto a los años ENSO neutros. Para cada uno de estos *Composites* se incluye en número de eventos que se identificaron en la Tabla 8, así: 9 eventos El Niño, 10 eventos La Niña y 12 periodos ENSO neutro. Se consideran eventos cuyo periodo es mayor o igual a 5 meses.

sustancial respecto a la temporada previa. Las zonas con anomalías positivas y negativas están agrupadas en pequeñas regiones con un punto central bien diferenciado. Se pueden distinguir tres áreas secas a lo largo de la costa del mar caribe y Centro América, la parte norte del Océano Pacífico Tropical y la región fronteriza entre Colombia y Panamá, mientras que las zonas más húmedas están concentradas en la frontera norte entre Colombia y Venezuela, centrada en el mar Caribe, la parte norte de los Andes colombianos, al sur de Venzuela y la esquina suroriental de la zona de estudio, en la cuenca del río Amazonas. En la temporada SON, las anomalías positivas de precipitación están situadas sobre la parte más oriental de la zona de estudio que incluye el mar Caribe, Venezuela y la porción de la cuenca del río Amazonas considerada en el área de estudio. Los valores negativos de las anomalías de precipitación se extienden sobre el Pacífico Tropical y el resto del área continental presenta pequeños valores de anomalías muy cercanas a condiciones tipo neutras. En la temporada DEF, que corresponde con la temporada seca en la región, el área continental muestra valores positivos de anomalías de precipitación, excepto por una pequeña zona en Venezuela con un patrón más seco. La región oceánica del Pacífico es ligeramente más seca que en condiciones ENSO neutras.

La estructura espacial del MC-PC3 (Fig 19 c) comparte características relevantes con las anomalías estandarizadas de precipitación durante La Niña (especialmente durante la temporada JJA, Fig 21). Lo que sugiere que MC-PC3 es un modo de variabilidad de la humedad regional relacionado con la ocurrencia de La Niña. Vale la pena resaltar que en este análisis, los patrones espaciales generados por los cambios en los regímenes de precipitación bajo la influencia del fenómeno ENSO, tienen una representación análoga en modos ortogonales de variabilidad de la DFHV, con una temporada en particular que captura bastante bien el patrón espacial de variabilidad asociado con El Niño y La Niña.

Para resumir la respuesta subregional de la precipitación estacional durante eventos ENSO, se propone un índice que incluye la variabilidad de la respuesta estacional en los *composites* de las anomalías de precipitación. Para cada fase del ENSO (El Niño / La Niña), se reclasifican los valores de anomalías estacionales de precipitación. Las celdillas en el dominio espacial con valores por encima de 0.4 se consideran como más húmedas que en la temporada análoga en el régimen neutro ENSO (colores azules en la Fig. 21). Todas las celdillas que cumplen con esta condición se les asigna el valor 1. Si los valores de las anomalías están en el rango -0.4 a 0.4, entonces las celdillas están más cercanas al estado neutro del ENSO y se les asigna el valor 0 (color blanco en la Fig. 21). Por último, celdillas con valores de anomalías por debajo de -0.4, se consideran como estados más secos que la estación correspondiente al estado neutro ENSO y se les asigna el valor -1 (colores rojos en la Fig. 21). Esta reclasificación produce un nuevo mapa por temporada, donde cada cuadrícula del dominio solo puede tener uno de los valores $-1, 0, 1$, de acuerdo con la respuesta estacional de la precipitación en cada fase ENSO respecto a condiciones neutras. Esta construcción nos permite generar un vector de estados para cada celdilla del dominio. A partir de las componentes de cada vector de estado podemos generar números decimales que identifican unívocamente cada vector de estado usando la base binaria $\{-1, 0, 1\}$ y la función generatriz:

$$3^3 a_1 + 3^2 a_2 + 3^1 a_3 + 3^0 a_4 \tag{5}$$

donde a_1, a_2, a_3 y a_4 son las componentes del vector de estado, ordenado de la temporada MAM a DEF.

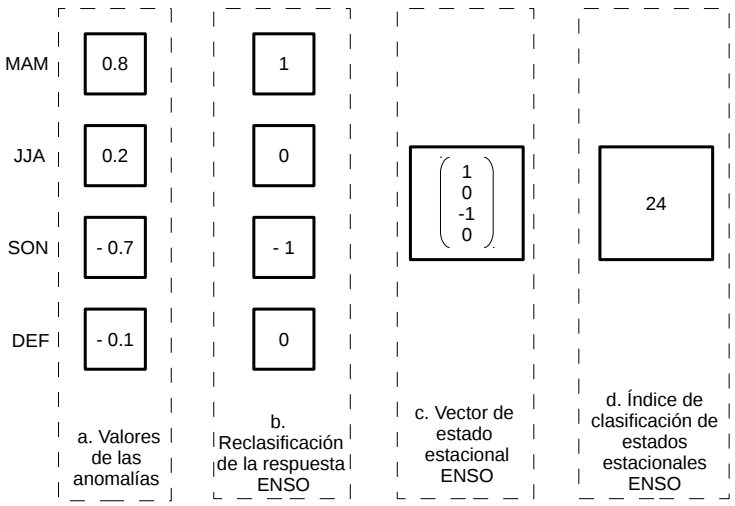


Figura 22: Procedimiento para generar vectores estacionales de estado de la respuesta de la precipitación bajo las fases cálida y fría del ENSO. Para cada celdilla del dominio espacial: a. Se inicia el procedimiento a partir de las anomalías estandarizadas de precipitación estacional en una fase particular del ENSO. b. Los valores de entrada se reclasifican de acuerdo con la respuesta estacional de la precipitación respecto a los años neutros de ENSO (-1 más seco, 0 regular, 1 más húmedo). c. Se genera un vector de estado ENSO para cada celdilla, de elementos a_1, a_2, a_3 y a_4 d. Se encuentra el índice de clasificación asociado al vector de estado ENSO, mediante la función generatriz: $3^3 a_1 + 3^2 a2 + 3^1 a_3 + 3^0 a_4$.

Este procedimiento permite generar 81 vectores de estado diferentes, con índices de clasificación de estados estacionales que van de -40 a 40. Por ejemplo, si una celdilla tiene un vector de estado estacional $[1, 0, -1, 0]$ en alguna fase del ENSO, le corresponde el valor 24 en el índice de clasificación de estados estacionales. Esto significa que la celdilla experimenta condiciones más humedas durante MAM, cercanas al estado neutro ENSO en JJA y DEF y un régimen significativamente más seco durante SON. La metodología propuesta se ilustra claramente en la Figura 22 y los mapas de clasificación de estados estacionales que resumen las características de los cambios en la precipitación regional asociados con los eventos El Niño y La Niña se presentan en las Figuras 23 y 24, respectivamente. En la Tabla 9 se muestra el vector de estados estacionales asociado a cada valor del índice de clasificación de estados estacionales y su respectiva ocurrencia por área para cada fase del ENSO.

Cada evento ENSO es único. Su desarrollo, intensidad y duración son una huella digital de cada episodio en particular. Sin embargo, estos eventos comparten algunas características que permiten establecer si existe, o no, un estado ENSO en progreso. Regionalmente, se evidencia como perturbaciones en los regímenes de precipitación como respuesta al establecimiento de un evento ENSO, a pesar de la varibilidad propia en las características de cada evento. La clasificación estacional que se propone en este trabajo, a través del índice de clasificación de estados estacionales, puede ser de gran utilidad en la prevención y manejo del riesgo

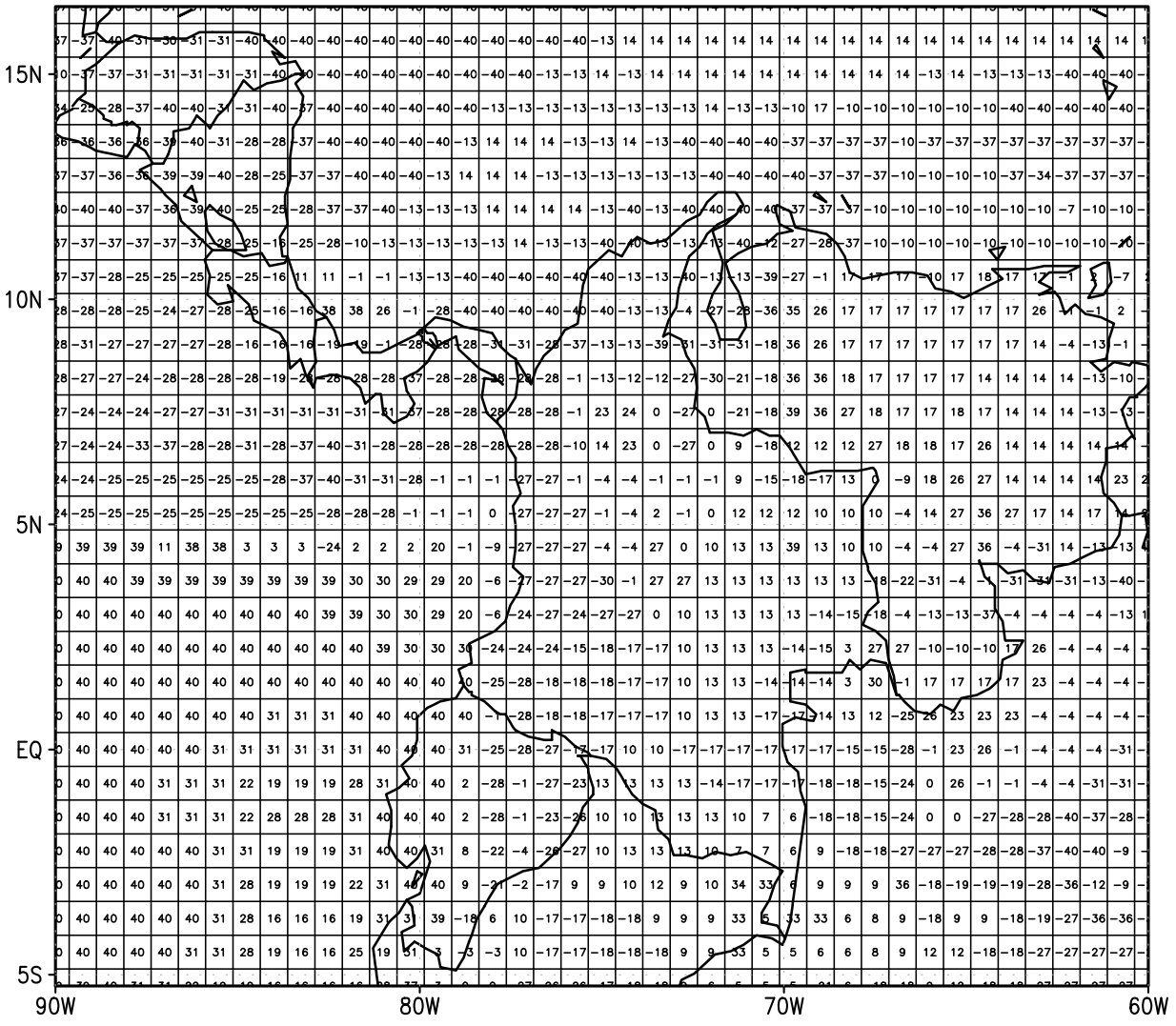


Figura 23: Distribución espacial de la clasificación de vectores de estado estacionales (índice de clasificación de estados estacionales) para las anomalías estandarizadas de precipitación durante eventos El Niño.

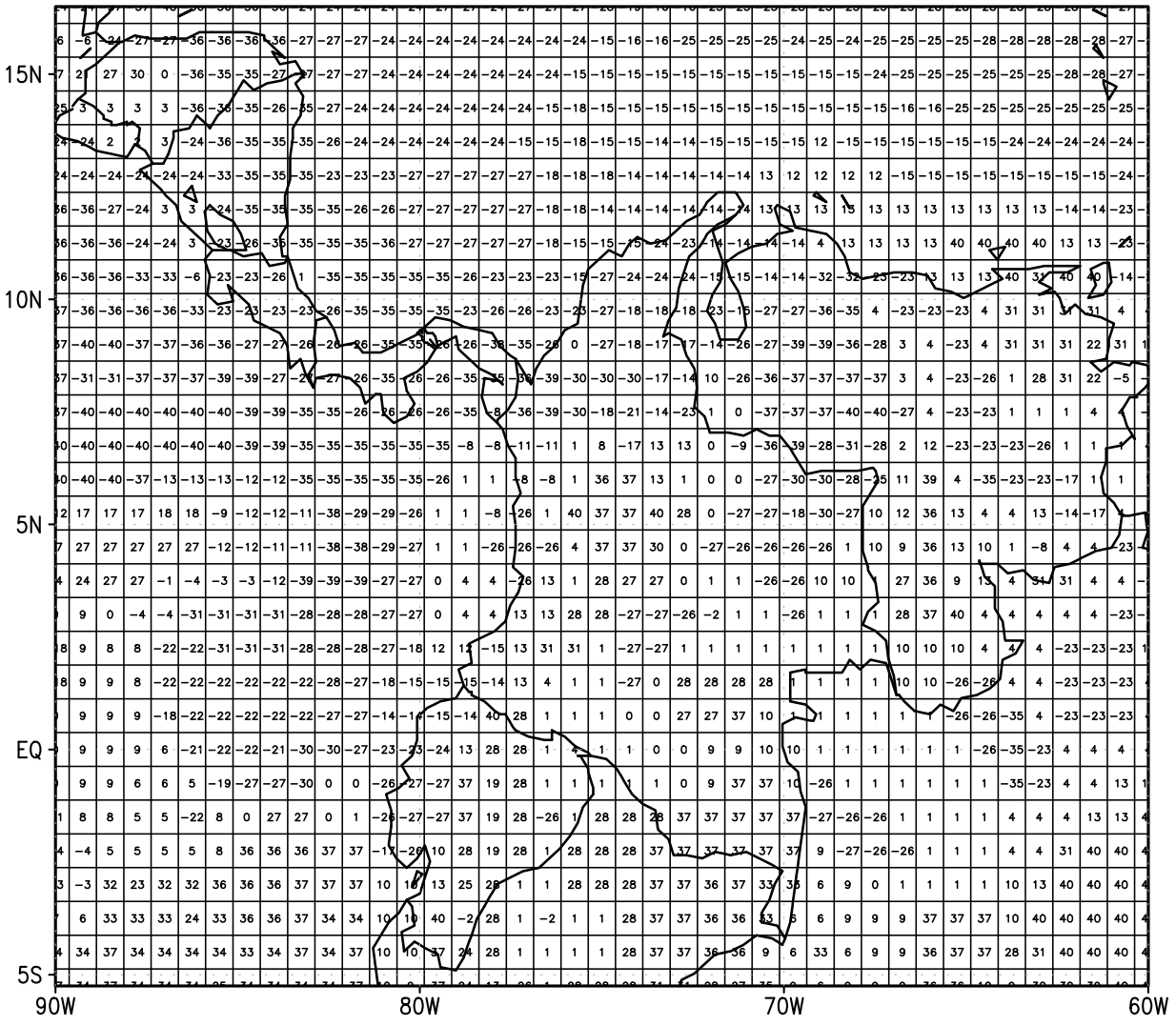


Figura 24: Distribución espacial de la clasificación de vectores de estado estacionales (índice de clasificación de estados estacionales) para las anomalías estandarizadas de precipitación durante eventos La Niña.

asociado a este fenómeno global ya que permite diferenciar las distintas respuestas subregionales, a pesar de las limitaciones propias de los datos de reanálisis asociada con la resolución de los datos, que sigue siendo baja para capturar toda la variabilidad espacial de la orografía regional [*Geer et al.*, 2008].

ID	Vector de estado estacional				Ocurrencia por área (%)	
	[MAM	JJA	SON	DEF]	El Niño	La Niña
-40	-1	-1	-1	-1	8.78	1.71
-39	-1	-1	-1	0	0.49	1.14
-38	-1	-1	-1	1	0.00	0.33
-37	-1	-1	0	-1	4.80	1.54
-36	-1	-1	0	0	0.98	2.68
-35	-1	-1	0	1	0.00	4.23
-34	-1	-1	1	-1	0.16	0.00
-33	-1	-1	1	0	0.08	0.33
-32	-1	-1	1	1	0.00	0.16
-31	-1	0	-1	-1	3.33	0.81
-30	-1	0	-1	0	0.24	0.81
-29	-1	0	-1	1	0.00	0.24
-28	-1	0	0	-1	5.53	2.11
-27	-1	0	0	0	4.15	6.26
-26	-1	0	0	1	0.33	4.72
-25	-1	0	1	-1	2.52	2.52
-24	-1	0	1	0	1.46	5.53
-23	-1	0	1	1	0.16	4.47
-22	-1	1	-1	-1	0.16	1.30
-21	-1	1	-1	0	0.33	0.24
-20	-1	1	-1	1	0.00	0.00
-19	-1	1	0	-1	0.57	0.16
-18	-1	1	0	0	2.93	1.54
-17	-1	1	0	1	2.20	0.57
-16	-1	1	1	-1	0.57	0.49
-15	-1	1	1	0	0.65	4.72
-14	-1	1	1	1	0.57	2.44
-13	0	-1	-1	-1	5.69	0.24
-12	0	-1	-1	0	0.33	0.65
-11	0	-1	-1	1	0.00	0.41
-10	0	-1	0	-1	3.50	0.00
-9	0	-1	0	0	0.41	0.16
-8	0	-1	0	1	0.00	0.57
-7	0	-1	1	-1	0.16	0.08
-6	0	-1	1	0	0.16	0.24
-5	0	-1	1	1	0.00	0.24
-4	0	0	-1	-1	2.85	0.41
-3	0	0	-1	0	0.16	0.33
-2	0	0	-1	1	0.08	0.24
-1	0	0	0	-1	2.93	0.16
0	0	0	0	0	1.14	1.87
1	0	0	0	1	0.00	8.21
2	0	0	1	-1	0.73	0.24
3	0	0	1	0	0.57	0.81
4	0	0	1	1	0.00	4.31
5	0	1	-1	-1	0.49	0.57
6	0	1	-1	0	0.73	0.81
7	0	1	-1	1	0.24	0.08
8	0	1	0	-1	0.24	0.65
9	0	1	0	0	1.71	2.85
10	0	1	0	1	1.71	2.11
11	0	1	1	-1	0.24	0.08
12	0	1	1	0	0.89	0.73
13	0	1	1	1	2.60	3.50
14	1	-1	-1	-1	6.75	0.00
15	1	-1	-1	0	0.00	0.00
16	1	-1	-1	1	0.73	0.00
17	1	-1	0	-1	3.25	0.24
18	1	-1	0	0	0.57	0.16
19	1	-1	0	1	1.14	0.24
20	1	-1	1	-1	0.24	0.00
21	1	-1	1	0	0.00	0.08
22	1	-1	1	1	0.33	0.16
23	1	0	-1	-1	0.81	0.08
24	1	0	-1	0	0.08	0.41
25	1	0	-1	1	0.08	0.16
26	1	0	0	-1	0.81	0.00
27	1	0	0	0	0.89	1.38
28	1	0	0	1	0.65	2.93
29	1	0	1	-1	0.24	0.00
30	1	0	1	0	0.65	0.33
31	1	0	1	1	2.60	1.46
32	1	1	-1	-1	0.00	0.24
33	1	1	-1	0	0.41	0.73
34	1	1	-1	1	0.08	1.46
35	1	1	0	-1	0.08	0.08
36	1	1	0	0	0.57	1.63
37	1	1	0	1	0.08	3.90
38	1	1	1	-1	0.33	0.00
39	1	1	1	0	1.63	0.16
40	1	1	1	1	8.46	2.52

Tabla 9: Índice de clasificación de estados estacionales (ID) que asocia a cada vector de estado un valor numérico que lo identifica unívocamente. También se muestra el porcentaje de ocurrencia por área de cada vector de estado para El Niño y La Niña.

3.4 Síntesis

En este capítulo se discutió la estructura espacio-temporal de la variabilidad de la DFHV derivada del análisis por componentes principales del trabajo de *Arenas-Suárez* [2013], Fig. 19. Las tres primeras PCs explican cerca del 40% de la variabilidad total de la DFHV regional. Las causas subyacentes en estas tres primeras PCs, se determinaron a través de la transferencia del flujo de información entre series de tiempo. Como se presentó en la Tabla 7, las causa dominantes en la variabilidad de la DFHV representada en la PC1 obedecen a modos

de variabilidad predominantemente del Atlántico (índices **CAR**, **NTA**, **TNA**, **AMO**, **AMM** y **TSA**), con una contribución de la variabilidad de largo plazo del Pacífico, representada por el índice **PDO**. En la PC2 y PC3, la causa dominante está relacionada con los modos de variabilidad del Océano Pacífico, principalmente por el fenómeno ENSO. La estructura espacial de los MC-PC2 y MC-PC3 coincide cualitativamente con la respuesta de la precipitación regional bajo las fases cálida y fría del ENSO.

En este trabajo se propone un índice de clasificación de estados estacionales para las fases cálida y fría del ENSO que proporciona información útil sobre la sensibilidad local al ENSO en una resolución espacial de 0.75° y en una base estacional. Este índice tiene el potencial de ser aplicado a otras regiones del mundo con el fin de resumir la varibilidad espacial de la respuesta de la precipitación al ENSO en una escala estacional.

4. Conclusiones

En este trabajo se han estudiado los procesos de transporte de humedad atmosférica en el territorio Colombiano y sus alrededores, haciendo énfasis en el rol de la interacción de la circulación atmosférica y la orografía regional para controlar la distribución espacial de la humedad en una base estacional.

Una de las contribuciones más importantes de este trabajo es la identificación y cuantificación de las fuentes de humedad atmosférica para la subregión compuesta por las cuencas colombianas del Pacífico y el Caribe y la variabilidad intra-anual de la contribución de humedad de cada una de estas fuentes asociada con el cambio de los patrones de circulación regional y los mecanismos de transporte que se desarrollan en consecuencia.

Este trabajo es pionero en el estudio de la variabilidad inter-anual de la divergencia/convergencia del flujo de humedad regional a través de la transferencia de información de los fenómenos climáticos globales con mayor potencial de influenciar la climatología regional, lo cual permite establecer relaciones de causalidad que no pueden determinarse por los métodos típicos de correlación lineal.

A continuación se presentan las conclusiones más importantes derivadas de este trabajo.

4.1 Patrones estacionales de los procesos de transporte de humedad regional

Colombia es un país caracterizado por una estructura orográfica compleja que estructura la circulación atmosférica y los procesos termodinámicos. Como consecuencia, la representación de la dinámica regional del clima constituye un desafío para la reconstrucción espacio-temporal de las variables climáticas, en especial productos del tipo reanálisis, que se consideran con mayor frecuencia referentes que pueden reemplazar las observaciones directas. En particular, los datos de reanálisis ERA-Interim son útiles en estudios regionales del clima, gracias a que su alta resolución espacial (comparada con otros datos de reanálisis como ERA-40 y NCEP-NCAR) permiten una mejor caracterización de la topografía y una mejor representación de la interacción de la circulación con los Andes tropicales.

Como se presentó en el Capítulo 1, Los datos del reanálisis ERA-Interim muestran una representación realista de la estructura espacio-temporal de los procesos dinámicos de la humedad regional en cada una de las macrocuencas colombianas, incluso en las cuencas del Caribe y el Pacífico colombiano donde ERA-Interim muestra una sobre-estimación importante de la precipitación. Estas dos macrocuencas se caracterizan por una gran complejidad dinámica debido a la ramificación de los Andes en tres cordilleras y a la alta variabilidad espacial en los mecanismos de transporte de humedad atmosférica. La bondad en la representación de los procesos de humedad atmosférica se evidencia en la correlación significativa entre la serie de las anomalías estandarizadas de los caudales del río Magdalena, proveniente de medidas observacionales y la serie de las anomalías estandarizadas de la precipitación media en la cuenca del río Magdalena, proveniente de ERA-Interim. Estas variables son integradores hidrológicos de los procesos de transporte atmosférico y resumen la relación dinámica del ciclo hidrológico en la cuenca.

La zona de estudio se caracteriza por exhibir gran variabilidad espacio-temporal de los procesos de humedad atmosférica. Como resultado de esta propiedad, algunas regiones espacialmente cercanas presentan diferencias significativas en el régimen de precipitación debido a que la distribución de líneas de flujo muestran zonas de transiciones no suaves en el transporte de humedad. La distribución de las líneas de flujo produce subregiones de convergencia (sumideros) y divergencia (fuentes) de humedad, como se mostró en la Fig. 7. Los procesos de transporte de humedad experimentan cambios importantes a lo largo del año de acuerdo con la interacción de la circulación regional regulada por la migración estacional de la ZCIT y la geomorfología de los Andes Tropicales.

Los patrones espaciales de la divergencia del flujo de humedad siguen la estructura de la precipitación regional a lo largo del año. En ERA-Interim, el patrón espacial de precipitación muestra una distribución cualitativamente cercana a la del consolidado nacional del Atlas Climatológico de Colombia [*IDEAM*, 2005] e incluso, resuelve mejor la variabilidad espacial en algunas zonas de montaña, respecto a los datos de satélite TRMM. Esos patrones espaciales se explican en gran medida por las características de la circulación regional y los flujos de humedad. Se ha mostrado como la estructura geomorfológica de los Andes sirve como factor estructurante del transporte de humedad, impidiendo o permitiendo el transporte de humedad en la región, de acuerdo con la variación de la elevación y la posición relativa de la ZCIT en el territorio. Se ha identificado un paso orográfico de humedad (alrededor de 5° S y 78° W) a través del cual se transporta humedad desde el flanco oriental de los Andes hacia el Océano Pacífico, fortaleciendo la convergencia del flujo de humedad en la costa del Pacífico colombiano especialmente durante la temporada JJA, donde comienza a formarse la estructura de bajo nivel del chorro del Chocó. La conclusión natural es que este transporte inter-Andino tiene influencia en la formación del CHOCO *Jet*. Por otro lado, el Chorro del Caribe también tiene influencia en la costa del Pacífico colombiano, con un flujo atmosférico significativo, sobre todo de diciembre a mayo, cuando el sistema de bajo nivel del Chorro del Chocó está más debilitado.

En general, la dinámica del transporte atmosférico regional está bien representada en los datos ERA-Interim, aunque la magnitud de la precipitación tiende a ser sobre-estimada en algunas regiones más que en otras. Esto ímplica que el uso de estos datos en estudios climáticos basados en anomalías pueden conducir a conclusiones más precisas que cuando se trata de la cantidad de precipitación, ya que la bondad de su estimación depende de la sub-región de interés.

4.2 Fuentes de humedad regional

El estudio de las fuentes de humedad regional (Capítulo 2) está limitado a la región NOSA, la porción del territorio comprendida por las cuencas del Pacífico y el Caribe colombiano. Las fuentes de humedad se determinaron a través de tres modelos diferentes: DRM, QIBT y FLEXPART. A pesar de las diferencias en el modo en que cada modelo determina las diferentes contribuciones de humedad, se han usado sus resultados de un modo complementario para extraer las propiedades estacionales de las fuentes terrestres y oceánicas de la humedad regional. Estas características se resumen en el catálogo de fuentes de humedad de la Sección 2.4.

Durante el verano austral (DEF), la ZCIT se encuentra ubicada en el punto más al sur respecto a NOSA, la humedad en la región llega del océano Atlantico (TNA), el mar Caribe (CARS) e incluso de regiones tan al norte como STNA. A medida que la ZCIT se mueve hacia el norte y se ubica sobre NOSA, comienza la primera temporada de lluvias (MAM). La humedad regional que proviene de las fuentes terrestres de la cuenca del río Orinoco y del reciclaje local se vuelven más importantes al igual que la fuente oceánica del Atlántico Tropical (TA). Cuando la ZCIT alcanza su posición más septentrional (durante JJA), se fortalece la contribución de humedad que proviene de la parte norte de la cuenca del río Amazonas (NAMZ) y del sur del Océano Atlántico (TSA). Durante la temporada SON, que corresponde al segundo paso de la ZCIT sobre el norte de Sur América, el reciclaje local y la contribución del Orinoco vuelven a ser importantes, mientras que la contribución Amazónica disminuye. En esta temporada, particularmente en octubre y noviembre, la contribución de humedad del Océano Pacífico (regiones TSP y TNP) llega a la costa occidental de la cuenca del Pacífico colombiano a través de la estructura de transporte de bajo nivel del Chorro del Chocó.

La diferencia más importante en el porcentaje de humedad que capturan los tres modelos se presenta en las contribuciones del Océano Pacífico Tropical. En FLEXPART esta contribución supera el 30%, mientras que en DRM y QIBT, es inferior al 3%. Estas diferencias llaman la atención sobre si es una sobre-estimación de un modelo respecto a los otros o viceversa, o si realmente se debe re-evaluar el rol dinámico del transporte de humedad del sistema de bajo nivel que se desarrolla es esta región, ya que probablemente su función dinámica más importante no está asociada directamente con el transporte de humedad sino con la formación de una barrera para el flujo del este y el efecto de ascenso orográfico que propicia la formación de Sistemas Convectivos de Mesoescala. Para resolver esta pregunta, es necesario diseñar experimentos en los que

se puedan desagregar las contribuciones de humedad de acuerdo con las características de los diferentes mecanismos de transporte, lo cual esta por fuera del alcance del presente trabajo de investigación.

La evolución estacional de las contribuciones de humedad regional que se presentan en la Fig 16, están de acuerdo con los análisis previos de *Arias et al.* [2015] y *Sakamoto et al.* [2012] para periodos más cortos. En este trabajo, la descripción intra-anual de la composición de las contribuciones de humedad regional se deriva de los resultados obtenidos de los tres modelos de transporte. Las cualidades de las fuentes de humedad y su variabilidad estacional compiladas en este trabajo son un referente regional. Sin embargo, existen limitaciones en la representación de los procesos dinámicos de transporte ya que la resolución de los datos fuente en los tres modelos, sigue siendo gruesa para representar la variabilidad de la orografía regional.

Vale la pena resaltar la importancia de las contribuciones de humedad a partir de fuentes terrestres (ORIC, NAMZ y NOSA), evidenciando una gran sensibilidad regional a procesos hidrológicos superficiales. Este hecho tiene potenciales implicaciones en alteraciones del ciclo hidrológico regional ya que estas regiones están experimentando cambios en la cobertura vegetal y usos del suelo que afectan directamente los procesos evapotranspirativos y la circulación atmosférica. De acuerdo con los tres modelos (DRM, QIBT y FLEXPART), estas fuentes contribuyen con más del 30% de la humedad en NOSA, porcentaje que podría verse comprometido bajo escenarios de cambio ambiental que puedan alterar el ciclo hidológico es estas cuencas. Análogamente, las fuentes de humedad oceánica, que aportan más del 50% de la humedad regional, son potencialmente más sensibles bajo escenarios de cambio climático caracterizados por un aumento de la temperatura superficial del mar y un fortalecimiento los procesos evaporativos en los mares tropicales.

4.3 Estructura espacio-temporal de la variabilidad regional de la humedad atmosférica

La tasa de transferencia de información constitutuye una herramienta de análisis muy valiosa para determinar los mecanismos que subyacen en los patrones espacio-temporales de la divergencia del flujo de humedad regional. De acuerdo con los resultados de este trabajo, la variabilidad del Océano Atlántico Tropical es la principal causa en la primera Componente Principal de variabilidad de la DFHV regional, representada por grandes valores positivos $\tau_{idx \to PC1}$ para los índices **CAR**, **NTA**, **TNA**. El MC-PC1 correspondiente, muestra una estructura espacial que separa el comportamiento regional de la DFHV en área continental y marina. Esta estructura espacio-temporal puede interpretarse físicamente como que las áreas marinas circundantes exportan la mayor parte de humedad recibida en la zona continental, lo que explica la alta sensibilidad regional a los modos de variabilidad oceánica.

El ENSO aparece como la causa más importante de la estructura espacio-temporal de la variabilidad de la DFH, para la PC2 y PC3 que en conjunto explican el 16% de la variabilidad de la DFHV regional. La tasa

de transferencia de información $\tau_{idx \to PC2}$ y $\tau_{idx \to PC3}$ exhiben los valores más grandes relacionados con los índices **SOI** y **Niño 3.4**. La precipitación regional experimenta alteraciones bajo la influencia de las fases cálida y fría del ENSO, con una gran varibilidad espacial y diferencias estacionales significativas, como se presentó en los *composites* de la Fig. 21. Claramente, la respuesta de la precipitación regional en la fase cálida del ENSO no es el patrón opuesto o complementario de la respuesta regional de la precipitación en la fase fría del ENSO, en consecuencia, cada fase del ENSO es capturada por un modo ortogonal de variabilidad de la DFHV, lo que significa que las fases frías y cálidas del ENSO tienen diferentes mecanismos de interacción regional relacionados por ejemplo con cambios en los niveles de transporte atmosférico como lo sugiere la diferencia en la respuesta de la precipitación sobre la zona montañosa de los Andes. Bajo episodios El Niño, no se detectan cambios significativos en los regímenes de precipitación en las regiones de alta montaña, lo que se puede interpretar como que estas sub-áreas son resilentes a la fase cálida del ENSO, mientras que bajo episodios La Niña, aparecen anomalías positivas en el régimen de precipitación en estas zonas, especialmente sobre el flanco oriental de los Andes colombianos. El patrón espacial de los mapas MC-PC2 y MC-PC3 capturan las características más relevantes de las anomalías de precipitación bajo las fases cálida y fría del ENSO, en consecuencia con la relación dinámica de la DFHV y la precipitación en las zonas tropicales.

Como se mostró en el Capítulo 3, una generalización regional de la respuesta de la precipitación bajo escenarios ENSO, puede conducir a una caracterización errónea de la variabilidad en un lugar específico debido a la gran variabilidad espacial en la respuesta de la precipitación regional. En este sentido, el índice de clasificación de estados estacionales para las fases cálida y fría del ENSO, proporcionan información útil sobre la sensibilidad local al ENSO en una resolución espacial de $0.75°$.

Productos académicos derivados de este trabajo:

- Evento: AGU Fall Meeting, San Francisco. Diciembre de 2013
  Póster 1: Hydrological Responses of Andean Lakes and Tropical Floodplains to Climate Variability and Human Intervention: an Integrative Modelling Framework.
  Autores: **Hoyos, I.**, Gonzáles Morales, C., Serna López, J. P., Duque, C. L., Cañón Barriga, J. E., Dominguez, F.
  Memorias: `http://abstractsearch.agu.org/meetings/2013/FM/GC11A-0964.html`
  Póster 2: Moisture Flux across Colombia in the new generation reanalysis ERA-Interim Autores: Arenas Suárez, T., **Hoyos, I.**, Rodríguez, B.A. Memorias: `http://abstractsearch.agu.org/meetings/2013/FM/A53B-0174.html`

- Evento: LOTRED-SA 3rd International Symposium: Climate change and human impact in Central and South America over the last 2000 years: Observations and models. Julio de 2014.
  Póster 1: Which climate traits can and cannot be represented by reanalysis and reconstructed data sets over Colombia?
  Autores: **Hoyos, I.**, Arenas Suárez, T., Martínez, J. A., Rodríguez, B.A.
  Memorias: `http://www.pages-igbp.org/products/meeting-products/5891-climate-change-and-human\-impact-in-central-and-south-america-over-the-last-2000-years-observations-and-models`
  Póster 2: Moisture flux across Colombia in the new generation reanalysis ERA-Interim.
  Autores: Arenas Suárez, T., **Hoyos, I.**, Rodríguez, B.A.
  Memorias: `http://www.pages-igbp.org/products/meeting-products/5891-climate-change-and-human\-impact-in-central-and-south-america-over-the-last-2000-years-observations-and-models`

- Evento: AGU Fall Meeting, San Francisco. Diciembre de 2014.
  Póster: Amazon deforestation effects on mean and extreme riverflows: insights from ecohydrological scaling.
  Autores: Salazar, J. F., **Hoyos, I.**, Villegas Palacio, J. C., Poveda, G.
  Memorias: `http://abstractsearch.agu.org/meetings/2014/FM/B51B-0036.html`

- Evento: Observing & Modeling Climate Variability in the Intra-Americas Seas & Impacts on the Continental Americas & the Caribbean. Septiembre de 2015.
  Ponencia oral: Moisture origin and transport processes in Colombia, Northern South America.
  Autores: **Hoyos, I.**, Dominguez, F., Martínez, A., Cañón Barriga, J. E., Nieto, R., Dirmeyer, P., Gimeno, L.
  Memorias en: `https://usclivar.org/meetings/2015-iasclip-virtual-workshop-agenda-page`
  `https://usclivar.org/sites/default/files/meetings/2015/presentations/Hoyos-I-IASCLIP.pdf`

- Artículo publicado
  Título: Climate variability and human impact in South America during the last 2000 years: synthesis and perspectives from pollen records.
  Autores: S. G. A. Flantua S. G. A., Hooghiemstra H., Vuille M., Behling H., Carson J. F., Gosling W. D., **Hoyos I.**, Ledru M. P., Montoya E., Mayle F., Maldonado A., Rull V, Tonello M. S., Whitney B. S., and González-Arango C.
  Revista: Climate of the Past. 12, 483–523, 2016, doi:10.5194/cp-12-483-2016

- Artículo aceptado para publicación
  Título: La estación meteorológica, el agricultor y la planeación urbana: Una reflexión para abordar estudios interdisciplinarios del clima.
  Autores: **Hoyos I.**, Arango L., Hoyos A., Rodríguez B. A., Valderrama E., Cañón-Barriga J. E.
  Revista: Agua y Territorio. Universidad de Jaen. Aceptado el 8 de agosto de 2015.

- Artículo sometido a revisión
  Título: Moisture origin and transport processes in Colombia, northern South America.
  Autores: **Hoyos I.**, Dominguez F., Cañón-Barriga J. E., Martínez J. A., Nieto R., Gimeno L., Dirmeyer P.
  Revista: Climate Dynamics. Sometido el 19 de marzo de 2016.

Referencias

Amador, J. A., The intra-Americas sea low-level jet, *Annals of the New York Academy of Sciences*, *1146*(1), 153–188, DOI: 10.1196/annals.1446.012, 2008.

Ambrizzi, T., E. B. de Souza, and R. S. Pulwarty, The hadley and walker regional circulations and associated enso impacts on south america seasonal rainfall, in *The Hadley Circulation: Present, Past and Future*, edited by H. F. Diaz and R. S. Bradley, chap. 7, pp. 203–235, Kluwer Academic Publishers, 2005.

Arenas-Suárez, T., Estudio del flujo y transporte de humedad sobre colombia en el periodo 1979-2009 usando datos del reanálisis era-interim, *Tech. rep.*, Universidad de Antioquia, 2013.

Arias, P. A., J. A. Martínez, and S. C. Vieira, Moisture sources to the 2010-2012 anomalous wet season in northern south america, *Clim Dyn*, DOI: 10.1007/s00382-015-2511-7, 2015.

Bagstad, K. J., G. W. Johnson, B. Voigt, and F. Villa, Spatial dynamics of ecosystem service flows: A comprehensive approach to quantifying actual services, *Ecosystem Services*, *4*, 117–125, DOI: 10.1016/j.ecoser.2012.07.012, 2013.

Barry, R., and A. M. Carleton, *Synoptic and dynamic climatology*, Routledge, New York, 2002.

Bass, M. S., M. Finer, C. Jenkins, N. Clinton, H. Kreft, D. F. Cisneros-Heredia, S. F. McCracken, et al., Global conservation significance of Ecuador's yasuní national park, *PLoS ONE*, *5*(1), e8767, DOI: 10.1371/journal.pone.0008767, 2010.

Bhushan, S., and A. P. Barros, A numerical study to investigate the relationship between moisture convergence patterns and orography in central Mexico, *Journal of Hydrometeorology*, *8*(6), 1264–1284, DOI: 10.1175/2007JHM791.1, 2007.

Bradley, R. S., M. Vuille, H. F. Diaz, and W. Vergara, Threats to water supplies in the tropical andes, *Science*, *312*, 1755 – 1756, 2006.

Burde, G. I., and A. Zangvil, The estimation of regional precipitation recycling. part i: Review of recycling models, *J. Climate*, *14*(12), 2497–2508, DOI: 10.1175/1520-0442(2001)014<2497:teorpr>2.0.co;2, 2001.

Burkhard, B., M. Kandziora, Y. Hou, and F. Müller, Ecosystem service potentials, flows and demands – concepts for spatial localisation, indication and quantification, *Landscape Online*, pp. 1–32, DOI: 10.3097/lo.201434, 2014.

Buytaert, W., and B. D. Biévre, Water for cities: The impact of climate change and demographic growth in the tropical Andes, *Water Resources Research*, *48*(8), 2012.

Buytaert, W., R. Célleri, B. D. Biévre, R. Hofstede, F. Cisneros, G. Wyseure, and J. Deckers, Human impact on the hydrology of the andean páramos, *Earth Sci Rev*, *79*, 53 – 72, 2006.

Buytaert, W., R. Célleri, and L. Timbe, Predicting climate change impacts on water resources in the tropical andes: Effects of gcm uncertainty, *Geophys Res Lett*, *36*(L07406), DOI: doi:10.1029/2008GL037048, 2009.

Carvajal, Y. E., H. E. Jiménez, and H. M. Materón, Incidencia del fenómeno del Niño en la hidroclimatología del valle del río Cauca-Colombia, *B Inst Fr Étud Andines*, *27*(3), 743–751, 1998.

Célleri, R., and J. Feyen, The hydrology of tropical Andean ecosystems: importance, knowledge status, and perspectives, *Mountain Research and Development*, *29*(4), 350–355, 2009.

Chacón-Moreno, E., Ecological and spatial modelling: Mapping ecosystems, landscape changes, and plant species distribution in

llanos del orinoco, venezuela., Ph.D. thesis, Wageningen University, 2007.

Chelliah, M., and G. D. Bell, Tropical multidecadal and interannual climate variability in the NCEP–NCAR reanalysis, *Journal of Climate*, *17*(9), 1777–1803, DOI: 10.1175/1520-0442(2004)017<1777:tmaicv>2.0.co;2, 2004.

Chiang, J. C. H., and D. J. Vimont, Analogous pacific and atlantic meridional modes of tropical atmosphere-ocean variability, *Journal of Climate*, *17*(21), 4143–4158, DOI: 10.1175/jcli4953.1, 2004.

Córdoba-Machado, S., R. Palomino-Lemus, S. R. Gámiz-Fortis, Y. Castro-Díez, and M. J. Esteban-Parra, Influence of tropical pacific SST on seasonal precipitation in colombia: prediction using el niño and el niño modoki, *Clim Dyn*, *44*(5-6), 1293–1310, DOI: 10.1007/s00382-014-2232-3, 2014.

Córdoba-Machado, S., R. Palomino-Lemus, S. R. Gámiz-Fortis, Y. Castro-Díez, and M. J. Esteban-Parra, Assessing the impact of el niño modoki on seasonal precipitation in colombia, *Global and Planetary Change*, *124*, 41–61, DOI: 10.1016/j.gloplacha.2014.11.003, 2015.

Dee, D., et al., The era-interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *137*(656), 553–597, 2011.

Dingman, S. L., *Physical hydrology*, Waveland Press Inc, Long Grove, Ill, 2008.

Dinku, T., F. Ruiz, S. J. Connor, and P. Ceccato, Validation and intercomparison of satellite rainfall estimates over colombia, *J. Appl. Meteor. Climatol.*, *49*(5), 1004–1014, DOI: 10.1175/2009jamc2260.1, 2010.

Dirmeyer, P. A., and K. L. Brubaker, Contrasting evaporative moisture sources during the drought of 1988 and the flood of 1993, *Journal of Geophysical Research*, *104*(D16), 19,383, DOI: 10.1029/1999jd900222, 1999.

Dirmeyer, P. A., and K. L. Brubaker, Characterization of the global hydrologic cycle from a back-trajectory analysis of atmospheric water

vapor, *Journal of Hydrometeorology*, *8*(1), 20–37, DOI: 10.1175/jhm557.1, 2007.

Dominguez, F., P. Kumar, X.-Z. Liang, and M. Ting, Impact of atmospheric moisture storage on precipitation recycling, *Journal of climate*, *19*(8), 1513–1530, 2006.

Dorling, D., M. Newman, and A. Barford, *The Atlas of the real World: Mapping the way we live*, Thames and Hudson, 2010.

Doughty, C. E., and M. L. Goulden, Seasonal patterns of tropical forest leaf area index and co 2 exchange, *Journal of Geophysical Research*, *113*, DOI: 10.1029/2007jg000590, 2008.

Durán-Quesada, A., M. Reboita, and L. Gimeno, Precipitation in tropical America and the associated sources of moisture: a short review, *Hydrological Sciences Journal*, *57*(4), 612–624, 2012.

Durán-Quesada, A. M., L. Gimeno, J. Amador, and R. Nieto, Moisture sources for Central America: Identification of moisture sources using a lagrangian analysis technique, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, *115*(D5), 2010.

Enfield, D. B., A. M. Mestas-Nuñez, D. A. Mayer, and L. Cid-Serrano, How ubiquitous is the dipole relationship in tropical atlantic sea surface temperatures?, *J. Geophys. Res.*, *104*(C4), 7841–7848, DOI: 10.1029/1998jc900109, 1999.

Enfield, D. B., A. M. Mestas-Nuñez, and P. J. Trimble, The atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental u.s., *Geophys. Res. Lett.*, *28*(10), 2077–2080, DOI: 10.1029/2000gl012745, 2001.

Eslava, *Climatología del Pacífico Colombiano*, first ed., Academía Colombiana de Ciencias Geofísicas, 1994.

Etter, A., C. McAlpine, S. Phinn, D. Pullar, and H. Possingham, Unplanned land clearing of colombian rainforests: Spreading like disease?, *Landscape and Urban Planning*, *77*(3), 240–254, DOI: 10.1016/j.landurbplan.2005.03.002, 2006a.

Etter, A., C. McAlpine, K. Wilson, S. Phinn, and H. Possingham, Regional patterns of agricultural land use and deforestation in colombia, *Agriculture, Ecosystems and Environment*, *114*, 369 – 386, 2006b.

Etter, A., C. McAlpine, and H. Possingham, Historical patterns and drivers of landscape change in colombia since 1500: A regionalized spatial approach, *Annals of the Association of American Geographers*, *98*(1), 2–23, DOI: 10.1080/00045600701733911, 2008.

Garreaud, R., The Andes climate and weather, *Advances in Geosciences*, *22*(22), 3–11, 2009.

Geer, A. J., P. Bauer, and P. Lopez, Lessons learnt from the operational 1d + 4d-var assimilation of rain- and cloud-affected ssm/i observations at ecmwf, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, *134*(635), 1513 – 1525, 2008.

Grimm, A. M., and R. G. Tedeschi, Enso and extreme rainfall events in south america, *Journal of Climate*, *22*, 1589 – 1609, DOI: 10.1175/2008JCLI2429.1, 2009.

Hastenrath, S., *Climate Dynamics of the Tropics (Atmospheric and Oceanographic Sciences Library)*, Springer, 1991.

Hastings, D. A., and P. Dunbar, Development & assessment of the Global Land One-km Base Elevation digital elevation model (globe), *Group*, *4*(6), 1998.

Herzog, S. K., R. Martínez, P. M. Jørgensen, and H. Tiessen, *Climate change and biodiversity in the tropical Andes*, Inter-American Institute for Global Change Research (IAI) and Scientific Committee on Problems of the Environment (SCOPE), 2011.

Hoyos, I., A. Baquero-Bernal, and S. Hagemann, How accurately are climatological characteristics and surface water and energy balances represented for the Colombian Caribbean Catchment Basin?, *Climate Dynamics*, *41*(5-6), 1269–1290, 2013a.

Hoyos, I., A. Baquero-Bernal, D. Jacob, and B. A. Rodríguez, Variability of extreme events in the Colombian Pacific and Caribbean catchment basins, *Climate dynamics*, *40*(7-8), 1985–2003, 2013b.

Hoyos, I., T. Arenas-Suárez, J. A. Martínez, and B. Rodríguez, Which climate traits can and cannot be represented by reanalyses and reconstructed data sets over colombia?, in *LOTRED-SA 3rd International Symposium Climate change and human impact in central and South America over the last 2000 years Observations and Models*, 2014.

Hurrell, J. W., Decadal trends in the north atlantic oscillation: Regional temperatures and precipitation, *Science*, *269*(5224), 676–679, DOI: 10.1126/science.269.5224.676, 1995.

IDEAM, *Atlas climatológico de Colombia*, IDEAM, 2005.

IGAC, *Geografía de colombia*, Instituto Geográfico Agustín Codazzi, 2011.

III, F. S. C., P. A. Matson, and P. Vitousek, *Principles of Terrestrial Ecosystem Ecology*, Springer, 2011.

Insel, N., C. J. Poulsen, and T. A. Ehlers, Influence of the andes mountains on south american moisture transport, convection, and precipitation, *Clim Dyn*, DOI: 10.1007/s00382-009-0637-1, 2009.

Jackson, R. B., S. R. Carpenter, C. N. Dahm, D. M. McKnight, R. J. Naiman, S. L. Postel, and S. W. Running, Water in a changing world, *Ecological applications*, *11*(4), 1027–1045, 2001.

Jacobson, M., *Fundamentals of atmospheric modeling*, Cambridge University Press, Cambridge, UK New York, 2005.

Jarvis, A., J. L. Touval, M. Castro-Schmitz, L. Sotomayor, and G. Graham-Hyman, Assessment of threats to ecosystems in south america, *Journal for Nature Conservation*, *18*(3), 180–188, DOI: 10.1016/j.jnc.2009.08.003, 2010.

Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, et al., The ncep/ncar 40-year reanalysis project, *Bull Am Meteorol Soc*, *77*, 437–471, 1996.

Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J. Woollen, S.-K. Yang, J. J. Hnilo, M. Fiorino, and G. L. Potter, Ncep–doe AMIP-ii reanalysis (r-2), *Bulletin of the American Meteorological Society*, *83*(11), 1631–1643, DOI: 10.1175/bams-83-11-1631, 2002.

Kousky, V. E., M. T. Kagano, and I. F. A. Cavalcanti, A review of the southern oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies, *Tellus A*, *36A*(5), 490–504, DOI: 10.1111/j.1600-0870.1984.tb00264.x, 1984.

Krishnamurti, T. N., L. Stefanova, and V. Misra, *Tropical Meteorology*, Springer, 2013.

Latif, M., Tropical pacific/atlantic ocean interactions at multi-decadal time scales, *Geophys. Res. Lett.*, *28*(3), 539–542, DOI: 10.1029/2000gl011837, 2001.

Lewis, W. M., S. K. Hamilton, M. A. Lasi, M. Rodriguez, and J. F. S. III, Ecological determinism on the orinoco floodplain, *BioScience*, *50*(8), 681 – 692, DOI: 10.1641/0006-3568(2000)050[0681:EDOTOF, 2000.

Liang, X. S., Local predictability and information flow in complex dynamical systems, *Physica D: Nonlinear Phenomena*, *248*, 1–15, DOI: 10.1016/j.physd.2012.12.011, 2013.

Liang, X. S., Unraveling the cause-effect relation between time series, *Physical Review E*, *90*(5), DOI: 10.1103/physreve.90.052150, 2014.

Liang, X. S., and R. Kleeman, A rigorous formalism of information transfer between dynamical system components. i. discrete mapping, *Physica D: Nonlinear Phenomena*, *231*(1), 1–9, DOI: 10.1016/j.physd.2007.04.002, 2007.

Lin, Y.-L., S. Chiao, T.-A. Wang, M. L. Kaplan, and R. P. Weglarz, Some common ingredients for heavy orographic rainfall, *Weather and forecasting*, *16*(6), 633–660, 2001.

López, M. E., and W. E. Howell, Katabatic winds in the equatorial Andes, *Journal of the Atmospheric Sciences*, *24*(1), 29–35, 1967.

Lorenz, C., and H. Kunstmann, The hydrological cycle in three state-of-the-art reanalyses: Intercomparison and performance analysis, *J. Hydrometeor*, *13*(5), 1397–1420, DOI: 10.1175/jhm-d-11-088.1, 2012.

Makarieva, A. M., V. G. Gorshkov, D. Sheil, A. D. Nobre, and B.-L. Li, Where do winds come from? a new theory on how water vapor condensation influences atmospheric pressure and dynamics,

Atmospheric Chemistry and Physics, *13*(2), 1039–1056, DOI: 10.5194/acp-13-1039-2013, 2013.

Mapes, B. E., T. T. Warner, M. Xu, and A. W. Negri, Diurnal patterns of rainfall in northwestern South America. part I: Observations and context, *Monthly Weather Review*, *131*(5), 799–812, 2003.

Martínez, J. A., Atmospheric circulation patterns over Colombia during 1958-2000 using data of reanalyses and output from a regional climate model, Master's thesis, Universidad de Antioquia, 2011.

Martinez, J. A., and F. Dominguez, Sources of Atmospheric Moisture for the La Plata River Basin, *Journal of Climate*, 2014.

Mesa, O., G. Poveda, and L. Carvajal, *Introducción al clima de Colombia*, Universidad Nacional, 1997.

Mitchell, M., *Complexity: A Guided Tour*, Oxford University Press, 2009.

Muñoz, E., A. J. Busalacchi, S. Nigam, and A. Ruiz-Barradas, Winter and summer structure of the caribbean low-level jet, *J. Climate*, *21*(6), 1260–1276, DOI: 10.1175/2007jcli1855.1, 2008.

Myers, N., R. A. Mittermeier, C. G. Mittermeier, G. A. Da Fonseca, and J. Kent, Biodiversity hotspots for conservation priorities, *Nature*, *403*(6772), 853–858, 2000.

Numaguti, A., Origin and recycling processes of precipitating water over the eurasian continent: Experiments using an atmospheric general circulation model, *Journal of Geophysical Research*, *104*(D2), 1957, DOI: 10.1029/1998jd200026, 1999.

Overland, J. E., and R. Preisendorfer, A significance test for principal components applied to a cyclone climatology, *Monthly Weather Review*, *110*(1), 1–4, 1982.

Pabón, J., El cambio climático global y su manifestación en Colombia, *Cuadernos Geografía*, *12*, 111–119, 2003.

Pabón, J., J. Eslava, and R. Gómez, Generalidades de la distribución espacial y temporal de la temperatura del aire y de la precicpitación en Colombia, *Meteorología Colombiana*, *4*, 47–59, 2001.

Pasini, A., *From observations to simulations a conceptual introduction to weather and climate modelling*, World Scientific, Hackensack, N.J, 2005.

Penland, C., and L. Matrosova, Prediction of tropical Atlantic sea surface temperatures using linear inverse modeling, *Journal of Climate*, *11*(3), 483–496, 1998.

Poveda, G., and O. J. Mesa, On the existence of Lloró (the rainiest locality on Earth): Enhanced ocean-land-atmosphere interaction by a low-level jet, *Geophysical Research Letters*, *27*(11), 1675–1678, 2000.

Poveda, G., and K. Pineda, Reassessment of colombia's tropical glaciers retreat rates: are they bound to disappear during the 2010–2020 decade?, *Adv Geosci*, *22*, 107 – 116, 2009.

Poveda, G., A. Jaramillo, M. M. Gil, N. Quiceno, and R. I. Mantilla, Seasonality in enso-related precipitation, river discharges, soil moisture, and vegetation index in colombia, *Water Resour Res*, *37*(8), 2169 – 2178, 2001.

Poveda, G., P. R. Waylen, and R. S. Pulwarty, Annual and inter-annual variability of the present climate in northern South America and southern Mesoamerica, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *234*(1), 3–27, 2006.

Poveda, G., L. Jaramillo, and L. F. Vallejo, Seasonal precipitation patterns along pathways of south american low-level jets and aerial rivers, *Water Resources Research*, *50*(1), 98–118, 2014.

Price, M. F., Mountains: globally important ecosystems, *Tech. Rep. 49 (4)*, Unasylva, FAO, 1998.

Restrepo, J. D., and B. Kjerfve, Magdalena river: interannual variability (1975–1995) and revised water discharge and sediment load estimates, *Journal of Hydrology*, *235*, 137 – 149, 2000.

Rodríguez-Eraso, N., J. D. Pabón-Caicedo, N. R. Bernal-Suárez, and J. Martínez-Collantes, *Cambio climático y su relación con el uso del suelo en los Andes colombianos*, IAVH, 2010.

Roe, G. H., Orographic precipitation, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, *33*, 645–671, 2005.

Ruiz, D., H. A. Moreno, M. E. Gutiérrez, and P. A. Zapata, Changing climate and endangered high mountain ecosystems in colombia, *Science of The Total Environment*, *398*(1-3), 122–132, DOI: 10.1016/j.scitotenv.2008.02.038, 2008.

Sakamoto, M. S., T. Ambrizzi, and G. Poveda, Moisture sources and life cycle of convective systems over Western Colombia, *Advances in Meteorology*, *2011*, 2012.

Schreiber, T., Measuring information transfer, *Phys. Rev. Lett.*, *85*(2), 461–464, DOI: 10.1103/physrevlett.85.461, 2000.

Serra, Y. L., G. N. Kiladis, and K. I. Hodges, Tracking and mean structure of easterly waves over the intra-americas sea, *Journal of Climate*, *23*(18), 4823–4840, DOI: 10.1175/2010jcli3223.1, 2010.

Snow, J. W., The climate of northern South America, in *Climates of Central and South America*, *World Survey of Climatology*, vol. 12, edited by W. Schwerdtfeger, pp. 295–403, Elsevier Scientific Publishing Co, Amsterdam, 1976.

Sole, R., and S. Manrubia, *Orden y caos en sistemas complejos*, Ediciones UPC, 2000.

Spracklen, D. V., S. R. Arnold, and C. M. Taylor, Observations of increased tropical rainfall preceded by air passage over forests, *Nature*, *489*(7415), 282–285, DOI: 10.1038/nature11390, 2012.

Stohl, A., and P. James, A lagrangian analysis of the atmospheric branch of the global water cycle. part i: Method description, validation, and demonstration for the August 2002 Flooding in central Europe, *Journal of Hydrometeorology*, *5*(4), 656–678, DOI: 10.1175/1525-7541(2004)005<0656:alaota>2.0.co;2, 2004.

Trapp, R. J., *Mesoscale-convective processes in the atmosphere*, Cambridge University Press, 2013.

Trenberth, K. E., The definition of el niño, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, *78*(12), 2771–2777, DOI: 10.1175/1520-0477(1997)078<2771:tdoeno>2.0.co;2, 1997.

Trenberth, K. E., G. W. Branstator, D. Karoly, A. Kumar, N.-C. Lau, and C. Ropelewski, Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures, *J. Geophys. Res.*, *103*(C7), 14,291–14,324, DOI: 10.1029/97jc01444, 1998.

Trenberth, K. E., J. T. Fasullo, and J. Mackaro, Atmospheric moisture transports from ocean to land and global energy flows in reanalyses, *Journal of Climate*, *24*(18), 4907–4924, DOI: 10.1175/2011jcli4171.1, 2011.

Uppala, S. M., P. W. Kälberg, and A. J. Simmons, The era-40 re-analysis, *Quart J R Meteorol Soc*, *131*(612), 2961–3012, 2005.

Velasco, I., and J. M. Fritsch, Mesoscale convective complexes in the americas, *J Geophys Res*, *92*(D8), 9591, DOI: 10.1029/jd092id08p09591, 1987.

Volkenstein, M. V., *Entropy and Information*, Birkhäuser, 2009.

Vuille, M., S. J. Burns, B. L. Taylor, F. W. Cruz, B. W. Bird, M. B. Abbott, L. C. Kanner, H. Cheng, and V. F. Novello, A review of the South American monsoon history as recorded in stable isotopic proxies over the past two millennia, *Clim. Past*, *8*(4), 1309–1321, DOI: 10.5194/cp-8-1309-2012, 2012.

Wagener, T., M. Sivapalan, P. Troch, B. McGlynn, C. Harman, et al., The future of hydrology: An evolving science for a changing world, *Water Resources Research*, *46*(5), n/a–n/a, DOI: 10.1029/2009WR008906, 2010.

Wang, C., ENSO, atlantic climate variability, and the Walker and Hadley circulations, in *The Hadley circulation: present, past and future*, edited by H. F. Diaz and R. S. Bradley, chap. 6, pp. 173–202, Kluwer Academic Publishers, 2005.

Wang, C., Variability of the caribbean low-level jet and its relations to climate, *Climate Dynamics*, *29*(4), 411–422, DOI: 10.1007/s00382-007-0243-z, 2007.

Wang, C., and S.-k. Lee, Atlantic warm pool, caribbean low-level jet, and their potential impact on atlantic hurricanes, *Geophys. Res. Lett.*, *34*(2), DOI: 10.1029/2006gl028579, 2007.

Wang, C., and J. Picaut, Understanding ENSO physics—a review, in *Earth's Climate: The Ocean-Atmosphere Interaction*, pp. 21–48, Wiley-Blackwell, DOI: 10.1029/147gm02, 2004.

Wang, H., and R. Fu, Cross-equatorial flow and seasonal cycle of precipitation over South America, *J. Climate*, *15*(13), 1591–1608, DOI: 10.1175/1520-0442(2002)015<1591:cefasc>2.0.co;2, 2002.

Wassenaar, T., P. Gerber, P. Verburg, M. Rosales, M. Ibrahim, and H. Steinfeld, Projecting land use changes in the neotropics: The geography of pasture expansion into forest, *Global Environmental Change*, *17*(1), 86–104, DOI: 10.1016/j.gloenvcha.2006.03.007, 2007.

Waylen, P. R., and G. Poveda, El Niño-Southern Oscillation and aspects of western South America hydro-climatology, *Hydrol Process*, *16*(6), 1247–1260, DOI: 10.1002/hyp.1060, 2002.

Wells, N., *The atmosphere and ocean : a physical introduction*, Wiley-Blackwell, A John Wiley & Sonds, Ltd., Publication, Chichester, West Sussex Hoboken, NJ, 2012.

Wilks, D. S., *Statistical methods in the atmospheric sciences*, vol. 100, Academic press, 2011.

Zhou, J., and K.-M. Lau, Principal modes of interannual and decadal variability of summer rainfall over South America, *International Journal of Climatology*, *21*(13), 1623–1644, DOI: 10.1002/joc.700, 2001.